**UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**

**APLICAÇÃO DE ISÓTOPOS RADIOGÊNICOS NA
MINERALIZAÇÃO DE OURO DA MINA CUIABÁ,
GREENSTONE BELT RIO DAS VELHAS (MG)**

Cintia Maria Gaia da Silva

Orientador: Prof. Dr. Colombo Celso Gaeta Tassinari

TESE DE DOUTORAMENTO

Programa de Pós-Graduação em Recursos Minerais e Hidrogeologia

São Paulo
2006

*Ao Everardo,
Caminheiro da Paz.*

*Aos meus sobrinhos,
Giovanna, Paulo e Bárbara.*

Senhora, fazei-me instrumento de vossa paz.

*Onde houver ódio, que eu leve o amor;
Onde houver ofensa, que eu leve o perdão;
Onde houver discórdia, que eu leve a união;
Onde houver dúvida, que eu leve a fé;
Onde houver erro, que eu leve a verdade;
Onde houver desespero, que eu leve a esperança;
Onde houver tristeza, que eu leve a alegria;
Onde houver trevas, que eu leve a luz.*

*Ó Mestre,
Fazei que eu procure mais consolar, que ser consolado;
compreender que ser compreendido;
amar, que ser amado.*

*Pois é dando que se recebe,
é perdoando que se é perdoado,
e é morrendo que se vive para a vida eterna!*

LOVE IS ALL YOU NEED !

AGRADECIMENTOS

Expresso aqui meus mais sinceros agradecimentos às seguintes entidades e pessoas:

- A CAPES, pela bolsa de doutorado e à FAPESP (Proc. 01/13354-8), pelos financiamentos necessários para a realização desta tese;
- A Mineração *Anglogold Ashanti*, em especial aos geólogos Frederico Vieira, Diogo Costa e Edilberto Biasi por todo o apoio logístico que viabilizou esta pesquisa.
- Ao Prof. Dr. Colombo Celso Gaeta Tassinari, pela orientação, disposição e paciência durante a realização desta tese.
- À Prof^a Dra. Lydia Lobato (UFMG), por sua disposição e sempre boa vontade nas discussões, além do acompanhamento na primeira etapa de campo;
- Ao Prof. Dr. Joaquin Ruiz, pela supervisão do estágio realizado na Universidade do Arizona (EUA) e também aos geólogos Fernando Barra e Ryan Mathur que me ensinaram a conhecer o método Re-Os.
- Aos professores do Instituto de Geociências da USP: Marly Babinski, Maria Helena Hollanda, Benjamin Bley de Brito Neves, Miguel Basei, Oswaldo Siga Jr., Paulo Giannini, João Batista Moreschi, pela amizade e sugestões.
- A equipe do CPGeo, Artur, Helen, Ivone, Izabel, Kei, Liliane, Luis Henrique, Mitzi, Solange, Walter, Vasco, Verinha pela amizade, companhia e apoio quando foi preciso.
- Aos técnicos dos laboratórios de MEV, Isaac (IGc) e Liz (Poli-Minas), pela atenção durante a realização das análises no MEV e ao Paulinho pela confecção das lâminas.
- Aos funcionários do Instituto de Geociências-USP, em especial, Ana Paula, Magali, Tadeu, Zé Paulo, Luceir, Brenda, Érica, Aline, Marcos Mansueto, Henrique, Claudionor, Edmir e Seu José.
- Aos meus amigos, colegas de pós-graduação e aqueles que tornaram o dia a dia no Instituto mais agradável : Agustin, Alejandro, Alessandra, Andres, Claudia (Kaú), Claudia Varnier (Valisére), Deyna, Frederico, Guano, Ioná, Irena, Ivanety, José Coelho, Juliana, Leonardo, Lena, Liliane, Luis Paulo, Marta, Mika, Milene, Nem, Ossama, Paul, Paula (Pi), Renata, Iraldo, Renato (Ninguém), Rogério, Sérgio, Sibebe, Silvia, Simone, Valéria, Veridiana, Werner, Zeca e mais alguém que com certeza esqueci... Não poderia esquecer as meninas da UAPGEO, é claro, Aline, Deborah, Márcia, Paula Pi e Silvia.
- Quero dizer meu muito obrigado a Lucelene, Neivaldo, Liliana, Roseane e Deborah, pelo apoio decisivo no final da tese, porque sem eles essa tese não teria um fim. E aos meus amigos de final de tese Lucelene, Hécio e Gaston pelo incentivo e palavras amigas.
- Aos amigos Afonso Nogueira e Roseane Sarges que sempre me deram apoio e me acolheram sem reservas em suas vidas.
- A Eneida e Elliot que tornaram meus dias em Tucson uma experiência maravilhosa de vida.
- As minhas amigas-irmãs Alayde e Lucia, companheiras de muitas jornadas, que apesar de distantes, sempre estivemos juntas.
- À D. Luzanira, minha mãe, meu pai S. Maciel, minha irmã Darla que sempre me apoiaram em todos os momentos decisivos dessa jornada. Não poderia de agradecer ao meu irmão Paulo e esposa Isabela que sempre me receberam com todo amor.
- E gostaria que meus agradecimentos fossem extensivos a todos aqueles que, embora não tenham sido citados, também deram sua contribuição na realização deste trabalho.

ÍNDICE

	Pág.
<i>SUMÁRIO</i>	i
<i>RESUMO</i>	iii
<i>ABSTRACT</i>	iv
 1 – INTRODUÇÃO	 1
1.1 – OBJETIVOS	2
1.2 – LOCALIZAÇÃO DA ÁREA	2
1.3 – MATERIAIS E MÉTODOS	2
 2 – GEOCRONOLOGIA E GEOLOGIA REGIONAL	 11
2.1 – TERRENOS GRANÍTICO-GNÁISSICOS	11
2.1.1 – Complexo Metamórfico Belo Horizonte	13
2.1.2 – Complexo Metamórfico Bonfim	16
2.1.3 – Complexo Metamórfico Bação	19
2.1.4 – Complexo Metamórfico Caeté	20
2.2 – GREENSTONE BELT RIO DAS VELHAS	21
2.2.1 – Grupo Nova Lima	22
2.2.2 – Grupo Maquiné	26
2.2.3 – Geocronologia	27
2.2.3.1 – Supergrupo Rio das Velhas.....	27
2.2.3.2 – Depósitos Auríferos	31
2.3 – CONTEXTO GEOTECTÔNICO	33
 3 – DEPÓSITO CUIABÁ	 36
3.1 – GEOLOGIA DO DEPÓSITO.....	36
3.1 – DESCRIÇÃO DAS UNIDADES LITOLÓGICAS.....	39
3.2 – A MINERALIZAÇÃO CUIABÁ.....	53
3.2.1 – Caracterização dos Corpos de Minério	53
3.2.1 – Caracterização Petrográfica	54
 4 – GEOQUÍMICA DAS ROCHAS ENCAIXANTES.....	 63
4.1 – ROCHAS VULCÂNICAS MÁFICAS.....	63
4.2 – SEQÜÊNCIA SEDIMENTAR	74
 5 – GEOLOGIA ISOTÓPICA DAS ROCHAS ENCAIXANTES	 77
5.1 – ROCHAS VULCÂNICAS MÁFICAS	77
5.1.1 – Análises Sm-Nd	77

5.1.2 – Análises Pb-Pb.....	81
5.1.3 – Análises Rb-Sr.....	84
5.2 – SEQUÊNCIA SEDIMENTAR	88
5.2.1 – Análises Sm-Nd.....	88
5.2.2 – Análises Rb-Sr.....	89
5.2.3 – Análises Pb-Pb.....	89
6– GEOLOGIA ISOTÓPICA DA MINERALIZAÇÃO CUIABÁ	91
6.1 – ANÁLISES Ar-Ar	92
6.2 – ANÁLISES Pb-Pb.....	96
6.2.1 – Pirita.....	97
6.2.2 – Pirrotita.....	107
6.2.3 – Esfalerita.....	114
6.2.4 – Ouro	114
6.2.5 – Magnetita	115
6.2.6 – Minerais de ganga e veio	116
6.2.7 – Considerações sobre a composição isotópica de Pb da mineralização.....	119
6.3 – ANÁLISES Rb-Sr.....	123
6.4 – ANÁLISES Sm-Nd	127
6.5 – ANÁLISES Re-Os	129
7 – DISCUSSÕES E CONCLUSÕES.....	135
8 – REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	138
ANEXOS	

RESUMO

A mina Cuiabá localiza-se na porção norte do Quadrilátero Ferrífero (MG) e é a principal produtora de ouro da região. Os corpos de minério dispõem-se ao longo de uma camada de formação ferrífera bandada, associada à sequência metavulcano-sedimentar arqueana do Grupo Nova Lima, porção inferior do *greenstone belt* Rio das Velhas, sudeste do Cráton São Francisco.

As rochas metavulcânicas máficas adjacentes a FFB mineralizada apresentam forte alteração hidrotermal, com zonas concêntricas de cloritização, carbonatização e sericitização. Análises isotópicas Pb-Pb nas rochas máficas hidrotermalizadas e menos alteradas forneceram uma idade de 2592 ± 39 Ma, admitida como a idade do evento hidrotermal associado a mineralização. Os resultados Rb-Sr nestas mesmas rochas evidenciaram desequilíbrio isotópico provocado por eventos posteriores a 2,6 Ga, enquanto os dados Sm-Nd indicaram uma idade mais antiga para a colocação desta sequência máfica, em torno de 2,97 Ga.

As assinaturas de Pb, Sr e Nd nas rochas encaixantes da mineralização indicam que houve entrada de fluidos estranhos às rochas analisadas do *greenstone belt* na área da mina Cuiabá, provenientes de reservatórios da crosta inferior e superior. Se houve contribuição de Pb, Sr e Nd para os fluidos mineralizantes das rochas metamáficas e da FFB, foi subordinada.

Análises isotópicas de Pb-Pb, Re-Os, Rb-Sr, Sm-Nd e Ar-Ar, dados geológicos, de minerografia e relações texturais dos minerais de minerais e ganga, permitiram estabelecer que a mineralização aurífera da mina Cuiabá teve uma evolução complexa e policíclica. Esta evolução é caracterizada pela superposição de vários eventos de mobilização de ouro e de fluidos de distintas composições, produzidos por eventos hidrotermais induzidos por pelo menos dois episódios tectono-magmáticos que atuaram na região do Quadrilátero Ferrífero. Um deles, associado ao final do evento Rio das Velhas (2,7-2,6 Ga) em que se formou a mineralização aurífera e outro ligado a remobilizações durante o evento Brasileiro (0,7-0,45 Ga).

Estudos isotópicos de Pb em pirita (porfiroblástica, grossa e fina) e pirrotita da mineralização Cuiabá forneceram idades modelos entre 2,73 Ga e 2,56 Ga, indicando que a mineralização é epigenética, formada durante o final do Arqueano tardio, com sucessivas gerações de piritas. As idades modelo obtidas indicam que a pirita porfiroblástica e a grossa se formaram desde o início do processo de mineralização, em torno de 2,73 Ga, com remobilização/reprecipitação até 2,55 Ga e a pirita fina um pouco mais tardia, em torno de 2,65 Ga. As idades modelo da pirrotita indicam que se formaram depois da pirita fina, a partir de 2,65 Ga.

As assinaturas de Pb, Sr, Nd e Os dos minerais de minério indicam que os fluidos mineralizantes que precipitaram o minério tinham composição heterogênea, com misturas de fluidos derivados de diferentes reservatórios, principalmente rochas fontes da crosta superior e inferior, com contribuição subordinada de rochas mantélicas.

ABSTRACT

The Cuiaba mine, located at northern of Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais state, is the most important gold-producing mine in the region. The BIF hosted gold orebodies is evolved with a metavolcanic-sedimentary Archean sequence of the Nova Lima Group, lower part of the Rio das Velhas greenstone belt, southeast of São Francisco Craton.

The mafic metavolcanic rocks adjacent to Cuiaba-BIF horizon exhibit strong hydrothermal alteration with concentric zones of chloritization, carbonatization and sericitization. Pb-Pb isotopic analyses of the hydrothermalized mafics and less altered rocks show an age of 2592 ± 39 Ma, interpreted as the age of the hydrothermal event associated with the mineralization. Rb-Sr results of the same rocks show isotopic disequilibrium motivated by events after 2.6 Ga, while the Sm-Nd data indicate an older age for the formation of these mafic sequences of around 2.97Ga.

The Pb, Sr and Nd signatures in the rocks that enclose the mineralization indicate that there was entrance of foreign fluids into the rocks of the greenstone belt in the Cuiaba mina area as a result of inferior and superior crust reservoirs. If there was contribution of Pb, Sr and Nd to the mineralizing fluids of the metamafic rocks and of the FFB, it was subordinate.

Isotopic analyses of Pb-Pb, Re-Os, Rb-Sr, Sm-Nd and Ar-Ar, mineral analyses and textural relations of sulfides, established that the Au mineralization of Cuiaba mine had a complex and polycyclic evolution. This evolution is characterized by the superposition of diverse events of mobilization of gold and fluids of distinct compositions. These fluids were produced by hydrothermal events induced by at least two tectonic magmatic episodes that happened in the Quadrilatero Ferrifero region. One of them is associated with the end of the Rio das Velhas event (2.7-2.6 Ga) when the Au mineralization was formed and the other one is related to the remobilization during the Brasiliano event (0.7-0.45 Ga).

Pb isotopic studies on pyrite and pyrrhotite of Cuiaba mineralization show model ages between 2.73 Ga and 2.56 Ga indicating that the mineralization is epigenetic formed during Late Archean, with successive generation of pyrites. The obtained model ages indicate that the porphyroblastic and coarse pyrites were formed since the beginning of the mineralization process, around 2.73 Ga, with remobilization/precipitation up to 2.55Ga. The fine pyrite was formed after the generation of the previous pyrite around 2.65Ga. The model ages of pyrrhotite indicate that it was formed after the fine pyrite, after 2.65 Ga.

The isotopic signatures of Pb, Sr, Nd and Os of the ore indicate that the mineralization fluids that precipitated had heterogeneous composition, with a mixing of fluids that originated from different reservoirs, principally source rocks from superior and inferior crust, with a subordinate contribution of mantle rocks.

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO

Depósitos de ouro hospedados em greenstone belts são responsáveis por uma grande parte da produção de ouro mundial. Na região do Quadrilátero Ferrífero (MG), um dos mais importantes e antigos distritos auríferos do Brasil, vários depósitos encontram-se hospedados no *greenstone belt* arqueano Rio das Velhas, dentre eles, a mina Cuiabá. Atualmente, a mina Cuiabá pertence à Mineração *AngloGold Ashanti* e é a principal produtora de ouro dessa região, com reservas de 10.095.000 t até o nível 11, em janeiro de 2000, com teor de ouro de 8,29 g/t (Vieira 2000).

O grande acervo de pesquisa geológica da região do Quadrilátero Ferrífero aponta para uma evolução complexa e policíclica, relacionada a eventos desde mesoarqueanos até neoproterozóicos. Os depósitos auríferos, em especial os hospedados no greenstone belt Rio das Velhas, também dispõem de vários trabalhos geológicos básicos, envolvendo geologia estrutural, petrologia, mineralogia e geoquímica. No entanto, estudos de isótopos radiogênicos nestes depósitos são ainda limitados.

A mineralização aurífera da mina Cuiabá, objeto de estudo da presente tese, encontra-se hospedada em uma camada de formação ferrífera bandada e sulfetada associada à seqüência metavulcano-sedimentar arqueana do Grupo Nova Lima, porção inferior do greenstone belt Rio das Velhas.

O primeiro modelo genético proposto para o depósito Cuiabá foi do tipo singenético, com a mineralização associada ao vulcanismo exalativo (Ladeira 1980, 1988, 1991). No entanto, uma origem epigenética, proposta inicialmente por Vieira (1988, 1991), vem sendo corroborada por trabalhos posteriores, como os de Toledo (1997), Ribeiro-Rodrigues (1998), Xavier et al. (2000), Lobato et al. (1998, 2001a, b).

O depósito Cuiabá foi alvo de estudo em um projeto da ADIMB (Agência para o Desenvolvimento Tecnológico da Indústria Mineral Brasileira), coordenado pela Profa Lydia Lobato, da Universidade Federal de Minas Gerais (UFMG), que a partir da integração de dados novos e os pré-existentes reforçaram o modelo epigenético tipo *lode-gold* para este depósito, assim como para os demais depósitos auríferos hospedados no Grupo Nova Lima. A mineralização aurífera é considerada como produto de um evento hidrotermal, com grande aporte de fluidos de origem metamórfica durante os estágios tardios da evolução do greenstone belt, de provável idade tardi-arqueana (Lobato et al. 2001a).

A compreensão da formação de um depósito mineral envolve principalmente a caracterização da natureza dos fluidos e das suas fontes, a determinação da idade da mineralização, os processos de interação fluido-rocha durante a migração, a relação temporal entre a colocação dos fluidos e os principais eventos magmáticos, metamórficos e tectônicos que atuaram na região. Como estudos multi-isotópicos têm sido bastante empregados na obtenção destes parâmetros, e havendo estudos básicos no depósito Cuiabá, necessários para a implementação de um programa de geologia isotópica, foi proposto

como tema deste doutoramento, a aplicação integrada dos sistemas isotópicos radiogênicos Rb-Sr, Pb-Pb, Sm-Nd, Ar-Ar e Re-Os diretamente sobre os minerais de minério, ganga e alteração hidrotermal, bem como nas rochas encaixantes da mineralização Cuiabá.

1.1 – OBJETIVOS

O objetivo principal desta tese é a utilização sistemática e integrada dos sistemas isotópicos Pb-Pb, Rb-Sr, Sm-Nd, Re-Os Ar-Ar na mineralização Cuiabá, a fim de auxiliar na compreensão do modelo genético proposto para a mesma, baseando-se na assinatura isotópica de Sr, Pb, Nd e Os do minério e das possíveis rochas fontes, no tipo de ambiente tectônico, na determinação das idades da mineralização e dos eventos pós-mineralização que atuaram na área de estudo.

Além disso, pretende-se também, contribuir para uma melhor compreensão dos processos envolvidos na formação de mineralizações auríferas em áreas policíclicas.

1.2 – LOCALIZAÇÃO DA ÁREA

A mina Cuiabá localiza-se no município de Sabará, a cerca de 40 km a leste da cidade de Belo Horizonte, Minas Gerais (Figura 1). O acesso à mina é feito através da rodovia MG-05, que liga Belo Horizonte a Caeté. O minério de ouro é transportado por teleférico e tratado na planta metalúrgica do Queiroz, em Raposos, tendo prata e ácido sulfúrico como subprodutos (Vial 1988, Vieira 2000).

1.3 – MATERIAIS E MÉTODOS

Neste item encontra-se descrito os materiais e métodos utilizados nesta pesquisa:

1) *PESQUISA BIBLIOGRÁFICA* – Foi realizada uma pesquisa bibliográfica principalmente sobre os dados geocronológicos das unidades regionais e os depósitos de ouro alojados na sequência Rio das Velhas, além de trabalhos sobre aplicação de isótopos radiogênicos em depósitos auríferos em *greenstone belts*.

2) *ETAPA DE CAMPO* – Na amostragem da mina Cuiabá foram coletadas amostras das rochas encaixantes com e sem alteração hidrotermal e dos vários tipos de sulfetos descritos na mina. As etapas de campo foram realizadas em abril/2002 e março/2004 e tiveram o total apoio da equipe de mapeamento da empresa *Anglogold Ashanti*, em especial os geólogos Frederico Vieira e Diogo Costa, além da participação da Prof^a Lydia Lobato (UFMG) na primeira etapa de campo.

Figura 1 – Mapa de localização e acesso da mina Cuiabá (Lobato et al. 2001a)

Na coleta das amostras procurou-se abranger todos os tipos litológicos que ocorrem na área da mina, com exceção das rochas metavulcanoclásticas, e seguindo o mapeamento geológico feito pela equipe da empresa. Foi coletado um total de 94 amostras, entre rochas hospedeiras, minerais de ganga e minério, relacionadas no Anexo I. A localização das amostras encontra-se no Anexo II. Foi realizada também a coleta de 9 amostras de um dique máfico e 3 de basaltos em testemunhos de sondagem (PC-56 e PC-57).

3) *PREPARAÇÃO DE AMOSTRAS* – Com base nas relações macroscópicas e microscópicas, foram selecionadas para análises isotópicas 17 amostras de sulfetos (pirita, pirrotita e esfalerita), uma de magnetita, 14 minerais da ganga (carbonato, quartzo, sericita e clorita) e uma amostra do concentrado gravimétrico de ouro da planta metalúrgica de Queiroz, cedido gentilmente pela empresa *Anglogold Ashanti*. Foram selecionadas ainda 19 amostras das rochas hospedeiras para análises químicas de rocha total e 14 para análises isotópicas Sm-Nd, Rb-Sr e Pb-Pb.

A preparação das amostras de rochas foi feita inicialmente com a fragmentação por martelo (~ 1 cm de tamanho) e posterior pulverização em moinho de ágata até se obter um pó de rocha (< 200 mesh). Antes da pulverização as amostras de rocha foram lavadas com água destilada em ultra-som.

As amostras de minério tiveram um tratamento diferenciado, já que o produto final desejado são os concentrados puros das fases minerais, sem a presença de agregados. Dessa forma, fez-se britagem, peneiramento, separação magnética e por líquidos pesados e catação manual. As amostras de pirita foram separadas entre pirita fina, grossa e porfiroblástica quando possível.

- *Britagem e peneiramento*: fase inicial, onde a amostra é quebrada manualmente até a fração desejada, em geral entre 35-60 e 60-100 *mesh*. Os fragmentos com a fase mineral desejada foram separados individualmente para facilitar a concentração.

- *Separação magnética*: fase onde se separam os minerais de interesse, de acordo com o grau de atração magnética. Apesar dos minerais de interesse não serem magnéticos, este método auxilia na purificação da amostra. Utilizou-se o separador eletromagnético do tipo *Frantz*, que separa os minerais de acordo com a susceptibilidade magnética por meio de ajuste da corrente elétrica geradora do campo magnético. Anterior à etapa do *Frantz*, é feita a separação dos minerais magnéticos (pirrotita e magnetita) através do uso de um ímã de mão.

- *Separação por líquidos pesados*: nesta fase separam-se os minerais de acordo com sua densidade. Baseia-se no princípio de que os minerais que possuem uma densidade mais elevada do que o líquido pesado utilizado precipitam e os menos densos ficam em suspensão. Foram usados líquidos de densidade conhecida: iodeto de metileno ($3,32\text{g/cm}^3$) e bromofórmio ($2,90\text{g/cm}^3$).

- *Catação manual*: etapa final de purificação da amostra feita com o auxílio de uma lupa binocular Zeiss. Mesmo as etapas anteriores proporcionando boa separação, sempre restam uma pequena quantidade de grãos com impurezas agregadas e indesejadas, que precisam ser eliminadas para se obter um concentrado mineral puro. Após a catção manual, os concentrados foram lavados com água destilada em ultra-som por 20 minutos.

4) *PETROGRAFIA* – Foram realizados estudos petrográficos em cerca de 50 lâminas delgadas para identificar e caracterizar os litotipos da mina, bem como no auxílio da seleção de amostras para as análises químicas e isotópicas. Utilizaram-se as técnicas de microscopia ótica convencionais de luz transmitida para a identificação das fases minerais, relações texturais e microestruturas associadas, com apoio de trabalhos como Deer *et al.* (1972), Kerr (1959) e Passchier & Trouw (1996).

5) *MINEROGRAFIA* – Foram descritas um total de 15 seções polidas, 30 lâminas delgadas polidas e amostras de mão. Utilizaram-se as técnicas de microscopia ótica convencionais de luz transmitida e refletida para a identificação das fases minerais, relações texturais entre os minerais de minérios e de ganga e microestruturas associadas, com apoio de trabalhos como Deer *et al.* (1972), Kerr (1959), Ramdohr (1980), Craig & Vaughan (1994), Passchier & Trouw (1996). Este estudo serviu de base para a seleção das amostras para análises isotópicas e na interpretação dos resultados obtidos.

6) *DIFRAÇÃO DE RAIOS-X* – Este método foi utilizado na identificação das fases minerais e avaliação da pureza de alguns dos concentrados minerais que foram analisados isotopicamente. O aparelho utilizado foi um difratômetro Siemens/Bruecker – D500, do Laboratório de Raios-X do Instituto

de Geociências (IGc-USP). Os difratogramas foram feitos com varredura de 4 a 70° e interpretados no software DIFRAC AT.

7) *MICROSCÓPIO ELETRÔNICO DE VARREDURA (MEV)* – Foram realizadas microanálises para a identificação das inclusões que ocorrem nos sulfetos e no material do resíduo das análises isotópicas de ouro, além de imagens de elétrons espalhados. As análises foram feitas nos laboratórios do IGc e da Escola Politécnica da USP, que utilizam o equipamento MEV tipo LEO, modelo STEREOSCAN 440.

8) *GEOQUÍMICA* – Foram analisadas 19 amostras de rochas encaixantes para caracterização geoquímica, realizadas no laboratório canadense ACME que utiliza os seguintes métodos: ICP-AES (SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, CaO, MgO, MnO, Na₂O, K₂O, P₂O₅, Cr₂O₃, Ba, Ni, Sc), LECO (C, S), ICP-MS (Co, Cs, Ga, Hf, Nb, Rb, Sn, Sr, Ta, Th, U, V, W, Zr, Y e ETR (La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu), com abertura química por fusão com metaborato de lítio (LiBO₂). Os elementos Mo, Cu, Pb, Zn, Ni, As, Cd, Sb, Bi, Ag, Au, Hg, Tl e Se foram analisados por ICP-MS com abertura ácida usando HCl-HNO₃-H₂O.

Para tratamento dos resultados químicos utilizaram-se os *softwares* NEWPET e MIMPET.

9) *ANÁLISES ISOTÓPICAS* – Foram analisadas 46 amostras pelo método Pb-Pb, 24 por Rb-Sr, 24 por Sm-Nd, 19 por Re-Os e 2 por Ar-Ar, totalizando 185 análises isotópicas. Com exceção do método Ar-Ar, as análises isotópicas constam de três etapas principais: ataque (digestão) químico, separação dos elementos químicos e leitura no espectrômetro de massa, que estão descritas a seguir:

Pb-Pb – Foram analisadas 15 amostras das rochas encaixantes, sendo 10 amostras de rocha vulcânica máfica, 4 de formação ferrífera bandada e uma de filito grafitoso, 17 sulfetos (pirita, pirrotita e esfalerita), uma magnetita, 12 minerais da ganga (carbonato, quartzo, sericita e clorita) e uma amostra de ouro, as quais foram analisadas pelo método convencional (digestão total) e por lixiviação por etapas (PbSL, *Pb stepwise leaching*). O procedimento de preparação das amostras encontra-se descrito a seguir, de acordo com os procedimentos usuais do Centro de Pesquisas Geocronológicas da USP (CPGeo-USP).

Nas análises de rochas e clorita foram pesados cerca de 100 mg de amostra. Para sulfetos e magnetita, pelo procedimento convencional, foram pesados entre 20 e 100 mg de amostra. Para sericita cerca de 40 mg de amostra e para os carbonatos e quartzo foram pesados 500 mg. A digestão das amostras de rochas e silicatos foram feitas inicialmente com HF+HNO₃ e os sulfetos+magnetita com HCl-HNO₃, posteriormente com conversão de ambos para HCl 6N. Os carbonatos foram lavados inicialmente com HBr 0,6 N e posteriormente atacados com HCl 6N.

Após a completa digestão, a amostra foi condicionada em HBr 0,7N e passada em coluna de troca iônica, com resina AG-1-X8 200-400 *mesh*, para extrair o Pb em meio clorídrico 6N. Para uma melhor purificação do Pb a amostra foi novamente passada na coluna. No concentrado final de Pb foram adicionados 5 µl de H₃PO₄ 0.25N antes de ser levado à evaporação. O procedimento geral encontra-se resumido no Anexo III.

Nas análises de lixiviados foram utilizados cerca de 500 mg de amostra, cujos procedimentos e pesos encontram-se listados no Anexo III. As etapas de lixiviação variaram de acordo com o tipo de ácido, concentração e duração do ataque. Algumas amostras foram analisadas de acordo com o seu grau de pureza, por exemplo, o ouro foi inicialmente atacado com HF para eliminar quaisquer silicatos agregados. Após cada ataque ácido, o sobrenadante foi transferido para um novo *savilex* junto com a lavagem do resíduo, a qual foi feita três vezes com H₂O *milli-Q*. A parte remanescente, não dissolvida, foi secada e pesada para determinar a massa que foi dissolvida (lixiviada). A solução foi evaporada até quase à secura, dissolvida em HBr 0,6N e separada em colunas de troca aniônica convencional HBr-HCl para extração do Pb, similar ao procedimento anterior. Alguns lixiviados que apresentaram turbidez foram centrifugados antes da introdução na coluna. A amostra foi novamente passada na coluna para purificação do Pb e no concentrado final adicionados 5 µl de H₃PO₄ 0,25N antes da evaporação.

Foram realizadas análises de diluição isotópica em quatro amostras totais de sulfetos e nos lixiviados da amostra MC-65 para calcular a concentração de Pb. Esta técnica permite calcular a concentração de Pb da amostra a partir da concentração pré-determinada do traçador (*spike*). Após o ataque químico total ou coleta do lixiviado (sobrenadante), foi retirada uma alíquota da amostra, aproximadamente 10% do peso inicial e adicionado o traçador. O cálculo do teor de Pb das alíquotas dos lixiviados não foi possível em função do alto teor de Pb da amostra MC-65, cuja análise teve quantidade insuficiente de traçador.

Para a leitura no espectrômetro VG-354 com multicoletor, o concentrado de Pb é dissolvido em 2µl de sílica gel e depositado em monofilamento de Re, previamente aquecido (0,8A). Os procedimentos de branco durante a realização das análises foram de 100 pg para os sulfetos e 130 pg para a rocha total. As razões isotópicas foram corrigidas para fracionamento de massa de 0,12% a.m.u⁻¹ usando análises múltiplas do padrão internacional NBS 981.

O tratamento dos resultados e cálculo das idades foram feitos no software ISOPLOT de Ludwig (1993) usando erro de correlação de 0,95.

Rb-Sr e Sm-Nd – Foram analisadas 14 amostras de rochas encaixantes, analisadas também pelo método Pb-Pb, e 9 amostras de sulfetos e uma magnetita.

No CPGeo, quando se analisa Rb-Sr e Sm-Nd na mesma amostra, faz-se apenas um procedimento de abertura química, e por isso estes métodos estão descritos juntos. Além disso, durante a separação

cromatográfica dos cátions Rb e Sr, faz-se também a extração inicial dos elementos terras raras para separação posterior de Sm e Nd.

A separação dos elementos Rb e Sr é feita através da técnica convencional de extração por troca catiônica conforme os procedimentos descritos por Kawashita (1972). Para amostras com teores de Rb e/ou Sr abaixo de 50ppm e acima de 650 ppm, determinados previamente por fluorescência de raios-X, utiliza-se a técnica de diluição isotópica usando os traçadores ^{87}Rb e ^{84}Sr . Para amostras com teores de Rb e/ou Sr entre 50-650ppm, apenas o Sr é coletado, pois se utiliza os teores de Rb determinados pela fluorescência de raios-X, os quais possuem desvio padrão em torno de 2%. Para o cálculo dos teores de Sm e Nd das amostras, utiliza-se diluição isotópica com traçador misto ^{150}Nd - ^{149}Sm .

A técnica de diluição isotópica consiste na determinação da concentração de um dado elemento a partir da mistura amostra + traçador (*spike*), em que o traçador possui uma concentração e composição isotópica perfeitamente conhecida.

Para análises de sulfetos são pesados cerca de 500mg de amostra, enquanto para as rochas os pesos são calculados com base nos teores de Rb e Sr, previamente determinados. A quantidade dos traçadores utilizada é previamente calculada, os quais são pesados e adicionados às amostras. O ataque químico inicial das rochas é feito com $\text{HF}+\text{HNO}_3$ 3:1 e dos sulfetos com $\text{HCl}-\text{HNO}_3$ 3:1, e posteriormente ambos são convertidos com HCl 6N para eliminação dos resíduos.

A separação de Rb e Sr é feita em colunas de vidro tipo *pyrex* com resina de troca catiônica AG 50W-X8 200-400 *mesh*. Antes do procedimento de separação, é feito um refluxo da resina em meio HCl 2,62N usando uma trompa de vácuo. A amostra em meio HCl 2,62N é adicionada na coluna com lavagem sucessiva da resina, utilizando HCl 2,62N, até a fração em que o elemento desejado é liberado da resina e coletado. Após a coleta dos concentrados de Rb e Sr, adicionam-se 200 μl de HNO_3 nos mesmos, antes da evaporação, a fim de eliminar qualquer vestígio de resina que possa ter sido eluída.

A separação de Sm e Nd é feita inicialmente com a coleta dos elementos terras raras junto com o procedimento de coleta do Rb e Sr, de acordo com os procedimentos de Sato *et al.* (1995). O concentrado com os ETR é evaporado e convertido para HCl 0,26N para a extração de Sm e Nd em colunas com resina LN. A eluição do Sm e Nd é em meio HCl 0,26 e 0,55N, respectivamente. O procedimento geral segue o encontra-se resumido no Anexo III.

Os concentrados de Rb e Sr são depositados em filamentos de Ta junto com 2 μl de H_3PO_4 no espectrômetro de massa VG 354. A reprodutibilidade é controlada pelo padrão internacional NBS 987. O Sm é depositado em filamento de Ta e o Nd em filamento de Re com H_3PO_4 . O Nd é analisado no espectrômetro de massa Finnigan 262 e o Sm no VG-354. O controle das análises é feito com leituras do padrão *La Jolla*. O tratamento dos resultados analíticos foi feito no software ISOPLLOT de Ludwig (1998).

Re-Os – Foi analisado um total de 19 amostras, sendo 8 amostras de pirita, 6 de pirrotita, 3 de ouro, uma de esfalerita e uma de magnetita. Estas análises foram realizadas na Universidade do Arizona (EUA) por meio da concessão de uma bolsa sanduíche à doutoranda pela CAPES, sob a supervisão do Prof. Dr. Joaquin Ruiz.

A preparação dos concentrados purificados das amostras foram feitas no CPGeo, tomando-se os devidos cuidados para não se ter contaminação com elementos do grupo da platina, evitando-se assim, equipamentos de Fe ou carbeto de W.

As concentrações de Re e Os nas amostras analisadas são da ordem de ppt e obtidas através da técnica de diluição isotópica. Uma das dificuldades da metodologia Re-Os é o desconhecimento das concentrações exatas de Re e Os nas amostras a serem analisadas, necessárias para se fazer o cálculo da melhor proporção de peso entre amostra e traçador. Por isso, em geral, faz-se sempre mais de uma análise da mesma amostra até se conseguir uma boa relação entre as concentrações da amostra e traçador. Foram utilizados os traçadores ^{185}Re (6ng/g) e ^{190}Os (100ng/g), usados para sulfetos com baixa concentração de Re e Os no laboratório de Re-Os da Universidade do Arizona, cuja rotina utilizada está descrita a seguir:

- *Pesagem*: Para amostras de sulfetos foram pesados entre 0,5 e 1,3g; para magnetita entre 0,3-0,9g e para ouro entre 0,1-0,4g. Os pesos dos traçadores variaram entre 0,08-0,3g para Os e 0,05-0,6g para Re.

- *Abertura Química* – As amostras são digeridas por oxidação em *carius tube* (uma ampola de vidro), de acordo com os procedimentos e cuidados de Shirey & Walker (1995). Inicialmente são introduzidos nos tubos, os concentrados de amostras e os traçadores, previamente pesados, depois os ácidos HNO_3 16N e HCl 12N, em uma relação 3:1, e por último H_2O_2 (30%). A adição de cada reagente é feita com a amostra congelada para inibir reações químicas antes de selar o tubo. Com os constituintes no tubo completamente congelados, utilizando uma mistura de nitrogênio líquido + etanol, se faz o selamento do tubo usando maçarico com chama butano-oxigênio. O congelamento impede a perda de Re e Os, já que os reagentes podem oxidar o Re e Os e formar óxidos voláteis, além de reduzir a pressão de vapor dos reagentes tornando o selamento mais seguro. Após a solução chegar à temperatura ambiente, espera-se cerca de 2hs até as fortes reações químicas diminuírem, observando se não houve qualquer rachadura no vidro, para então se colocar os tubos na estufa à 200°C por um tempo mínimo de 12 horas. Os tubos são protegidos em jaquetas de ferro, caso haja explosão dos mesmos. Após esse período, o tubo é resfriado a temperatura ambiente e novamente congelado para poder ser feita a abertura do mesmo, utilizando-se cortador de vidro. Apesar da redução de vapor ainda observa-se estampidos quando os tubos são abertos.

- *Extração de Re e Os* - A extração de Re e Os da solução pode ser feito por dois procedimentos iniciais: extração por solvente (Cohen & Waters 1996) e destilação (Frei *et al.* 1998). Ambas as técnicas foram feitas, com resultados diferentes para a mesma amostra, sem uma explicação coerente para tal fato.

Optou-se pelo primeiro procedimento para amostras de ouro e o segundo para os sulfetos, conforme sugestão dos trabalhos de Kirk *et al.* (2001, 2002).

Extração de Ósmio - No processo de destilação, o Os é trapeado em meio HBr+H₂O₂, ficando o Re retido na solução-resíduo. Imediatamente à abertura do *carius tube*, a solução da amostra é transferida para *savilex* de teflon, iniciando-se o processo de destilação, o qual dura uma hora a temperatura constante de 110°C. A destilação inicia com o aquecimento da amostra, onde o Os é volatilizado e transferido por capilares, com fluxo de ar, para *falcon* tubos com HBr, que se encontram em um recipiente com cubos de gelo (Anexo III.4). Na solução a ser destilada, é adicionado cerca de 3ml de H₂O₂ para auxiliar na recuperação de OsO₄. Após a destilação, a solução de HBr com Os é transferida para um *savilex* e evaporada para posterior microdestilação.

No processo de extração por solvente orgânico, procedimento mais simples do que o anterior, adiciona-se cerca de 10ml de CCl₄ (extrator de Os) nos *carius tube* cortados ao meio (Anexo III.4). A mistura água régia-solvente é agitada várias vezes para auxiliar na extração do Os e separar as fases orgânicas e ácidas. A fase orgânica, mais densa, é retirada com o auxílio de pipetador e transferida para um *savilex*. A fase ácida restante é transferida para outro *savilex* para ser evaporada e posterior extração de Re. No recipiente com Os trapeado em CCl₄ é adicionado HBr (extrator de Os) e colocado sob lâmpada vermelha por 2 horas. Depois, retira-se o CCl₄, mais denso, com pipetador, deixando-se apenas a solução bromídrica com Os. Evapora-se esta solução para posterior microdestilação, similar ao procedimento descrito por Birck *et al.* (1997).

A microdestilação, para purificação do Os em meio HBr, é feita em *savilex* de fundo cônico, onde o concentrado prévio de Os é diluído em CrO₃-H₂SO₄ e depositado na tampa do *savilex*. Este é colocado invertido na chapa quente, envolvido em papel alumínio, de forma que o Os seja volatilizado da tampa e trapeado por HBr que está no fundo cônico a uma temperatura constante de 80°C e um tempo mínimo de 3hs. A seguir, a amostra é evaporada e preparada para a leitura no espectrômetro de massa.

Extração de Rênio - A solução rica em Re, concentrada no resíduo de destilação ou extração por solvente, é evaporada e dissolvida em HNO₃ 0,1N, a qual é passada em uma coluna de troca aniônica de teflon com resina AG1 X8 100-200 *mesh*. O resíduo é purificado em microcolunas de teflon, com o Re sendo recuperado em meio NHO₃ 8N (Anexo III.4) Estes procedimentos são similares aos descritos por Morgan *et al.* (1991) e Morgan & Walker (1989).

- *Espectrometria de Massa* – Os concentrados de Re e Os são analisados em um espectrômetro de massa VG 54 por ionização termal negativa (NTIMS – *Negative Thermal Ionization Mass Spectrometry*). O concentrado purificado de Re é depositado em filamento de Ni junto com ativador de BaNO₃, enquanto o de Os é depositado em filamento de Pt com adição de Ba(OH)₂. São analisadas 7 razões isotópicas de Os: 238/236 (190/188), 237/236 (189/188), 235/236 (187/188), 234/236 (186/188), 233/236(185/188),

235/234 (187/186), 240/236 (192/188) e 2 razões de Re: 249/251 (185/187), 251/249 (187/185). O controle das medições no aparelho é feito por soluções padrões de Re e Os.

- *Tratamento dos dados* – São feitas correções de fracionamento e branco para os resultados obtidos, utilizando-se uma planilha Excel do próprio laboratório. Os erros das análises foram calculados usando valor de branco total do processo de 4pg para Os e de 30pg para Re. O tratamento dos resultados analíticos foi feito no software ISOPLOT de Ludwig (1998) que utiliza a constante de desintegração $\lambda^{187}\text{Re} = 1,666 \times 10^{-11}/\text{anos}$.

Ar-Ar – Por este método foram analisadas duas amostras de sericita, sendo 3 grãos de cada amostra. As análises isotópicas $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ foram realizadas segundo procedimento descrito em Vasconcelos *et al.* (2002).

As amostras são inicialmente irradiadas junto com padrões apropriados no reator nuclear IEA-R1 do IPEN/CNEN. O conjunto, amostra e padrão, são inseridos em discos de alumínio, lacrados e encaixados em tubo de sílica, cobertos por uma capa de Cd para assegurar que as amostras não fiquem expostas a altas temperaturas no interior do reator. Este conjunto é encaixado em um sistema rotativo para garantir que cada posição dos discos de irradiação receba a mesma dosagem de neutrons por um período de irradiação variável de 30 – 100 horas.

O Ar é extraído das amostras em linhas de extração de ultra vácuo através de laser de Ar. O Ar extraído é purificado e analisado automaticamente em um espectrômetro de massa de fonte gasosa MAP-215-50. A extração das frações do gás Ar contidas no interior dos grãos foi feita por etapas com incrementos na temperatura (*stepwise heating*), com cada etapa fornecendo uma idade independente.

As constantes de decaimento são as recomendadas por Steiger & Jäger (1977).

CAPÍTULO 2

GEOCRONOLOGIA E GEOLOGIA REGIONAL

O Quadrilátero Ferrífero, situado na porção sudeste do Cráton São Francisco (Almeida 1976), é constituído por três grandes unidades: 1) Terrenos granito-gnáissicos TTG com idade mínima de 2,86 Ga, 2) *Greenstone belt* Supergrupo Rio das Velhas (>2,75 Ga), e 3) Sequências supracrustais paleoproterozóica (Supergrupo Minas) e mesoproterozóicas do Grupo Itacolomi e Supergrupo Espinhaço (Figura 2; Dorr 1969, Machado *et al.* 1989, 1992, Carneiro *et al.* 1995, Noce 2000, Noce *et al.* 2005). O Quadrilátero Ferrífero recebe essa denominação em função da distribuição quadrangular das rochas metasedimentares do Supergrupo Minas que hospedam depósitos de ferro.

O acervo geocronológico do Quadrilátero Ferrífero comporta uma grande quantidade de dados isotópicos K-Ar, Rb-Sr, Sm-Nd, Pb-Pb e U-Pb em várias de suas unidades litológicas, em especial, os complexos granito-gnáissicos tipo TTG e o *greenstone belt* Rio das Velhas, incluindo neste último os dados para os depósitos auríferos.

2.1 – TERRENOS GRANITO-GNÁISSICOS (TTGs)

Os terrenos granitos-gnáissicos tipo TTG são a unidade de mais ampla distribuição geográfica na região do Quadrilátero Ferrífero. São polideformados e constituídos por gnaisses com composições tonalíticas a graníticas, rochas anfibolíticas e ultramáficas, metamorfizados em condições de fácies anfibolito durante o Arqueano e Paleoproterozóico. A estruturação destes terrenos é na forma de *domos*, envolvidos por bacias contendo os Supergrupos Rio das Velhas e Minas, e denominados na literatura como complexo Belo Horizonte na parte norte, Bonfim na parte sudoeste, Bação no centro e Caeté a nordeste do Quadrilátero Ferrífero (Figura 2). Outros complexos são Campo Belo, extremo oeste, Congonhas, extremo sul e Santa Bárbara, extremo leste. O contato é sempre descrito como tectônico com as unidades supracrustais adjacentes (Cordani *et al.* 1980; Teixeira *et al.* 1996, Carneiro *et al.* 1995, 1998b, Alkmim & Marshak 1998, Noce *et al.* 1998, Noce 2000).

Estes complexos gnáissicos encontram-se intrudidos por granitóides de composição e estruturação variada, com tipos foliados, pouco foliados e não foliados, de dimensões variadas, desde diques a batólitos e apresentando idades variadas.

Figura 2 - Mapa geológico simplificado do Quadrilátero Ferrífero baseado em Noce (2000).

2.1.1 – Complexo Belo Horizonte

Este complexo metamórfico foi estudado principalmente por Noce (1995). Segundo este autor a rocha dominante é um gnaiss de composição trondjemítica, bandado, migmatizado com enclaves máficos. A foliação tem direção N-S variando para NNW-WSE, com mergulhos de 40-60°W-WNW. *Stocks* e/ou pegmatitos, intrusivos nesses gnaisses, são individualizados como os corpos graníticos foliados Santa Luzia e General Carneiro, o granodiorito Ibirité e os não foliados Córrego do Brumado e Morro da Pedra (Figura 2). Outros corpos intrusivos são os granitóides Mateus Leme e Caio Martins, na região de Pitangui, a oeste, estudados por Romano (1989).

Os dados geocronológicos quando não referenciados são de Noce (1995) e Noce *et al.* (1998) e encontram-se na Tabela 1, com as interpretações feitas pelos devidos autores.

A. Gnaiss Migmatítico Belo Horizonte

A datação U-Pb de três frações de zircão de um leucossoma de gnaiss migmatítico definiu uma discórdia (23% concordante) com intercepto superior em $2860 \pm 14/-10$ Ma, interpretada como idade da migmatização. Uma quarta fração forneceu idade mínima de 2923 (2,3% discordante), interpretada como herança. As titanitas desse mesmo leucossoma forneceram uma idade concordante em 2041 ± 5 Ma (0,83% discordante), enquanto as titanitas do gnaiss não migmatizado alcançaram idades de 2312 e 2227 Ma (4-6% discordantes), compondo uma discórdia com um intercepto superior pouco definido em $2847 \pm 81/-77$ Ma. Essas idades em titanita indicam a atuação variável do evento Transamazônico na região, com *reset* completo do sistema U-Pb na titanita do leucossoma e afetando apenas parcialmente a titanita do gnaiss.

Idade modelo Sm-Nd de 2,97 Ga para esses gnaisses e valores de ϵ_{Nd} negativos (-1,2 e -1,6 para $t = 2,86$ Ga) sugerem que o protólito não era significativamente mais antigo que a idade do zircão herdado de 2923 Ma (Teixeira *et al.* 1996).

Noce (1995) também analisou o gnaiss Belo Horizonte por Rb-Sr, que forneceu idade de 2619 ± 65 Ma, MSDW= 1,58 e razão inicial (R_i) de 0,70265. Outra isócrona Rb-Sr, obtida por Teixeira *et al.* (1996), para os gnaisses da região de Contagem-Betim forneceu idade similar de 2630 ± 166 Ma (MSDW= 3,53) e $R_i = 0,7014$. Segundo Noce (1995), estas idades Rb-Sr mais jovens indicam uma rehomogeneização completa do sistema Rb-Sr em evento posterior à migmatização (2860 Ma), a qual pode ter sido provocada por uma difusão lenta do Sr (100-200 Ma?) ou reaquecimento provocado pelas intrusões neoarqueanas (2,7-2,6 Ga).

A análise K-Ar em biotita de um pegmatito cortando o gnaiss Belo Horizonte forneceu uma idade de 1798 ± 96 Ma enquanto idades um pouco mais jovens foram encontradas para os gnaisses da região de Betim-Contagem entre 1597 ± 38 Ma e 1161 ± 27 Ma (Teixeira, comunicação escrita *apud* Noce 1995).

Tabela 1 – Dados geocronológicos para o Complexo Metamórfico Belo Horizonte e granitóides.

<i>Litotipo</i>	<i>Método</i>	<i>Idade (Ma)</i>	<i>Interpretação</i>	<i>Referência</i>
<i>Gnaiss Belo Horizonte</i>	U-Pb em zircão	2860 + 14/-10 (is) 2922	Migmatização Protólito	Noce 1995
	U-Pb em titanita	2041 ± 5 (c) 2847 +81/-77 (is)	Metamorfismo	
	Sm-Nd	T _{DM} = 2970 ε _{Nd(2860)} = -1,2 /-1,6	protólito	Noce <i>et al.</i> 1998
	Rb-Sr RT	2619 ± 65 Ri = 0,703	Evento neo-arqueano?	Noce 1995
	K-Ar em biotita de pegmatito	1798 ± 96	Resfriamento final do Transamazônico	
	K-Ar em biotita K-Ar em muscovita	1360 595	Rejuvenescimento	Herz 1970
<i>Gnaisses Betim-Contagem</i>	Rb-Sr RT	2630 ± 166 Ri = 0,701	Rehomogeneização	Teixeira <i>et al.</i> 1996
	K-Ar em biotita	1597, 1568 1161	Rejuvenescimento	Teixeira com. escrita in Noce 1995
<i>Granito Santa Luzia</i>	U-Pb em zircão	2712 + 5/-4 (is)	Cristalização	Noce 1995
	U-Pb em titanita	2328 - 2212 (d)	Metamorfismo ?	
<i>Granito General Carneiro</i>	U-Pb em zircão	2698 ± 18	Cristalização	Chemale <i>et al.</i> 1993 in Noce 1995
	Rb-Sr RT	1740 ± 53 Ri = 0,785	Rehomogeneização parcial	Noce 1995
	K-Ar em biotita	1007 ± 35	Rejuvenescimento pós-transamazônico	
<i>Granito Córrego do Brumado</i>	U-Pb em monazita	2045 (c)	Cristalização	
<i>Granito Morro da Pedra</i>	Pb-Pb em feldspato	2227 ± 490	Cristalização (?)	
	U-Pb em zircão	2682 – 2770 (d)	Mínima de cristalização	
<i>Granodiorito Ibité</i>	U-Pb em zircão	2698 ± 18	Cristalização	Chemale <i>et al.</i> 1993 in Noce 1995
<i>Granito Mateus Leme</i>	U-Pb em zircão	2755 + 14/-13 (is)	Cristalização	Romano 1989
	Sm-Nd	T _{DM} = 2,78 ε _{Nd} = ?	Idade modelo	
	Rb-Sr RT-biotita	1963 Ri = 0,740	Rehomogeneização parcial	
	K-Ar em biotita	1745	Rejuvenescimento pós-transamazônico	
<i>Granodiorito Caio Martins</i>	U-Pb em zircão	2593 ± 8 (is)	Mínima de cristalização	
	Sm-Nd	T _{DM} = 2,77 ε _{Nd} = ?	Idade modelo	
	Rb-Sr RT-biotita	1864 Ri = 0,705	Rehomogeneização parcial	
	K-Ar em biotita	1773	Rejuvenescimento pós-transamazônico	

is – intercepto superior, c – concordante, d – discordante, Ri – razão inicial ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr, RT – Rocha total, T_{DM} – idade modelo manto empobrecido

Herz (1970) obteve idades K-Ar de 1360 Ma em biotita e de 595 Ma em muscovita em rochas do Complexo Belo Horizonte, que foram interpretadas como idades mistas resultantes de abertura parcial ou rejuvenescimento do sistema K-Ar por eventos termais pós-Transamazônicos (Espinhaço? Brasileiro?).

B. Granito Santa Luzia

Representa um magmatismo tardio de natureza cálcio-alcálica associado ao início da estabilização da crosta arqueana. A análise de três frações de zircões definiu uma discordância com intercepto superior em $2712 \pm 5/-4$ Ma e probabilidade de 56% de ajuste, considerada como idade de cristalização.

Quatro frações de titanita abrasadas são discordantes com idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ variando entre 2328 e 2212 Ma. As análises não definiram uma discordância, mas indicam a atuação do evento Transamazônico, o qual rehomogeneizou parcialmente a titanita.

Outro representante desse magmatismo é o granito Mateus Leme, localizado na porção oeste do Complexo Belo Horizonte, com idade de cristalização U-Pb em zircão de $2755 \pm 14/-13$ Ma e modelo Sm-Nd de 2,78 Ga. A concordância dessas idades confirma incorporação de material mantélico à crosta continental em 2,78 Ga (Romano 1989).

C. Granito General Carneiro

Os zircões desse granito não permitiram datações U-Pb, mas evidências geológicas indicam que é contemporâneo com o Granito Santa Luzia. Uma datação Rb-Sr em rocha total forneceu uma errócrona de 1740 ± 53 Ma (MSWD=13,4) com elevada razão inicial de 0,78493. Essa idade deve refletir um reequilíbrio isotópico incompleto e tardio do sistema Rb-Sr em época pós-Transamazônica. Uma idade K-Ar em biotita de 1007 ± 35 Ma também sugere uma abertura parcial do sistema K-Ar.

D. Granitos Córrego do Brumado e Morro da Pedra

O granito Córrego do Brumado tem idade mínima de cristalização $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 2045 Ma (2,3% discordante) fornecida por cristais de monazita. Para o granito Morro da Pedra tem-se também uma idade mínima de cristalização de 2227 ± 490 (MSDW=9,67) dada por uma isócrona de dois lixiviados e um resíduo de K-feldspato desse granito. Análises de zircão previamente lixiviado e abrasado forneceram idades discordantes $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 2682 e 2770 Ma com elevado Pb comum, que são interpretadas como idades mínimas de zircão herdado. Os granitos Morro da Pedra e Córrego do Brumado são admitidos como contemporâneos em função da composição similar e da fraca deformação. Nesse caso, eles seriam produtos de um magmatismo Transamazônico.

E. Granodiorito Ibirité

Esse corpo apresenta foliação bem desenvolvida. Quatro frações de zircão definem uma discórdia com intercepto superior em 2698 ± 18 Ma (Chemale Jr. *et al.* 1993, apud Noce 2000).

F. Granodiorito Caio Martins

O granodiorito Caio Martins, localizado na porção noroeste do Complexo Belo Horizonte representa a intrusão mais tardia no Quadrilátero Ferrífero, com idade de cristalização de $2593 \pm 18/-19$ Ma (U-Pb em zircão, Romano 1989).

2.2.2 – Complexo Metamórfico Bonfim

Carneiro (1992) estudou principalmente a porção setentrional deste complexo que compreende gnaisses, anfibolitos e granitóides intrusivos tonalíticos a graníticos submetidos ao metamorfismo de fácies anfibolito, individualizando-os como Gnaiss Alberto Flores, Gnaiss Souza Noschese, Tonalito Samambaia, Anfibolito Paraopeba, Anfibolito Candeias e Granito Brumadinho (Figura 2). Os granitóides intrusivos são de dois tipos: *plútons* tonalíticos levemente foliados e diques graníticos. Os dados geocronológicos quando não referenciados são de Carneiro (1992), Machado & Carneiro (1992) e Carneiro *et al.* (1998b) e encontram-se na Tabela 2, com as interpretações feitas pelos devidos autores.

A. Gnaiss Alberto Flores

Localiza-se na parte central do Complexo Bonfim. Possui composição trondhjemítica predominante, estrutura bandada e localmente migmatizada, com forte foliação milonítica N-S. É a unidade mais antiga desse complexo.

A datação de um zircão nucleado do gnaiss forneceu uma idade U-Pb concordante de 2772 ± 6 Ma para o sobrecrecimento e de 2920 Ma (1,1% discordante) para o núcleo. A primeira idade é interpretada como de metamorfismo, e é mais jovem que a determinada para o Complexo Belo Horizonte, enquanto a segunda idade é similar à idade de um zircão herdado no gnaiss Belo Horizonte. Uma idade modelo Sm-Nd de 3150 Ma para o gnaiss Alberto Flores reforça uma origem mais antiga para o protólito desse gnaiss (Carneiro *et al.* 1998b).

B. Gnaiss Souza Noschese

Este gnaiss está localizado no extremo norte desse complexo e é intrusivo no gnaiss Alberto Flores. É correlacionável à fase de migmatização ocorrida no Gnaiss Alberto Flores, devido a sua

composição granítica e caráter menos deformado. Idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 2775-2728 Ma (Chemale *et al.* 1993 *apud* Carneiro *et al.* 1995) também sugerem essa correlação.

A análise Rb-Sr em rocha total indica um reequilíbrio isotópico incompleto em época pós-Transamazônica neste gnaiss, com uma errócrona Rb-Sr de 1295 ± 80 Ma (MSWD=7,94) e razão inicial anômala de $1,006 \pm 0,017$.

C. Tonalito Samambaia

Ocorre como pequenos corpos ou diques intrusivos nos gnaisses. Representa um magmatismo cálcio-alcalino e provavelmente bimodal, representado pelo Anfibolito Candeias. A análise U-Pb em uma fração de zircão forneceu uma idade concordante em 2779 ± 3 Ma e junto com outras três frações definiram uma discórdia com intercepto superior em $2780 \pm 3/-2$ Ma, considerada como idade de cristalização. Uma fração de titanita é concordante em 2774 ± 6 Ma mostrando um padrão diferente dos granitóides dos outros complexos e indicando que após a sua cristalização, estes tonalitos não foram submetidos a condições metamórficas de grau anfibolito. Idades modelo Sm-Nd de 2,94 e 3,09 Ga sugerem uma curta residência crustal para os protólitos destes corpos tonalíticos (Carneiro *et al.* 1998b).

A análise Rb-Sr em rocha total forneceu uma errócrona de 1188 ± 46 Ma (MSWD=24,93) e razão inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ elevada de 0,713 a qual deve refletir uma rehomogeneização parcial pós-cristalização. Idades aparentes K-Ar em biotita no intervalo de 1,1 a 0,7 Ga reforçam a ação de um evento tectono-termal de baixo grau na região.

D. Anfibolito Paraopeba

Constituem basaltos de afinidade toleítica como enclaves ou diques rompidos e boudinados, dentro do Gnaiss Alberto Flores. Representam o mais antigo episódio máfico fissural do Complexo Bonfim, com uma idade arqueana inferida pelo valor de ϵ_{Nd} de - 0,15 para a idade de 2780 Ma. Idades K-Ar em hornblenda de 2160-1930 Ma sugerem a influência do metamorfismo Transamazônico (Carneiro *et al.* 1998a).

E. Anfibolito Candeias

Ocorrem como diques cortando o Tonalito Samambaia e menos comumente os corpos gnáissicos. Segundo Carneiro *et al.* (1998a) representam uma segunda geração de diques máficos na região, mas também de provável idade arqueana como sugere o valor ϵ_{Nd} de + 0,6 para $t = 2780$ Ma, idade do Tonalito Samambaia. Uma idade K-Ar em hornblenda de 1707 ± 64 Ma também indicam um rejuvenescimento no sistema K-Ar dessa suíte após a sua formação.

Tabela 2 – Dados geocronológicos para o Complexo Metamórfico Bonfim.

<i>Litotipo</i>	<i>Método</i>	<i>Idade (Ma)</i>	<i>Interpretação</i>	<i>Referência</i>
<i>Gnaiss Alberto Flores</i>	U-Pb em zircão	2772 ± 6 (c)	Metamorfismo	Carneiro 1992, Machado & Carneiro 1992
		3280 (is)	Protólito 1	
		2920 (n)	Protólito 2	
	Sm-Nd	T _{DM} = 3150 $\epsilon_{Nd2700} = -2,4$	Idade modelo	Carneiro <i>et al.</i> 1998b
	Rb-Sr RT	2219 ± 80 Ri = 0,707	Rejuvenescimento	Carneiro 1992
	K-Ar em biotita	536 ± 12	Rejuvenescimento	
<i>Gnaiss Souza Noschese</i>	U-Pb em zircão	2775 e 2728	Mínima de cristalização	Carneiro <i>et al.</i> 1998b
	Sm-Nd	T _{DM} = 3240 $\epsilon_{Nd2700} = -1,7$	Idade modelo	Carneiro <i>et al.</i> 1998b
	Rb-Sr RT	1295 ± 80 Ri = 1,01	Rejuvenescimento	Carneiro 1992
	K-Ar em biotita	1147	Rejuvenescimento	Romano 1989
<i>Tonalito Samambaia</i>	U-Pb em zircão e titanita	2780 + 3/-2 (is)	Cristalização	Carneiro 1992
	U-Pb em titanita	2774 ± 6 (c)	Cristalização	Machado & Carneiro 1992
	Rb-Sr RT	1188 ± 46 Ri = 0,713	Rejuvenescimento	
	K-Ar em biotita	1166 – 715	Rejuvenescimento	
	Sm-Nd	T _{DM} = 3090 $\epsilon_{Nd2700} = -2,5$ T _{DM} = 2940 $\epsilon_{Nd2700} = -0,9$	Idade modelo	Carneiro <i>et al.</i> 1998b
<i>Granito Brumadinho</i>	U-Pb em zircão	2703 + 24/-20 (is)	Cristalização	Carneiro 1992,
	Rb-Sr RT	982 ± 91 Ri = 0,741	Rejuvenescimento	Machado & Carneiro 1992
	K-Ar em biotita	1090 – 700	Rejuvenescimento	
	Sm-Nd	3100 $\epsilon_{Nd2700} = -2,7$ 2940 $\epsilon_{Nd2700} = -1,0$	Idade modelo	Carneiro <i>et al.</i> 1998b
<i>Granodiorito Mamona</i>	U-Pb em zircão	2730 ± 10 (is)	Cristalização	Machado <i>et al.</i> 1989
	U-Pb em zircão	2700 ± 12	Cristalização	Endo <i>et al.</i> 2002
<i>Anfibolitos Paraopebas</i>	Sm-Nd	T _{DM} = 3120 $\epsilon_{Nd2780} = -0,15$	Idade modelo	Carneiro 1992 Carneiro <i>et al.</i> 1998a
	K-Ar em hornblenda	2157 - 1930	Resfriamento (Transamazônico)	
<i>Anfibolitos Candeias</i>	Sm-Nd	T _{DM} = 2960 $\epsilon_{Nd2780} = +0,6$	Idade modelo	
	K-Ar em hornblenda	1707 ± 64	Rejuvenescimento	
<i>Metadiabásio Conceição de Itaguá</i>	K-Ar em hornblenda	1006 ± 43	Rejuvenescimento ?	
<i>Granito Salto do Paraopeba</i>	U-Pb em zircão	2612 + 3/-2 (is)	Cristalização	Noce <i>et al.</i> 1998
<i>Pegmatitos próx. granito S. Paraopeba</i>	U-Pb em zircão	2597-2677	Cristalização ?	Noce 1995
	Pb-Pb em anfíbólio lixiviado	2236 ± 200	Cristalização ?	Noce 1995

is – intercepto superior, c – concordante, d – discordante, n – núcleo, Ri – razão inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, RT – Rocha totalT_{DM} – idade modelo manto empobrecido

F. Metadiabásio Conceição do Itaguá

Representa uma terceira geração de diques máficos no Complexo Bonfim e são intrusivos no Supergrupo Minas. Uma idade K-Ar em hornblenda de 1006 ± 43 Ma representa a idade mínima desse magmatismo (Carneiro *et al.* 1998a).

G. Granito Brumadinho

Constitui diques de composição granítica, fracamente foliados e cortam a foliação N-S do gnaiss Alberto Flores. A idade desse magmatismo é de $2703 +24/-20$ Ma, definida pelo intercepto superior de três frações de zircão de um dos diques. Uma datação Rb-Sr em rocha total forneceu uma errôcrona de 982 ± 91 Ma (MSWD=10,3) com alta razão inicial de Sr de 0,741, que juntamente com datações K-Ar em biotita de 1095 ± 31 Ma e 701 ± 39 Ma, indicam a atuação de eventos termais posteriores a formação da rocha.

H. Granodiorito Mamona

Este corpo granodiorítico pouco deformado foi datado por Machado *et al.* (1992) que obtiveram uma idade U-Pb em zircão de 2721 ± 3 Ma, interpretada como idade de cristalização. Outra datação U-Pb em zircão forneceu idade de 2700 ± 12 Ma (Endo *et al.* 2002).

I. Granito Salto do Paraopeba

Este corpo granítico, de natureza cálcio-alcálica e peraluminosa, é admitido como uma das manifestações finais de magmatismo associado à consolidação do cráton arqueano. A idade U-Pb de $2612 + 3/-2$ Ma, a partir de quatro frações de zircão desse granito, é considerada como a idade de cristalização do dique (Noce *et al.* 1998).

2.1.3 – Complexo Metamórfico Bação

Existem poucas datações para esse domínio, as quais se encontram citadas na Tabela 3. Delhal & Demaiffe (1985) analisaram zircão e titanita do gnaiss Bação e obtiveram uma idade U-Pb de 2820 Ma, indicando idade arqueana para o Complexo Bação, similar às obtidas nos gnaisses dos outros complexos. Endo (1997) efetuou datações Pb-Pb por evaporação em zircão em rochas desse complexo, encontrando uma idade média de 2972 ± 56 Ma para um gnaiss milonítico, assumida como idade mínima de cristalização, enquanto um corpo granítico milonitizado forneceu idade de 2567 ± 8 Ma. Diques graníticos cortando o granito e o gnaiss forneceram idades mínimas de 2555 ± 24 Ma e 2682 ± 43 Ma, respectivamente.

Outras datações são U-Pb em monazita de veios de pegmatitos que deram idades de 2022 Ma e 2030 Ma, e em titanita de 2059 ± 6 Ma, obtida em enclave de anfibolito dentro de um gnaiss migmatizado. Estas idades indicam que ocorreram processos metamórficos e fusão parcial neste complexo durante o evento Transamazônico (Machado *et al.* 1989, 1992).

2.1.4 – Complexo Metamórfico Caeté

Localiza-se na porção nordeste do Quadrilátero Ferrífero, e em geral é descrito como pertencente ao Complexo Belo Horizonte. Os dados geocronológicos encontram-se disponíveis na Tabela 4.

Machado *et al.* (1989,1992) obtiveram idades U-Pb em zircão para o Granodiorito Caeté de $2776 \pm 7/-6$ Ma e de 2391 Ma ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) em rutilo hidrotermal. Datações Rb-Sr em rocha total foram feitas para esse granodiorito com idades desde 2250 ± 120 Ma em rochas pouco deformadas, a 2130 ± 101 Ma em rochas milonitizadas, as quais são interpretadas como resultado de metassomatismo associado à milonitização. As razões iniciais são altas entre 0,7061 e 0,7084, indicando retrabalhamento de material crustal pré-existente (Belo de Oliveira & Teixeira 1990).

Noce (1995) analisou titanita de um gnaiss milonitizado na região de Cocaís que forneceu idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 2555 Ma (3.5% discordante), provavelmente indicando um processo de perda parcial de Pb.

Uma datação K-Ar em biotita em um granitóide da região de Cocaís forneceu uma idade aparente de 1225 Ma (Endo 1997).

Tabela 3 – Dados geocronológicos para o Complexo Metamórfico Bação.

<i>Litotipo</i>	<i>Método</i>	<i>Idade (Ma)</i>	<i>Interpretação</i>	<i>Referência</i>
<i>Gnaiss milonítico</i>	Pb-Pb evaporação em zircão	2972 ± 56	Mínima de cristalização	Endo 1997
<i>Granito milonítico</i>	Pb-Pb evaporação em zircão	2567 ± 8	Mínima de cristalização	
<i>Dique granítico no granito</i>	Pb-Pb evaporação em zircão	2555 ± 24	Mínima de cristalização	
<i>Dique granítico no gnaiss</i>	Pb-Pb evaporação em zircão	2682 ± 43	Mínima de cristalização	
<i>Pegmatitos intrusivos na Formação Moeda</i>	Pb-Pb evaporação em zircão	2608 ± 24	herdado	
<i>Enclaves de Anfibolito</i>	U-Pb em titanita	2059 ± 6	Metamorfismo	Machado <i>et al.</i> 1989, 1992
<i>Pegmatito não deformado no gnaiss</i>	U-Pb em monazita	2030	Mínima de cristalização	Machado <i>et al.</i> 1989, 1992
<i>Pegmatito no contato Nova Lima - Bação</i>	U-Pb em monazita	2022	Mínima de cristalização	Machado <i>et al.</i> 1989, 1992
<i>Gnaiss Bação</i>	U-Pb em zircão e titanita	2820	Mínima de cristalização	Delhal & Demaiffe 1985

Tabela 4 – Dados geocronológicos para o Complexo Metamórfico Caeté.

<i>Litotipo</i>	<i>Método</i>	<i>Idade (Ma)</i>	<i>Interpretação</i>	<i>Referência</i>
<i>Granodiorito Caeté</i>	U-Pb em zircão	2776 +7/-6 (is)	Cristalização	Machado <i>et al.</i> 1989, 1992
	U-Pb em rutilo	2391	Metamorfismo ?	
<i>Granodiorito Caeté pouco deformado</i>	Rb-Sr RT	2250 ± 124 Ri = 0,706 – 0,708	Metamorfismo	Belo de Oliveira & Teixeira 1990
<i>Granodiorito Caeté milonitizado</i>	Rb-Sr RT	2130 ± 101	Metamorfismo	
<i>Gnaiss milonitizado de Cocais</i>	U-Pb em titanita	2555	Rehomogeneização parcial	Noce 1995
<i>Gnaiss milonitizado</i>	K-Ar em biotita	514	Rejuvenescimento	Teixeira com. escrita in Noce 1995
	K-Ar em muscovita	812	Rejuvenescimento	
<i>Granitóide de Cocais</i>	K-Ar em biotita	1225	Resfriamento	Endo 1997

is – intercepto superior, Ri – razão inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, RT – Rocha total

2.2 – GREENSTONE BELT RIO DAS VELHAS

O *greenstone belt* Rio das Velhas (GBRV) é uma das mais importantes seqüências *greenstone* do Brasil, hospedando uma série de depósitos de ouro de classe mundial, além de depósitos de manganês de pequeno porte. A maior parte aflorante dessa seqüência ocorre dentro dos limites do Quadrilátero Ferrífero. Os distritos auríferos são relacionados ao Grupo Nova Lima e contêm os mais famosos depósitos de ouro do Brasil: Morro Velho (>470 t), Cuiabá (>180 t), Juca Vieira, São Bento (>80 t), Raposos (>40 t), Bicalho, Bela Fama, Faria, Brumal (>30 t), Lamego (>10 t), dentre outros (Dardenne & Schobbenhaus 2001).

Representa uma seqüência vulcano-sedimentar metamorfizada na fácies xisto-verde, com transição local para fácies anfibolito, intensa deformação, alteração hidrotermal e intemperismo. Apesar dessas feições, preserva estruturas e texturas originais que permitiram vários estudos e propostas estratigráficas.

Esta seqüência foi definida originalmente como Série Rio das Velhas por Dorr *et al.* (1957), dividida nos grupos Nova Lima e Maquiné. A caracterização dessa seqüência como um cinturão de rochas verdes tipo *greenstone belt* se deve a Almeida (1976) e Schorscher (1976). Schorscher (1978) descreveu a primeira ocorrência de komatiitos com estrutura *spinifex* nessa seqüência, propondo o Grupo Quebra Osso como parte basal da Série Rio das Velhas.

A denominação de Supergrupo Rio das Velhas foi proposta por Menezes *et al.* (1977) e os trabalhos mais recentes mantêm a subdivisão original de Dorr *et al.* (1957).

Uma nova proposta para a subdivisão do *greenstone* foi feita por Baltazar & Zuccheti (2005), baseada em sete associações de litofácies sedimentares, sendo que seis associações constituem o Grupo Nova Lima e uma o Grupo Maquiné.

2.2.1 – Grupo Nova Lima

O Grupo Nova Lima, unidade inferior do Supergrupo Rio das Velhas, hospeda os principais depósitos auríferos do Quadrilátero Ferrífero. Compreende uma sucessão *greenstone* clássica formada por rochas vulcânicas máficas e ultramáficas, rochas plutônicas subordinadas, rochas sedimentares químicas e clásticas, vulcânicas félsicas e vulcanoclásticas, metamorfizadas no fácies xisto-verde e anfibolito localmente. O prefixo 'meta' é omitido nas descrições litológicas a seguir, mas está implícito.

Várias divisões informais foram propostas para o Grupo Nova Lima, a partir de trabalhos de detalhe nos distritos auríferos, tais como Ladeira (1980, 1988, 1991), Oliveira *et al.* (1983), Vieira e Oliveira (1988), Vieira & Simões (1992) e Vieira (1991).

Baltazar & Pedreira (1998) com base em mapeamento do Supergrupo Rio das Velhas, realizado na escala 1:25.000 pela CPRM, agruparam as rochas Rio das Velhas em associações de litofácies, distribuídas em domínios lito-estruturais distintos: São Bartolomeu, Nova Lima, Caeté e Santa Bárbara. Para o Grupo Nova Lima propuseram 4 associações de litofácies: 1) vulcânica máfica-ultramáfica (unidades Quebra Osso, Córrego dos Boiadeiros e Ouro Fino), 2) vulcano-sedimentar química-pelítica (unidades Morro Vermelho e Santa Quitéria), 3) vulcanoclástica (unidades Ribeirão Vermelho e Mestre Caetano) e 4) sedimentar clástica marinha (ressedimentada; unidades Córrego do Sítio e Mindá, Catarina Mendes, Fazenda Velha e Córrego da Paina).

Baltazar & Zucchetti (2005) fazem uma revisão das associações descritas por Baltazar & Pedreira (1998) e propõem sete associações de litofácies, as quais encontram-se descritas adiante, representando 4 grandes ciclos sedimentares: 1) Vulcânica máfica-ultramáfica, 2) Vulcanossedimentar química, 3) Sedimentar química clástica, 4) Vulcanoclástica, 5) Ressedimentada, 6) Litorânea e 7) Não-marinha, sendo que esta última associação constitui o Grupo Maquiné (Figura 3). A distribuição destas associações na região do Quadrilátero Ferrífero encontra-se no mapa da Figura 4.

De acordo com Baltazar & Zucchetti (2005) a formação do *greenstone belt* Rio das Velhas ocorreu em 4 ciclos sedimentares, relacionados a ambientes tectônicos e de acordo com a correlação espacial entre as associações de litofácies. A distribuição dos ciclos é controlada por zonas de cisalhamento que justapõem blocos tectônicos com características lito-estruturais distintas, tornando impossível incorporar todas as seqüências em uma única coluna estratigráfica. Os 4 ciclos estão resumidos a seguir:

O Ciclo 1 está relacionado ao estágio inicial da formação do *greenstone* em regime tectônico extensional com deposição de sedimentos contemporâneos aos derrames vulcânicos. Compreende as associações Vulcânica Máfica-Ultramáfica e Vulcanossedimentar Química.

O Ciclo 2 engloba a associação Clástico-Química e turbiditos distais da associação ressedimentada, formado durante os estágios iniciais do vulcanismo félsico e final da fase extensional. As associações

ressedimentada e litorânea na parte sul também são incluídas neste ciclo, em avançados estágios de subducção.

O Ciclo 3 corresponde a uma fase orogênica, durante a inversão da bacia, relacionado a formação de arcos de ilhas e deposição de sedimentos em bacias *back-arc* durante a subducção. Compreende as associações de rochas vulcanoclásticas e turbiditos epiclásticos da associação ressedimentada, e representa uma transição de ambientes de leques submarinos para sucessões não marinhas relacionadas a edifícios vulcânicos félsicos e a formação de arcos de ilha.

O Ciclo 4 é constituído de rochas clásticas da associação não-marinha e interpretado como depósitos de planície fluviais e leques aluviais em bacias *foreland* retro-arco, gerados dentro da bacia e deformado durante a segunda fase do evento compressional arqueano (D₂).

Figura 3 – Coluna estratigráfica do *greenstone belt* Rio das Velhas no domínio lito-estrutural Nova Lima-Caeté segundo Zuccheti & Baltazar (2005).

Figura 4 – Mapa geológico simplificado do greenstone belt Rio das Velhas (Zuccheti & Baltazar 2005).

1) Associação Vulcânica Máfica-ultramáfica

É constituída por seqüências de basaltos komatiíticos e toleíticos, com corpos intrusivos de gabros, anortositos e peridotitos, subordinados. Intercaladas nessa seqüência ocorrem camadas de formação ferrífera bandada (FFB), chert ferruginoso, pelito carbonoso, turbiditos e raras vulcanoclásticas félsicas. As rochas ultramáficas são representadas por komatiitos peridotíticos com estruturas típicas de lavas maciças, almofadadas e brechadas com textura *spinifex* e *quench*.

Os basaltos predominam na associação como lavas maciças e almofadadas, espilitizado por vezes com texturas primárias preservadas, como varíolas (Zuccheti *et al.* 2000b). Os basaltos são divididos em toleíticos com $\text{MgO} < 9 \text{ wt\%}$ e de alto Mg com $\text{MgO} > 9 \text{ wt\%}$, estes últimos representando os basaltos mais primitivos, formados por fusão parcial de uma pluma mantélica e similar a basaltos de fundo oceânico.

2) Associação Vulcanossedimentar Química

É formada por basaltos toleíticos intercalados com abundantes pacotes de formação ferrífera bandada e chert ferruginoso. Rochas sedimentares clásticas finas ocorrem subordinadas, e intercaladas com rochas sedimentares químicas. Os basaltos são maciços, almofadados, com texturas amigdaloidal, subofítica e micrográfica, localmente gabróica (Zuccheti *et al.* 2000b). Os basaltos geoquimicamente apresentam características de ambientes de arcos e fundo oceânico.

Esta associação e a vulcânica máfica-ultramáfica são transicionais, com um aumento de sedimentos químicos nesta associação, cujas características químicas e petrográficas são indicativas de deposição em mar profundo.

3) Associação Sedimentar Clástico-Química

É caracterizada pela alternância de rochas sedimentares clásticas finas e químicas. Pelitos ocorrem intercalados com pelitos carbonosos, formação ferrífera bandada e *chert* ferruginoso, subordinados. Esta associação representa sedimentos de água profunda, formada durante períodos de aquiescência vulcânica ou lateralmente, em um ambiente pelágico, distante dos centros vulcânicos, após o vulcanismo máfico.

4) Associação Vulcanoclástica

É constituída por rochas máficas e vulcanoclásticas félsicas. Lavas dacíticas ocorrem em menor extensão e em regiões localizadas, como lentes tectônicas intercaladas nos derrames basálticos. Esta associação é dividida em quatro litofácies: brechas polimíticas e monomíticas, conglomerado-grauvaca, arenito-grauvaca e argilito-grauvaca, interpretadas como depósitos de leques aluviais, fluviais e turbiditos

marinhos. Apresentam composição e textura similares de rochas vulcânicas félsicas que são a fonte principal dos sedimentos. A ausência de sedimentos de plataforma sugere uma rápida transição de um ambiente aluvial-fluvial para depósitos turbidíticos de leques submarinos, típicos de vulcanismo explosivo em ambiente ativo de ilhas emergentes com erosão e movimento rápido de material piroclástico ao longo do sopé de cones vulcânicos.

5) Associação Ressedimentada

É a de maior ocorrência dentro do Quadrilátero Ferrífero e inclui três diferentes seqüências de grauvas-argilitos, depositadas em ambientes distintos. As seqüências da parte norte e leste são constituídas por grauvas, quartzo-grauvas, arenitos e siltitos com camadas cíclicas e contatos abruptos entre si. Outras litofácies são constituídas de arenitos finos ou siltitos com estratificação cruzada, interpretadas como resultante de deposição por correntes de turbidez. A seqüência grauva-argilito da parte sul apresentam intercalações de rochas cálcio-silicáticas e formação ferrífera bandada, e são transicionais com a associação arenito-siltito da associação litorânea.

Esta associação inclui a Formação Palmital, posicionada na base do grupo Maquiné.

6) Associação Litorânea

Esta associação é restrita a uma pequena área a noroeste do Complexo Bação e possui quatro litofácies: arenitos com estratificação cruzada de média e grande escala, arenitos com marcas onduladas, arenitos com estratificação cruzada tipo espinha de peixe e arenitos-siltitos. Representam depósitos de ambiente eólico, de águas rasas com influência de correntes de maré até ambiente marinho raso.

2.2.2 – Grupo Maquiné

O Grupo Maquiné na literatura é classicamente dividido, da base para o topo, nas formações Palmital e Casa Forte. A reinterpretação das litofácies feita por Baltazar & Zucchetti (2005) inclui apenas a Associação Não-marinha no Grupo Maquiné, correspondendo a Formação Casa Forte. A Formação Palmital pertenceria a parte superior do Grupo Nova Lima.

A Associação Não-marinha é constituída das litofácies: conglomerado-arenito, arenitos de granulação grossa e arenitos de granulação média-fina, que representam sedimentos de um sistema de leques aluviais e fluvial de rios entrelaçados.

2.2.3 – Geocronologia

2.2.3.1 – Greenstone Belt Rio das Velhas

Apesar da sua importância econômica mineral, a cronologia precisa da evolução do *greenstone belt* Rio das Velhas ainda não está estabelecida. As datações consistentes são para o vulcanismo félsico e zircões detríticos, nas unidades superiores da seqüência (Tabela 5). As dificuldades na datação deste *greenstone*, segundo Noce *et al.* (2005), são devido os contatos serem sempre por falhas com os *plútons* graníticos adjacentes e o *greenstone* ser segmentado por diversas falhas de cavalgamento, que dificultam a correlação e a estratigrafia das sucessões litológicas dentro do Quadrilátero Ferrífero. A evolução complexa e policíclica desta região, relacionada a eventos desde mesoarqueanos até neoproterozóicos, também dificulta a obtenção da cronologia do GBRV.

O vulcanismo félsico é representado principalmente por rochas vulcanoclásticas derivadas do retrabalhamento de lavas e rochas piroclásticas (tufos e aglomerados) de composição dacítica predominante (Noce *et al.* 2004). As datações iniciais deste vulcanismo foram feitas por Machado *et al.* (1989, 1992), em metariolitos da região de Piedade do Paraopeba e da região de Caeté, que forneceram idades U-Pb em zircão de 2772 ± 6 Ma e $2776 +23/-10$ Ma, respectivamente, interpretadas como idade de cristalização (Figura 5).

Figura 5 – Diagrama concórdia U-Pb em zircão de rochas vulcânicas félsicas do Supergrupo Rio das Velhas da região de Caeté (Machado *et al.* 1989).

Tabela 5 – Dados geocronológicos para o Supergrupo Rio das Velhas e depósitos auríferos

Litotipo	Método	Idade (Ma)	Interpretação	Referências
<i>Riolito milonitizado Caeté</i>	U-Pb em zircão	2776 + 23/-10 (is)	Cristalização	Machado <i>et al.</i> 1989, 1992
<i>Rocha félsica Caeté</i>	U-Pb em zircão	3029 ± 6	Protólito ?	
<i>Riolito foliado Piedade do Paraopeba</i>	U-Pb em zircão	2772 ± 6	Cristalização	Machado <i>et al.</i> 1989, 1992
		2883 ± 6 (n)	Zircão herdado	
		2912	Protólito	
<i>Tufo dacítico Caeté</i>	U-Pb em zircão	2930 – 2982 (d) 3035 (c)	Cristalização	Noce <i>et al.</i> 2002
<i>Vulcânica dacítica Caeté</i>	U-Pb em zircão	2931 ± 7 (is)	Cristalização	Noce <i>et al.</i> 2002
<i>Vulcânica dacítica Caeté</i>	U-Pb em zircão	2773 ± 7	Cristalização	Noce <i>et al.</i> 2005
		2930 e 3038	Herança	
<i>Vulcânica dacítica Rio Acima</i>	U-Pb em zircão	2792 ± 11	Cristalização	
		2871, 3420-3440	Herança	
<i>Vulcânica dacítica Rio Vermelho</i>	U-Pb em zircão	2751 ± 9	Cristalização	
		2928 ± 14	Herança	
<i>Vulcânica máfica cisalhada/mineralizada</i>	U-Pb em rutilo hidrotermal	2580	Idade mínima mineralização	Noce 1995
<i>Vulcânica máfica</i>	Sm-Nd	2927 ± 180	Cristalização	Lobato <i>et al.</i> 2001a
<i>Quartzo-arenito Itabirito-Rio Acima</i>	U-Pb em zircão detrítico	2749 ± 7 (c) 3809 ± 3 (c)	Idade da rocha fonte	Suita <i>et al.</i> 2002
<i>Grauvacas feldspáticas Carrapato</i>	U-Pb em zircão detr.	3539 - 2900		Schrang & Machado 1996b
	U-Pb em monazita detrítica	2921 - 2850		
<i>Grauvacas feldspáticas Cuiabá</i>	U-Pb em monazita detrítica	2854 – 2857		
<i>Grupo Maquiné</i>	U-Pb em zircão detr.	3261 – 2877		
	U-Pb em monazita detrítica	2020 - 1989		
<i>Sedimentos do Depósito Carrapato de Cima</i>	U-Pb em zircão e monazita	1808 ± 4 (is) 590 ± 7 (ii)	Recristalização	Schrang & Machado 1996a
<i>Tufitos Morro Velho</i>	U-Pb em zircão detrítico	3126-2776	rocha fonte	
	U-Pb em monazita detrítica	2068-1875	Recristalização	
	U-Pb em zircão c/ inclusão monazita	2278	Recristalização	
<i>Lapa Seca Morro Velho</i>	U-Pb em zircão detrítico	2771 e 2748	rocha fonte	
	U-Pb em monazita detrítica	2771 2705	rocha fonte	
<i>Turbiditos Morro Velho</i>	U-Pb em zircão detrítico	3560 ± 5 2770 ± 12	Idade mínima	Schrang <i>et al.</i> 2002
<i>Veio (Falha do Engenho)</i>	U-Pb em monazita	596	Cristalização	Noce 1995
<i>Dep. Cuiabá FFB</i>	Pb-Pb em galena	2409 - 2418	Idade mínima da mineralização	Thorpe <i>et al.</i> 1984
<i>Dep. Esperança III FFB</i>		2551		
<i>Dep. Faria FFB</i>		2425		
<i>Dep. Bicalho 'lapa seca'</i>		2569-2574-2493		
<i>Bela Fama vulc. félsica</i>		2710 1935		
<i>Dep. São Bento FFB</i>	Pb-Pb em sulfetos	2650	mineralização	De Wit <i>et al.</i> 1996, inédito
<i>Dep. Morro Velho</i>	Pb-Pb em sulfetos	2820		
<i>Dep. Cuiabá</i>	Pb-Pb em sulfetos	2780-2670	mineralização	Lobato <i>et al.</i> 2001a

is – intercepto superior, d – discordante, n – núcleo

Outra datação referente as vulcânicas félsicas, localizadas próximo ao depósito de Morro Velho, foram feitas por Trendal (comunicação escrita *apud* Noce *et al.* 2005) que definiram um limite de 2800-2750 Ma para esse vulcanismo a partir da análise de 21 zircões analisados por U-Pb SHRIMP.

Dados recentes U-Pb (SHRIMP e ID-TIMS) efetuados por Noce *et al.* (2004, 2005) para as rochas vulcanoclásticas das regiões de Rio Acima, Caeté e Rio Vermelho forneceram idades precisas entre 2792 ± 11 , 2773 ± 7 e 2751 ± 9 Ma, respectivamente. A partir destas idades e das já existentes, estes autores limitaram o intervalo do magmatismo eruptivo félsico entre 2792 ± 11 Ma e 2751 ± 9 Ma, sem conseguirem definir se representam um único episódio longo ou episódios múltiplos.

Nas amostras de zircão analisadas, foram encontradas idades mais antigas, em 2871 Ma e 3420-3440 Ma, para as rochas de Rio Acima, 2930 e 3038 Ma, para as de Caeté e 2928 ± 14 Ma para as de Rio Vermelho, e interpretadas como idades herdadas em zircões provenientes de fontes distintas, registrando a presença de crosta continental mais antiga, entre 2,87-3,44 Ga. Segundo os autores acima, rochas vulcanoclásticas contêm abundantes zircões herdados que podem ser produtos de contaminação do magma por crosta continental mais antiga e/ou retrabalhamento sedimentar pós-erupção com mistura de detritos félsico de outras fontes.

Noce *et al.* (2002) interpretaram anteriormente estas idades mais antigas como sendo idades de cristalização, representando distintos episódios de vulcanismo. A seqüência Rio das Velhas seria produto de colagem tectônica de seqüências vulcano-sedimentares separadas no tempo por até 250 Ma.

As idades de 2,79 e 2,75 Ga indicam que o vulcanismo félsico Rio das Velhas é contemporâneo ao evento plutônico tonalítico e granodiorítico nos complexos metamórficos Bonfim e Caeté, enquanto os *plútons* graníticos com idades no intervalo 2720-2700 Ma podem estar relacionados às fases finais de inversão da bacia (Noce *et al.* 2004, 2005).

O vulcanismo máfico Rio das Velhas, considerado como base da seqüência *greenstone*, foi datado por Lobato *et al.* (2001a) pelo método Sm-Nd em rocha total, com a obtenção de uma isócrona de idade 2927 ± 180 Ma, que apesar do erro, é indicativa da geração deste vulcanismo máfico. Os valores de ϵ_{Nd} pouco negativos indicam contaminação crustal durante a ascensão do magma basáltico, provavelmente pela seqüência sedimentar. Noce *et al.* (2005) sugerem que face a ocorrência de rochas máficas intercaladas ao vulcanismo félsico, todo o magmatismo do *greenstone* pode ter ocorrido no intervalo de 40 Ma, estabelecido para o magmatismo félsico, similar a outros *greenstones belts* neoarqueanos como o Abitibi.

Em relação a utilização do método Rb-Sr nessa seqüência, existe citado na literatura apenas a datação de muscovita em um mica-xisto, em contato com o domo gnáissico Bação, dando 2,79 Ga (Herz 1970), que foi recalculada por Thorpe *et al.* (1984) dando 2,89 Ga, também indicativa da idade arqueana.

A maior quantidade de dados geocronológicos no GBRV refere-se a datações U-Pb (LA-ICPMS, DI-TIMS, SHRIMP) em zircões e monazitas detríticos nas unidades superiores, com uma ampla faixa de idades, entre 3,5 e 2,77 Ga (Machado *et al.* 1996, Schrank & Machado 1996a, b, Schrank *et al.* 2002), que indicam os terrenos granito-gnáissicos como fonte principal dos zircões. Uma idade de 3809 ± 3 Ma, a mais antiga registrada na América do Sul, foi determinada em zircão detrítico de quartzo-arenitos do GBRV (Suita *et al.* 2002).

Análises U-Pb efetuadas por Schrank & Machado (1996b) em zircões e monazitas detríticos de grauvacas feldspáticas do depósito de Carrapato e às proximidades da mina Cuiabá, forneceram intervalos de idades entre 3500–2857 Ma indicando os terrenos granito-gnáissicos como áreas fontes destes sedimentos. Um grupo de idades entre 2921 e 2857 Ma corresponde à idade de metamorfismo no terreno gnáissico Belo Horizonte, e os autores denominaram esse evento de Belo Horizonte.

Análises em zircão detrítico de um quartzito do Grupo Maquiné forneceram idades U-Pb de 3261 ± 2 e 2877 ± 3 Ma, enquanto as idades em monazita automórficas deram resultados diferentes, com idades de 2020 e 1989 Ma, representativas de *recristalização* na orogênese Transamazônica (Schrank & Machado 1996b).

Schrank & Machado (1996a) analisaram zircões detríticos de turbiditos do depósito de Morro Velho, que forneceram idades U-Pb de 3126 Ma (2,7 % discordante) e idades mínimas de 2777 Ma e 2776 Ma (0,1 e 0,7 % discordantes). Monazitas detríticas deram idades mais jovens de 2068 Ma (13,1% discordante), enquanto um cristal facetado forneceu idade mínima de 1875 (2,7% discordante). Um zircão detrítico com inclusão de monazita também forneceu idade mais jovem de 2278 Ma (7,2 % discordante). Zircões e monazitas detríticos da lapa seca de Morro Velho forneceram idades similares de 2771 Ma (0,5% discordante) e 2748 Ma (11,5% discordante) para o zircão e concordante em 2705 ± 1 Ma para a monazita. A partir destas idades, estes autores interpretaram o protólito da lapa seca como uma rocha sedimentar, e o depósito de Morro Velho com idade Paleoproterozóica, encaixado na Formação Sabará do Supergrupo Minas.

Análises U-Pb em monazita euédrica, não detrítica, do Grupo Maquiné (Schrank & Machado 1996b) forneceram idades de 2020 e 1989 Ma, similares às idades mais jovens de Morro Velho (2278-1875 Ma), bem como às idades em titanita de 2059 Ma e 2022-2030 Ma em monazitas de pegmatitos no Complexo Bação e de titanita em leucossoma do Gnaiss Belo Horizonte, evidenciando segundo Schrank & Machado (1996a,b) a atuação do evento Transamazônico no *greenstone belt* Rio das Velhas.

Zircões de um nível de metasedimento, intercalado entre dois derrames de basaltos komatiíticos no depósito Carrapato de Cima, descritos como parte basal do Rio das Velhas por Schrank & Machado (1996a), forneceram idades de 1808 ± 4 (intercepto superior) e 590 ± 7 Ma (intercepto inferior). Estas idades foram interpretadas como os registros do início da atividade do *rift* Espinhaço (~1,7 Ga) e da orogênese Brasileira no *greenstone belt* Rio das Velhas, associadas a estruturas relativamente restritas.

Datações K-Ar nas supracrustais Rio das Velhas são poucas, como por exemplo o trabalho de Cordani *et al.* (1980) que obtiveram no extremo sudeste do Quadrilátero Ferrífero, idades K-Ar variando entre 407 a 483 Ma, refletindo eventos tectono-termiais do Brasiliano, que atuou em toda a região. Reativações de falhas e zonas de cisalhamento por volta de 596 Ma associam-se segundo Noce (1995) a este evento.

2.2.3.2- Depósitos Auríferos

Os depósitos auríferos, hospedados nas rochas arqueanas do Grupo Nova Lima, são interpretados por Lobato *et al.* (2001a, b,c) como orogênico tipo *gold only*, segundo a definição de Groves *et al.* (1998). A mineralização aurífera hospeda-se, preferencialmente, ao longo das camadas de formação ferrífera rica em carbonato ou magnetita, como nos depósitos de Cuiabá, Raposos, Faria, Lamego e São Bento ou ao longo de uma camada conhecida no setor mineiro como ‘lapa seca’, como nos depósitos de Morro Velho, Bicalho e Bela Fama. Pode ocorrer também em rochas vulcânicas, máficas e ultramáficas, e em rochas vulcanoclásticas. A ‘lapa seca’ representa um horizonte de rochas vulcânicas félsicas que sofreram intenso processo de carbonatação, conforme Lobato *et al.* (1998, 2001b). De Wit *et al.* (1994, 1996) interpretam a ‘lapa seca’ do depósito de Morro Velho como uma fácies da formação ferrífera, de origem sedimentar.

Em relação aos depósitos auríferos hospedados no Grupo Nova Lima, os dados de isótopos radiogênicos disponíveis são os de Thorpe *et al.* (1984), De Wit *et al.* (1994, 1996, inédito) e Lobato *et al.* (2001a).

A idade arqueana para as mineralizações auríferas foi determinada no trabalho de Thorpe *et al.* (1984) que analisaram galenas pelo método Pb-Pb, em cinco depósitos da região. As galenas das minas de Cuiabá, Faria e Esperança III, que ocorrem em veios que cortam a formação ferrífera bandada, forneceram idades modelos de Pb estágio simples de 2409-2418 Ma, 2425 Ma e 2551, respectivamente. As galenas das minas de Bicalho e Bela Fama, que ocorrem em veios de quartzo seccionando a ‘lapa seca’, deram idades modelo de 2493-2569 e 2710-1935 Ma, respectivamente.

Segundo Thorpe *et al.* (1984) a idade de 2710 Ma para o depósito Bela Fama, que representa a composição isotópica de Pb menos radiogênica, é interpretada como a idade mínima de formação da mineralização de ouro, enquanto o Pb mais radiogênico, também de Bela Fama, indica uma idade modelo de 1935 Ma correlacionável ao evento Transamazônico. Cálculos de evolução de Pb em dois estágios e isócronas secundárias sugeriram possíveis entrada ou remobilização de Pb durante os eventos Transamazônico (2410-2425 Ma) e Brasiliano (750-450 Ma), segundo estes autores.

O depósito de São Bento é um dos poucos da região que vêm acumulando estudos isotópicos nos últimos anos, em especial os trabalhos de De Wit *et al.* (1994, 1996, inédito). Estes autores analisaram arsenopirita e pirita do minério acamadado e remobilizado, que deram idades modelo Pb-Pb próximas de 2650 Ma, também indicando idade arqueana para os depósitos auríferos da região. Em estudos mais detalhados, De Wit *et al.* (inédito) analisaram amostras de rochas encaixantes mineralizadas e não mineralizadas, além de arsenopirita + pirita e pirrotita. Os sulfetos que ocorrem no minério acamadado e metamorfoisado se posicionam sobre a curva de crescimento orogênica próximo a 2,72 Ga. Estes autores admitem que a origem da mineralização aurífera seja singenética formada durante a deposição da formação ferrífera. As amostras de minério acamadado, siderita e magnetita das FFB definem uma isócrona secundária, que sugere uma idade de metamorfismo em torno de 2,1Ga. A arsenopirita e pirita não teriam participado do metamorfismo, enquanto a pirrotita teria sofrido reequilíbrio com pouco excesso de Pb radiogênico plotando um pouco diferenciada dos outros sulfetos.

De Wit *et al.* (inédito) também analisaram sulfetos do minério de Morro Velho, que forneceram uma idade de 2,82 Ga. Como o minério não apresenta indicações de metamorfismo significativo, esta idade foi interpretada como da formação do depósito de Morro Velho. A reta definida pelos pontos de sulfetos intercepta a curva de evolução da crosta superior em 2,8 Ga. As composições de Pb são muito radiogênicas, bastante diferentes das obtidas para São Bento, sem evidências de evolução em estágio único e com o Pb radiogênico possivelmente derivado da interação com uma crosta continental antiga.

Uma datação indireta da mineralização no *greenstone belt* Rio das Velhas foi feita por Noce (1995). Análises U-Pb em rutilos hidrotermais provenientes de uma rocha vulcânica máfica mineralizada e cisalhada na região de Caeté, forneceram uma idade mínima $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 2580 Ma (24% discordante) sugerindo também uma idade arqueana para mineralização.

Lobato *et al.* (2001a, b) propuseram uma idade tardi-arqueana, entre 2698-2650 Ma para os depósitos auríferos do Quadrilátero Ferrífero com base na idade modelo de Pb da mina São Bento (2650 Ma), na idade de granitos tardios (2698 Ma) e dados estruturais. Segundo estes autores, a mineralização é tardi a pós-tectônica, relacionada a um único evento tectônico-deformacional, tardio à evolução do *greenstone belt* e que pós-data o pico de metamorfismo regional.

Para a mina Cuiabá, os dados de Pb existentes são de Lobato *et al.* (2001a), além da galena de Thorpe *et al.* (1984), que forneceram uma idade modelo neoarqueana, entre 2,75-2,67 Ga para a mineralização aurífera. A idade de 2,78 Ga é interpretada como uma idade mínima com o fechamento desse sistema isotópico em 2,67 Ga. Estas idades podem indicar derivação de fluidos crustais,

concomitante com o vulcanismo félsico a 2780-2772 Ma e, provável precipitação de sulfetos e ouro em 2,68 e 2,65 Ga. Os dados Rb-Sr em lixiviados de pirita sugerem a atuação de um evento geológico posterior (~700 Ma) e os valores de razão inicial de Sr apontam uma contribuição crustal importante na composição do fluido mineralizador.

2.3 – CONTEXTO GEOTECTÔNICO

O estudo da evolução estrutural e tectônica do Quadrilátero Ferrífero tem recebido um grande número de contribuições desde o trabalho pioneiro de Dorr (1969), por meio de variadas interpretações, sem um modelo consensual, principalmente no que diz respeito a estruturação no Transamazônico, se é de caráter extensivo ou compressivo. Vários trabalhos fazem referência a estruturação do Quadrilátero Ferrífero, como Belo de Oliveira e Teixeira (1990), Marshak *et al.* (1992), Chemale Jr. *et al.* (1994), Endo (1997), Alkmim & Marshak (1998), Baltazar (1998), Carneiro *et al.* (1998b), Hippertt & Davis (2000).

Na região do Quadrilátero Ferrífero encontra-se registrada pelo menos três grandes ciclos tectono-orogênicos durante o Arqueano e o Proterozóico: os Ciclos Jequié (2,8-2,6 Ga), Transamazônico (2,1-1,8 Ga) e Brasileiro (0,7-0,45 Ga), com processos de deformação, retrabalhamento e acreção crustal, além de magmatismo ácido/básico associados às atividades tafrogênicas associadas ao magmatismo ácido/básico. Essa região teria se comportado como uma unidade coesa, como bloco de antepaís com núcleos estáveis em relação aos cinturões móveis neoproterozóicos adjacentes (Faixa Brasília) a oeste e Faixa Araçuá/Ribeira a leste (Endo 1997, Endo & Machado 2002).

As informações sobre os eventos mais antigos que ocorreram nos terrenos granito-gnáissicos do Quadrilátero Ferrífero são provenientes de datações U-Pb em zircão, já que esse mineral pode conservar em seu núcleo eventos mais antigos. A presença de crosta continental de 3,5–3,0 Ga é sugerida pela datação de zircão detrítico de várias unidades regionais ($\sim 3809 \pm 3$ Ma), com intervalo mais frequente entre 3,56 e 2,8 Ga. O grande número de idades entre 2,9-2,8 Ga representa o Evento Belo Horizonte e idades entre 2,78-2,70 Ga, o Evento Rio das Velhas (Machado *et al.* 1996, Schrank & Machado 1996a,b, Noce *et al.* 1998, Schrank *et al.* 2002, Suito *et al.* 2002, dentre outros).

Outros indícios de crosta siálica antiga na evolução do Quadrilátero Ferrífero são as composições isotópicas de Nd nos gnaisses TTG que sugerem protólitos com tempo de residência crustal, e a presença de zircão herdado nos gnaisses Belo Horizonte (2923 Ma) e Alberto Flores (2920 e 3280 Ma) e rochas vulcanoclásticas Nova Lima (2,87-3,44 Ga).

O Evento Belo Horizonte, proposto por Schrank & Machado (1996b), envolve processo metamórfico-magmático no intervalo de 2,9-2,8 Ga, registrado em zircão e monazita detrítica (2877 e 2857Ma), núcleo de zircão herdado em vulcânica félsica (2860 Ma) e migmatização do gnaixe Belo Horizonte (2860 Ma).

O Evento Rio das Velhas, proposto por Carneiro (1992), representa os processos tectono-metamórficos e magmáticos durante o Neoarqueano (2,8-2,6 Ga), que pode ser dividido em 3 fases:

- 2780-2750 Ma – retrabalhamento (metamorfismo) da crosta siálica antiga (metamorfismo Alberto Flores), magmatismo bimodal cálcio-alcálico – toleítico (tonalito Samambaia – anfibolitos Candeias), granítico (Mateus Leme) e granodiorítico (Caeté,) e vulcanismo félsico (Nova Lima).
- 2720-2700 Ma – intrusão de granitos tardi- a pós-colisionais (granitos Santa Luzia, General Carneiro e Brumadinho, granodioritos Mamona e Ibirité).
- 2612-2555 Ma – Cratonização com intrusão de granitos tardios (granito Salto do Paraopeba e granodiorito Caio Martins).

Segundo Lobato *et al.* (1998) e Noce (2000) à cratonização foi seguida de uma sedimentação plataformar de carbonatos em 2400 Ma indicando um longo período de estabilidade tectônica com a deposição do Supergrupo Minas. Uma síntese dos eventos estabelecidos no Quadrilátero Ferrífero pode ser visualizado na Figura 6.

Figura 6 - Cronologia dos eventos tectono-metamórficos e magmáticos registrados no Quadrilátero Ferrífero. Dados de Lobato *et al.* (2001a) e Noce (2000).

Um modelo de evolução crustal em três estágios é proposto por Silva (1998) para o *greenstone belt* Rio das Velhas:

I – Estágio extensional - rifteamento de crosta primordial TTG ($> 2,89$ Ga) seguido de vulcanismo subaquoso komatiítico-toleítico (geração do assoalho oceânico), sedimentação químico-exalativa dominante, com possível pré-concentração de metais ligados a sistemas hidrotermais convectivos.

II – Estágio compressional pré-colisional - subducção (ou processo similar) de crosta oceânica. Fusão parcial em nível subcrustal com vulcanismo bimodal tipo *back-arc*. Rápida exumação e redeposição de material do arco (emerso) sob regime tectonicamente instável originando os espessos pacotes turbidíticos.

III – Estágio compressional colisional - com a convergência pré-colisional a bacia passou a receber sedimentos continentais, passando no fechamento da bacia (Grupo Maquiné) a ambientes deposicionais continentais com áreas fontes mistas.

O final do Paleoproterozóico é marcado na região do Quadrilátero Ferrífero pela orogênese Transamazônica, com geração de tonalitos e trondjemitos (*e.g.* tonalito Alto Maranhão) derivados do manto, entre 2162-2124 Ma, de granitos sin- a tardi-colisionais de derivação crustal (granitos Morro da Pedra e Córrego do Brumado), sedimentação tipo bacia de ante-país (Noce *et al.* 1998) e a formação da estruturação em domo e bacia dominante no Quadrilátero Ferrífero (Alkmim & Marshak 1998). Idades U-Pb de titanitas e monazitas entre 2060 e 2030 (gnaisse Belo Horizonte, *stocks* graníticos e pegmatitos no gnaisse Bação) definem a atuação desta orogênese. No *greenstone belt* Rio das Velhas este evento está registrado com idades em torno de 2020 e 1989 Ma (Schränk & Machado 1996a). Essa orogênese teve atuação diferenciada na região, retrabalhando em graus variados as associações litológicas mais antigas.

Eventos pós-transamazônicos tiveram uma influência secundária na evolução tectônica do Quadrilátero Ferrífero, com reativações de estruturas pré-existentes, especialmente na borda oriental do cráton. As idades Rb-Sr e K-Ar, com idades aparentes desde 2200 até 540 Ma são geralmente interpretadas como evidências de desequilíbrio isotópico relacionado à atuação de eventos pós-Transamazônicos, em especial o Brasileiro.

A atuação do Ciclo Brasileiro (0,7-0,45 Ga), neste segmento crustal está representado por um forte reequilíbrio isotópico no sistema K-Ar provocado pela tectônica de falhas reversas e soerguimento de blocos do embasamento (Endo & Machado 2002). Cristalização e/ou *resetting* estão associados a processos de baixa temperatura, restritos a zonas de cisalhamento (Noce 1995, Schränk & Machado 1996b).

CAPÍTULO 3

DEPÓSITO CUIABÁ

Os primeiros trabalhos de mineração na área da mina Cuiabá datam de 1740. No período de 1950-1976 os trabalhos de mineração na área estiveram totalmente paralisados, mas a partir de 1977 a Mineração Morro Velho S.A. fez uma reavaliação do depósito com a retomada da produção a partir de 1985 (Vial 1988). Atualmente a Mineração *Anglogold Ashanti* é a responsável pela mina, que está lavrando os níveis 8, 9 e 11 e está em fase de expansão até o nível 21. As informações geológicas a respeito do depósito de Cuiabá encontram-se em relatórios internos da empresa, teses acadêmicas e publicações, como as de Vieira & Oliveira (1988), Vial (1988), Vieira (1988, 1991), Ladeira (1988), Ribeiro-Rodrigues *et al.* (1996), Ribeiro-Rodrigues (1998), Toledo (1997), Lobato *et al.* (1998, 2001a,b), Xavier *et al.* (2000), Costa (2001) e Martins (2001). As informações, constantes no item a seguir, são baseadas principalmente nos trabalhos de Vieira (1992, 2000), Ribeiro-Rodrigues (1998) e Lobato *et al.* (1998, 2001a,b).

3.1 – GEOLOGIA DO DEPÓSITO CUIABÁ

As unidades litológicas na mina Cuiabá segundo descrições de Vieira (1992) e Ribeiro-Rodrigues (1998) são pertencentes à seqüência vulcano-sedimentar do Grupo Nova Lima, subdividida em três unidades. Unidade Inferior, formada por uma sucessão de metavulcânicas intercaladas com metapelitos e com mais de 400 m de espessura. Unidade Intermediária, acima da camada de formação ferrífera bandada Cuiabá, com uma seqüência alternada de metapelitos carbonáceos, metavulcânicas máficas e metapelitos intercalados localmente, e espessura estimada de 150m. Unidade Superior, constituída por metapelitos, alternados com rochas metavulcanoclásticas, perfazendo uma espessura de mais de 600 m. A coluna estratigráfica da geologia da mina pode ser visualizada na Figura 7.

A mineralização aurífera do depósito Cuiabá tem um controle litológico e encontra-se principalmente hospedada em uma única camada de formação ferrífera bandada (FFB Cuiabá), contínua por 1400m de extensão, e envolvida por dois conjuntos de derrames máficos. Os litotipos descritos na área da mina correspondem da base para o topo em basaltos/andesitos inferiores (Man), formação ferrífera bandada (FFB), basaltos superiores (Mba), pelitos (X1), pelitos carbonosos (Fg) e vulcanoclásticas félsicas (Xs), além de diques máficos que cortam todas as litologias (Figuras 7 e 8). Esses litotipos sofreram metamorfismo regional de fácies xisto-verde e posterior evento hidrotermal com deformação associada. As rochas metavulcânicas máficas apresentam alteração hidrotermal com zonas de cloritização (Manx e

Mbax), carbonatização (X2Cl) e sericitização (X2). Os termos entre parênteses são denominações clássicas na mina para os litotipos e aqui também utilizados.

Figura 7 - Coluna estratigráfica da área da mina Cuiabá, realizada por Vieira (1992).

Figura 8 - Mapa geológico da mina Cuiabá, nível 3, segundo Vial (1980 apud Vieira, 1998).

As unidades próximas à zona mineralizada na FFB mostram acentuada alteração hidrotermal relacionada à mineralização e zonas de deformação, com modificação das texturas e estruturas originais, resultando em filonitos e xistos milonitizados. Lobato *et al.* (2001a) descrevem um zoneamento hidrotermal e concêntrico em relação à FFB Cuiabá, principalmente nas rochas metavulcânicas máficas com zonas de cloritização (externas), carbonatação (intermediárias) e sericitização/sulfetação (internas). Na FFB, a alteração é representada por carbonatação inicial precedida por sulfetação, enquanto no pacote pelítico é incipiente.

Além do controle litológico, o depósito Cuiabá apresenta também controle estrutural, com os litotipos desenhando uma dobra de grande escala, tubular tipo bainha, fechada, com mergulho de 30-40° para SE, que se abre em profundidade. Os corpos de minério apresentam complexidade estrutural, estando rompidos e dobrados. Segundo Vieira (2000) e Toledo (1997) essa estrutura foi formada em um único evento progressivo a partir de uma dobra não cilíndrica de uma fase D1 deformada por um cisalhamento de fase D2. De acordo com estes autores, a fase D2 é a mais pronunciada na mina, com a geração das estruturas mais penetrativas da mina Cuiabá, como dobras, superfícies plano-axial, foliações miloníticas e lineações. As unidades litológicas mostram uma pervasiva foliação plano-axial (S1=135/45), paralela a sub-paralela ao acamamento, por vezes milonítica, e uma proeminente lineação de estiramento mineral (LS=126/22-35), expressa pela orientação preferencial de sericita, carbonatos e sulfetos (Ribeiro-Rodrigues *et al.* 1996, Ribeiro-Rodrigues 1998).

Segundo Toledo (1997) a deformação atuante na área teve caráter heterogêneo, não coaxial e progressivo, tendo sido processada em diferentes níveis crustais e em três fases de deformação sucessivas. As estruturas pertencentes as fases D1 e D2 desenvolveram-se em regime crustal dúctil a dúctil-rúptil, sob atuação de esforços compressivos na direção N75W. As estruturas da fase D3 são de regime rúptil-dúctil e também refletem esforços compressivos de direção N90E. Segundo esta autora, estas fases podem ser correlacionáveis ao último evento compressivo que afetou o Quadrilátero Ferrífero no Brasileiro e/ou ao evento do Paleoproterozóico. Ribeiro-Rodrigues (1998) também sugere que as estruturas da mina Cuiabá se formaram após o Paleoproterozóico durante a fase D1, sem evidências de estruturas relacionadas ao evento Rio das Velhas. Entretanto, Zuccheti & Baltazar (2005) atribuem uma estruturação arqueana de natureza compressional, dirigida de NNE para SSW, para os depósitos de ouro do *greenstone belt* Rio das Velhas, controlados estruturalmente por zonas de cavalgamentos geradas em uma fase D2.

3.2 – DESCRIÇÃO DAS UNIDADES LITOLÓGICAS

Neste item são descritos os aspectos macroscópicos e petrográficos das litologias amostradas na atividade de campo, as quais são rochas máficas, a FFB Cuiabá, rochas pelíticas e um dique de rocha básica, incluindo as rochas mais preservadas e aquelas com intensa alteração hidrotermal e deformação. Para uma melhor clareza do texto, o prefixo “meta” é omitido, mas trata-se de rochas metamórficas de fácies xisto verde.

A individualização das unidades, descritas a seguir, segue a nomenclatura definida pela equipe da Mineração *Anglogold Ashanti* (Vieira 1992, 2000).

1) SEQUÊNCIA MÁFICA

As rochas máficas representam derrames de basaltos maciços e constitui a base da sucessão lito-estratigráfica encontrada na mina (Figura 7). São descritos como basaltos inferior (ou interno) e superior (ou externo), em relação a camada da FFB sulfetada.

A ocorrência de *pillows-lavas* e variolitos foi descrita por Vial (1980 *apud* Vieira 1992) e por Vieira (1992), quando do remapeamento geológico da mina no nível 3, a qual não foi observada neste estudo. Vieira (1992) descreve um zoneamento concêntrico nas *pillows* com diminuição da granulação próximo às bordas. Segundo este autor, as bordas das *pillows* são de coloração verde claro, formada por material vítreo/microcristalino e o material *interpillow*, verde-escuro, por clorita e epidoto subordinado. Os variolitos (< 1 cm) são constituídos por epidoto e clorita subordinada, e são mais ricos nos basaltos inferiores.

Na mina, é muito sutil a separação macroscópica dos basaltos com alteração hidrotermal, entre basaltos cloritizados (Manx, Mbax), carbonatados (X2Cl) e sericitizados (X2). A diferença entre Manx e Mbax é segundo a ocorrência dos corpos, dentro ou fora da estrutura em dobra.

Petrograficamente, as rochas máficas descritas apresentam paragênese metamórfica de fácies xisto verde, caracterizada pela assembléia actinolita-albita-epidoto-clorita. Não foram observados minerais da assembléia ígnea, com exceção dos opacos. Os minerais da alteração hidrotermal nessas rochas são principalmente clorita, carbonato e sericita, ocorrendo também albita hidrotermal.

Basalto/Andesito Inferior – Man

Os basaltos/andesitos inferiores (Man) são de coloração verde clara e granulação fina com uma incipiente foliação, e raras vênulas de quartzo, carbonato e clorita (Prancha 1A). Feições primárias elipsoidais similares a variolitos foram observadas localmente na mina.

Ao microscópio, são constituídos por plagioclásio (20-30%) e actinolita-tremolita (5-10%), em meio a clorita (20-30%), quartzo (10-20%), epidoto (1-5%) e opacos (<5%). As amostras estudadas como Man, apresentaram ao microscópio, uma incipiente foliação (Prancha 1 B e 1C).

O plagioclásio, provavelmente albita, ocorre como ripas euédricas a subédricas com geminação mais comum segundo a lei de Carlsbad, e tamanhos médios de 0,15mm. O anfibólio é uma actinolita-tremolita incolor ou com pleocroísmo fraco verde claro a amarelo pálido na forma de cristais prismáticos alongados ou em agulhas, com tamanhos médios de 0,1 mm. A clorita apresenta cor de interferência verde oliva formando finos níveis que por vezes definem uma foliação anastomosada.

O epidoto ocorre em agregados anédricos de granulação fina (~60 µm), podendo formar ocelos contornados por clorita. O quartzo tem forma anédrica com extinção ondulante e tamanhos variados, entre 10 e 60 µm. Os opacos são representados por cristais de leucóxênio (?), xenomórficos com bordas irregulares ou alongados segundo a foliação.

Basalto Superior – Mba

Os basaltos superiores, denominados na mina como Mba, são de cor verde escura, de granulação fina e localmente apresentam foliação (Prancha 1D).

A mineralogia e textura dos basaltos Mba são similares ao Man, constituídos por plagioclásio (25-35%), actinolita-tremolita (15-25%), clorita (10-20%), quartzo (10-15%), epidoto e opacos (<10%). As amostras estudadas apresentaram ao microscópio, uma orientação preferencial dos minerais, definindo uma foliação anastomosada e descontínua (Pranchas 1E e F).

O plagioclásio apresenta-se em ripas com maclamento segundo a lei da albita e de carlsbad, por vezes com as terminações irregulares e extinção ondulante. Não apresenta uma orientação definida e pode ocorrer substituído por epidoto ou clorita. Apresenta tamanhos variados, entre 0,4 e 0,05mm.

A actinolita-tremolita ocorre em cristais fibrosos ou agregados com formas anédricas, pleocroísmo fraco e com leve orientação. A clorita ocorre como agregados alongados e orientados segundo a foliação, com cor de interferência azul.

O epidoto forma agregados anédricos constituindo grandes cristais de até 300 µm. O quartzo ocorre em cristais anédricos (< 0,1 mm) com extinção ondulante e disperso na rocha. Os opacos apresentam formas alongadas e por vezes amendoadas, com dimensão média de 0,2 mm, e paralelizados à foliação. Halos amarelados (titanita?) ocorrem ao redor dos opacos, indicando transformações nestes.

A rocha apresenta partes mais deformadas, com maior concentração de clorita e porfiroclastos amendoados de plagioclásio, quartzo e epidoto com sombra de pressão constituída por quartzo e clorita.

Prancha 1. A - amostra do basalto/andesito inferior (Man, MC-16); B e C - fotomicrografias do aspecto textural da amostra anterior com plagioclásio e actinolita em nicóis paralelos (B; NP) e cruzados (C; NX); D - amostra do basalto superior com vênula de quartzo e carbonato (Mba, MC-26); E e F - fotomicrografias da textura do Mba anterior (NP) e detalhe do plagioclásio e actinolita (NX).

Basalto/Andesito Inferior Xistoso - Manx

Esta unidade representa o produto da cloritização mais intensa do basalto/andesito. Segundo Vieira (1992) é constituída por clorita, quartzo, carbonato, epidoto e opacos. Ao microscópio, as rochas coletadas como Manx não apresentaram a composição mineralógica representativa dessa litologia.

Basalto Superior Xistoso - Mbax

Representa o produto de cloritização e deformação do basalto superior Mba. Segundo Vieira (1992) essa unidade é caracterizada pela transformação do anfibólio em clorita e o plagioclásio em carbonato, com aumento acentuado de venulações quartzo-carbonáticas, concordantes com a foliação, em relação ao basalto Mba menos transformado, com sulfetos e albita subordinados.

O basalto Mbax observado ocorre como faixas delgadas dentro do Mba, com foliação bem definida, de coloração verde mais escura que o Mbax, e de granulação fina (Prancha 2A).

A assembléia mineral descrita é representada por clorita (50-60%), quartzo (20-30%), carbonato (10-20%), epidoto (1-5%) e opacos (<5%). Vênula de quartzo+carbonato+ clorita+albita paralela a foliação foi observada.

Texturalmente a rocha é caracterizada por alternância de faixas cloríticas e faixas ricas em plagioclásio, em geral amendoados, quartzo, carbonatos e clorita subordinada (Prancha 2B). A clorita ocorre em palhetas orientadas segundo a foliação. O quartzo ocorre como grãos xenomórficos (20 µm) ou de granulação mais grossa com limites de grãos polygonizados. Em meio a estes, ocorrem ripas de plagioclásio com subgrãos e extinção ondulante, produto de recristalização dinâmica. O carbonato ocorre como cristais xenomórficos orientados segundo a foliação, em vênulas ou como poiquiloblastos com inclusões de quartzo e opacos.

Os opacos tem formas irregulares (leucoxênio) e euédricos (pirita). Cristais de rutilo, de cor amarelada, são observados inclusos no carbonato.

carbonato – quartzo – plagioclásio – sericita Filito - X2Cl

Representa a zona de alteração de carbonatação do Man ou Mba. Segundo Vieira (1992) essa unidade é caracterizada pelo aumento de carbonato e sericita e de difícil separação macroscópica com o basalto alterado Mbax.

As amostras estudadas possuem coloração cinza claro a escuro, granulação fina a média, por vezes com foliação milonítica bem definida com ocelos de carbonatos, dando um aspecto de maior granulação à rocha (Prancha 2C).

A mineralogia, ao microscópio, é representada por carbonato (25-35%), clorita (15-25%), quartzo (10-20%), sericita (5-10%), plagioclásio (5%), e opacos (<5%). Há uma variação nos conteúdos modais das amostras observadas o que pode provocar modificações na terminologia da rocha, em relação a de Vieira (1992).

Texturalmente é caracterizada por alternância de faixas ricas em sericita+quartzo+clorita e carbonato+sericita+quartzo. A sericita ocorre em finas palhetas orientadas segundo a foliação.

O carbonato apresenta-se em cristais anédricos, irregulares ou subédricos com contatos mais retilíneos e granulação variada até tamanhos de 0,1mm. Ocorrem também como porfiroclastos com bordas corroídas e fraturadas, envolvidos pelos leitos de sericita e quartzo, o que indica uma origem pré deformacional (Prancha 2D). O plagioclásio ocorre como cristais xenomórficos (<20 µm) com presença de sub-grãos, ou constituindo ocelos, junto a clorita e carbonato.

O quartzo apresenta contatos poligonais a lobados com granulação variada. Nas partes recristalizadas tem em média 40 µm de tamanho. A clorita apresenta pleocroísmo fraco e cor de interferência azul. Ocorre entremeada a sericita, gerada a partir da transformação de clorita.

Cristais tabulares e prismáticos de turmalina verde amarronzados ocorrem dispersos na rocha e orientados segundo a foliação.

carbonato – sericita – quartzo Filito com clorita e plagioclásio - X2

Segundo Vieira (1992) essa rocha representa o produto de sericitização do Man e Mba, caracterizada pelo aumento de carbonato e sericita em relação aos outros basaltos hidrotermalizados. Correspondem à zona hidrotermalizada mais proximal à zona mineralizada.

As amostras estudadas mostram coloração cinza claro a escuro, granulação fina, com foliação bem definida. A mineralogia ao microscópio é representada por carbonato (30-40%), sericita (20-30%), quartzo (10-15%), plagioclásio (5%), clorita (<5%) e opacos (<5%) .

É caracterizada por alternância de faixas quartzo-carbonáticas e níveis serícíticos. A sericita ocorre em finas palhetas orientadas segundo a foliação e por vezes definindo zonas de cisalhamento cortando as bandas carbonáticas (Prancha 2 E e F).

Os cristais de quartzo e carbonatos mostram contatos poligonizados e tamanhos variados (50-100µm). O carbonato apresenta-se xenomórfico ou formando poiquiloblastos, em geral recristalizados. Clorita de cor de interferência marrom e azul ocorre subordinada.

O plagioclásio em geral é ausente, mas pode ocorrer como ripas subédricas com geminação polissintética descontínua.

Rutilo e eventualmente titanita também ocorrem. Pirita e pirrotita são comuns, em geral apresentando sombras de pressão.

Prancha 2. A - faixas do Mbax, mais escuro, dentro do Mba; B - fotomicrografia do Mbax com foliação definida pela clorita e cristais alongados de quartzo e carbonato (NP; MC-24); C - amostra do basalto hidrotermalizado X2Cl (MC-14); D - Fotomicrografia da amostra anterior com detalhes dos ocelos de carbonatos em meio a uma matriz de clorita- quartzo- sericita; E - amostra do basalto hidrotermalizado X2 com pirita porfiroblástica (MC-57); F - Fotomicrografia da amostra anterior com agregados de carbonato (parte superior) e níveis sericíticos (parte inferior).

2) FORMAÇÃO FERRÍFERA BANDADA - FFB

A formação ferrífera bandada Cuiabá (FFB Cuiabá), principal hospedeira da mineralização, é do tipo Algoma, de fácies carbonato, com uma espessura média de 6m, podendo alcançar até 15m, e extensão horizontal de cerca de 1400m. O contato basal da FFB é com basaltos sericitizados (X2Cl), por vezes pelitos (X1), e o superior com uma camada de pelito carbonoso (Fg). A alteração hidrotermal nessa camada é caracterizada por extensas zonas carbonáticas e piríticas (Vieira 1992, Lobato et al 2001a). Vieira (1992) descreve a FFB Cuiabá em partes superior e inferior, de composição distinta e separadas por uma camada escura, de cerca de 15 cm, de rocha vulcânica máfica. A porção inferior, é tipicamente bandada, rica em carbonato de ferro e matéria carbonosa e representa a principal rocha hospedeira do ouro. A porção superior constitui um *chert* ferruginoso fortemente deformado, sem bandamento definido e rico em matéria carbonosa.

De modo geral, a FFB Cuiabá observada, é caracterizada pela alternância de bandas quartzosa (*chert*) claras, carbonáticas de cor laranja claro a escuro (quartzo, siderita, anquerita) e escuras (siderita, quartzo e matéria carbonácea) com espessuras variadas (mm a cm) e grande continuidade lateral, sugerindo representar o acamamento deposicional da rocha com recristalização metamórfica (Prancha 3 A,B). Localmente, no corpo Serrotinho, são encontradas bandas ricas em óxidos de ferro (magnetita e hematita) alternadas com bandas sulfetadas e sideríticas.

A textura geral é granuloblástica. Nas bandas quartzosas, o quartzo é poligonal (0,40 mm) com carbonato intersticial subordinado.

Nas bandas quartzo-carbonáticas, o quartzo (50-60%) ocorre com limites poligonais a lobados e tamanhos dos grãos entre 30-80 μm . O carbonato (40-50%) intersticial ao quartzo pode apresentar-se poligonizado, alongado e paralelo ao bandamento, ou recristalizado em cristais maiores (0,20mm) e englobando o quartzo da matriz (Pranchas 3C,D,E). Sericita, clorita e turmalina verde amarronzado ocorrem subordinados. Observam-se também intercalados filmes de grafita irregulares, ondulados e descontínuos. O quartzo e o carbonato são resultados de recristalização do sedimento original fino.

Nas bandas carbonáticas de cor laranja escura, o carbonato tem aparência suja e aspecto maciço, com raro desenvolvimento de cristais (80 μm), mas rico em cristais de pirita de tamanhos variados (0,04-2,5 mm) por vezes com bordas irregulares com golfos de corrosão. Em bandas de carbonato recristalizado a presença de pirita fina equigranular (0,40 mm) é mais comum, ocorrendo também isolada com sombra de pressão em meio às bandas quartzo-carbonáticas (Prancha 3F).

Prancha 3. A e B - aspecto do bandamento da FFB Cuiabá não mineralizada e da FFB sulfetada com venulações de quartzo paralelo e cortando o bandamento (B, parte central); C - fotomicrografia da FFB (NP) mostrando o microbandamento marcado pela alternância de níveis mais escuros de siderita+matéria carbonosa e mais claros quartzo-carbonáticos (MC-5); D - detalhe das bandas quartzo-carbonáticas com contatos poligonais e lobados; E - carbonato recristalizado entre grãos de quartzo poligonizado com aspecto poiquiloblástico (MC-33); F - grão de pirita com sombra de pressão em meio a banda quartzo-carbonática, observar as faces irregulares da pirita (MC-5).

3) SEQÜÊNCIA PELÍTICA

Esta seqüência representa, na área da mina, rochas pelíticas com e sem matéria orgânica, denominadas Filito Grafitoso (Fg) e Pelitos (X1). Segundo descrições de Vieira (1992) e Ribeiro-Rodrigues (1998) as rochas metapelíticas ocorrem como lentes, de espessuras entre 1 e 5m, nas três unidades, inferior, média e superior, intercalada nos basaltos ou nas rochas vulcanoclásticas e os pelitos carbonosos. Segundo estes autores representam principalmente filitos e nas áreas de maior deformação xistos, com o acamamento original sendo reconhecido pela alternância milimétrica a centimétrica de lâminas de diferentes composições mineralógicas. No contato com a FFB, o filito grafitoso está intensamente deformado, com desenvolvimento de foliação milonítica, ocorrendo veios de quartzo paralelos à foliação.

Filito Grafitoso - Fg

Os pelitos carbonosos ocorrem como lentes intercaladas nos basaltos superior/inferior e na base e topo da FFB Cuiabá, com espessura de 1 a 3 m. Diferem dos pelitos por apresentar material carbonoso (< 2% de matéria orgânica total), chegando a constituir folhelhos negros (*black shale*).

Estas rochas em contato com a formação ferrífera mostram-se bastante deformadas e hidrotermalizadas, comumente com planos de deslizamento interestratal, e com as rochas vulcânicas o contato é bem definido e pouco deformado (Prancha 4A). Como feições características da zona de contato foram observados o desenvolvimento de proeminente foliação milonítica, veios de quartzo paralelos à foliação, boudins métricos de FFB, dobrados ou não, contornado pelo pelito carbonoso com formação de clivagem de crenulação adjacente, em função da diferença de competência entre as litologias.

A rocha observada é de cor negra, aspecto especular, com níveis milimétricos intercalados e descontínuos de formação ferrífera sulfetada.

Ao microscópio apresenta alternância de níveis milimétricos com espessura e composição diversas, denotando o acamamento original da rocha. Mostra-se bastante deformada com vênulas quartzo-carbonáticas e níveis grafitosos intensamente dobrados e transpostos, além de foliação S-C.

Em geral, os níveis mais claros podem representar lentes ricas em sericita, quartzo e carbonato, enquanto os níveis escuros matéria carbonácea, sericita e clorita. Clorita também pode ocorrer subordinada nos leitos mais claros (Prancha 4B,D).

Quartzo e carbonato ocorrem na matriz, mas são mais comuns nas vênulas. O quartzo apresenta-se com limites lobados e poligonais (10-50µm). O carbonato varia de xenomórfico a poligonal nas bandas mais recristalizadas com tamanhos médios de 0,50mm e pirita euédrica associada.

A matéria carbonosa constitui finos leitos ondulados e descontínuos, por vezes com quartzo fibroso recristalizado entre os leitos. É comum a presença de ocelos com cerca de 1,25 mm de comprimento,

delineados pela matéria carbonosa, com formação de núcleos escuros, bem como clorita com pleocroísmo fraco e quartzo nos ocelos (Prancha 4C).

É comum a presença de vênulas de clorita + quartzo paralelas à foliação. Grãos de pirita com bordas corroídas e rutilo (0,12mm) ocorrem associados nas vênulas. A clorita tem cor de interferência verde escura com palhetas em torno de 0,10mm e aparentemente transformada para clorita azulada e granulação mais fina.

Em meio a massa grafitosa, ocorrem grãos de rutilo de cor amarelada.

Sericita – quartzo – carbonato – clorita Filito com grafita - XI

Representa a rocha metapelítica sem expressiva matéria carbonosa.

A rocha estudada apresenta uma coloração cinza escura, com foliação bem desenvolvida paralela ao acamamento sedimentar, caracterizado pela alternância de leitos com espessura variada (milimétricos à centimétricos) mais claros e mais escuros (Prancha 4E). Apresentam maiores conteúdos modais de carbonatos do que os pelitos carbonosos.

Os níveis mais claros são formados por quartzo, carbonato e sericita e os escuros por carbonato, clorita, quartzo e sericita. Nas partes claras, ocorrem níveis milimétricos serícíticos alternados com níveis de sericita, carbonato, clorita e traços de matéria carbonosa.

O carbonato pode ser xenomórfico (0,5 mm) com maclamento ou alongado (0,2mm), fitado, em meio a sericita e clorita. A presença de maclamento pode indicar a presença de dolomita ou produto de deformação da calcita.

O quartzo ocorre xenomórfico com contornos lobados (15µm), retilíneo (15µm) e fitado (*ribbons*), em geral com extinção ondulante.

Clorita, sericita e grafita estão intimamente associadas. A clorita tem pleocroísmo fraco com cor de interferência verde amarronzado.

É comum a presença de porfiroclastos amendoados (5-0,3mm) ou estirados, com composições variadas, carbonato com núcleos de grafita, carbonatos límpidos, pirita euédrica, quartzo + clorita, quartzo pré-deformacional recristalizado (novos grãos) (Prancha 4F). Podem apresentar sombras de pressão assimétricas ou simétricas com cristais fibrosos, paralelizados ou com subgrãos alongados. A assembléia mineral das sombras de pressão é variada, comumente quartzo, carbonato, quartzo + carbonatos, quartzo + clorita, quartzo + clorita ± sericita.

Encontram-se também vênulas milimétricas paralelas à foliação com tamanhos dos grãos maiores, constituídos por quartzo (0,06 mm), carbonato (0,5 mm) e palhetas de sericita entre os mesmos.

Prancha 4. A - filito grafitoso (Fg) em contato com basalto hidrotermalizado; B - fotomicrografia (NP) do filito grafitoso com alternância de faixas sericiticas e cloriticas (MC-44); C - porfiroclastos de material carbonoso escuro com desenvolvimento de sombra de pressão de quartzo (MC-50); D - idem fotomicrografia B em nicóis cruzados; E - aspecto do metapelito com ocelos de pirita (parte superior); F - fotomicrografia de metapelito com porfiroclastos de carbonato estirado em meio a clorita+sericita (MC-19).

Diques Máficos

A presença de diques máficos não deformados, cortando a seqüência superior de rochas metavulcanoclásticas, foi detectada em furos de sondagem no nível 17 da mina Cuiabá, com direção NE-SW e espessuras de até 30 m. Vieira (1992) admite uma mineralogia similar entre os diques e o pacote de metabasaltos.

O corpo de dique estudado secciona uma seqüência alternada de rochas vulcanoclásticas (XS) e clásticas (X1). Macroscopicamente a rocha é de coloração verde escuro a clara, com granulação variada, desde fina nas bordas à média para o centro do corpo. É comum a presença de vênulas centimétricas de clorita +carbonato +quartzo $\pm$ sulfetos cortando a rocha, bem como na zona de contato com o X1.

Ao microscópio, o corpo estudado apresenta uma foliação incipiente e alteração hidrotermal fraca a moderada, mas com porções em que a textura ígnea e assembléia mineral primária estão parcialmente preservadas. A mineralogia primária é constituída de plagioclásio, hornblenda e titanomagnetita, ocorrendo apatita e quartzo como minerais acessórios. Os minerais de alteração e/ou metamórficos são representados por actinolita, albita, epidoto, biotita, sericita, clorita, carbonato, magnetita/ilmenita e sulfetos.

A textura ígnea é tipo intergranular na qual os espaços entre as ripas de plagioclásio são ocupados por anfibólio e opacos (Prancha 5A). Os cristais prismáticos de plagioclásio, determinado como albita (biaxial positivo e ângulo de inclinação das maclas de 15°), apresentam maclamentos segundo a lei albita, albita-periclina e carlsbad, por vezes com ondulação e descontinuidade das maclas, e tamanhos até 1,2mm nas partes de granulação mais grossa. Comumente apresentam alteração para epidoto e/ou carbonato.

O anfibólio é representado por cristais prismáticos de hornblenda com pleocroísmo amarelo pálido (X) a marrom esverdeado (Z) e seção basal típica. Nas bordas apresenta transformação para outro anfibólio esverdeado com pleocroísmo fraco (actinolita?). Biotita, clorita, epidoto e carbonato também ocorrem substituindo a hornblenda. Nas partes mais alteradas ou deformadas o anfibólio é a actinolita como cristais prismáticos e fibrosos de tamanhos médios de 0,12mm.

O quartzo ocorre em cristais anédricos a subédricos intersticiais a albita e anfibólio. A apatita ocorre em cristais prismáticos com tamanhos médios de 0,15mm. A titanomagnetita ocorre com formas subédricas e dimensões de até 0,6mm. Quando desestabilizada apresenta formas anédricas com núcleos escuros, provavelmente de magnetita. Opacos secundários, com granulação fina e forma anédrica ocorrem como produtos da desestabilização dos minerais ferromagnesianos primários.

Ocorrem também partes da rocha com transformações minerais, sem foliação definida, com a textura ígnea preservada por ripas de plagioclásio pseudomorfizado por epidoto e restos de hornblenda em meio a uma matriz de actinolita, epidoto, carbonato, clorita, sericita e quartzo (Prancha 5B). Ocorrem também zonas com transformação total da assembléia mineral por agregados recrystalizados de carbonato + quartzo com sulfeto associado. Nas porções da rocha mais deformada, observa-se uma foliação definida pela

orientação da clorita e actinolita, porfiroblastos de albita, alinhamento de cristais de apatita e titanomagnetita alterada.

Prancha 5. A - fotomicrografia (NX) do aspecto textural do dique máfico com cristais de albita metamórfica. No lado direito da foto observar cristais de hornblenda e titanomagnetita (?) (MC-72). B - fotomicrografia (NP) do dique com cristais de plagioclásio pseudomorfizados por epidoto, preservando a textura ígnea (MC- 72)

3.3 - A MINERALIZAÇÃO CUIABÁ

A mineralização Cuiabá é classificada em 3 modos de ocorrência segundo Ribeiro-Rodrigues *et al.* (1997), Ribeiro-Rodrigues (1998) e Lobato *et al.* (2001a). A principal é 1) tipo *estratiforme*, hospedada na formação ferrífera bandada Cuiabá e subordinadamente em 2) *zonas de cisalhamento* e em 3) *veios de quartzo* relacionados a zonas de cisalhamento. Os corpos de minério estratiforme principais, separados por falhas, são denominados Fonte Grande Sul, Canta Galo, Balancão, Galinheiro, Galinheiro Extensão e Serrotinho. A mineralização associada as zonas de cisalhamento, encontra-se disseminada em rochas vulcânicas e FFB (corpos Balancão Footwall e Galinheiro Footwall) e em veios de quartzo (corpo Viana, já explorado). As amostras de minério estudadas são principalmente dos corpos Fonte Grande Sul, Balancão e Serrotinho.

3.2.1 – Caracterização dos Corpos de Minério

Os corpos de minério são do tipo bandado ou maciço, com forma alongadas, paralelas à lineação mineral, deslocados e adelgaçados por falhas de empurrão e/ou direcionais. A FFB Cuiabá se localiza, nos corpos estudados, entre os metabasaltos alterados na base e o filito carbonoso (Fg) no topo, com contatos abruptos, marcados por zonas de cisalhamento.

O corpo Fonte Grande Sul, principal e maior corpo de minério, localiza-se no fechamento sudeste da dobra Cuiabá, com seção horizontal de direções aproximada N-S e E-W apresentando espessura variável (Figura 8 e Anexo II). O minério bandado predomina na maior parte do corpo.

O corpo Balancão situa-se na aba norte da estrutura em dobra, com seção horizontal de direção geral ENE. O minério predominante é maciço e grosseiro.

O corpo Serrotinho está localizado na aba sul da dobra com seção horizontal segundo a direção E-W. Neste corpo foi encontrado a FFB com magnetita.

Costa (2001) no estudo dos corpos Balancão e Serrotinho considera que as características texturais destes corpos está em grande parte relacionada à zona de deformação e ao posicionamento na estrutura da dobra Cuiabá. Próximo à falhas de empurrão, as razões fluido/rocha são mais elevadas, resultando na sulfetação pervasiva da FFB com desenvolvimento de minério maciço. Em zonas com menores taxa de fluidos, a sulfetação é seletiva, com o minério possuindo estrutura bandada.

Segundo Lobato *et al.* (2001a) a mineralização de ouro é epigenética, diretamente ligada à sulfetação hidrotermal em zonas de alta percolação de fluido, ao longo de zonas de cisalhamento dúcteis a rúptil-dúcteis, com a deposição de ouro na interseção destas falhas com megadobras.

3.2.2 - Caracterização Petrográfica

Os sulfetos ocorrem em proporções que pouco variam de um corpo para o outro, com relações texturais similares. De modo geral, a paragênese metálica no depósito é constituída principalmente por pirita (40-95%) e pirrotita (5-90%) com proporções subordinadas de arsenopirita (1-5%), calcopirita (2%), esfalerita (1%), bem como traços de galena. Magnetita e hematita representam as fases óxido e ocorrem localmente no corpo Serrotinho. A ganga é composta principalmente por quartzo e carbonatos.

A pirita é o sulfeto mais abundante e o principal hospedeiro do ouro. Morfologicamente são descritas em 3 formas de ocorrência: 1) fina, 2) grossa e 3) porfiroblástica.

1) Pirita Fina

Em geral, a pirita fina se concentra em bandas paralelas ao bandamento da FFB com espessuras variadas, desde leitos milimétricos até cerca de 4 cm, podendo apresentar aspecto maciço ou granular (Prancha 6A,B,C), por vezes com níveis de grafita associada.

Ao microscópio, pode ocorrer tanto como cristais idiomórficos cúbicos isolados (10-100µm) ou agregados idiomórficos a xenoblásticos (<100 µm) em meio a matriz quartzo-carbonática. Estes últimos mostram contatos retilíneos, encurvados, lobados e irregulares. Os grãos podem exibir a superfície límpida, em geral quando cúbicos, ou com aspecto sujo com inclusões de quartzo, carbonato, pirrotita, arsenopirita, esfalerita e calcopirita (Prancha 6 D, E). No microscópio eletrônico de varredura (MEV) foram identificados grãos de monazita e apatita associada a pirita fina maciça.

Outra forma de ocorrência da pirita fina é associada à pirita grossa em zonas de cisalhamento. Nas bordas desses grãos desenvolve-se trilhas ou nuvens de pirita fina, com faces idiomórfica a sub-idiomórfica, como produto de recristalização da pirita grossa (Prancha 6F). Observa-se também o contrário, formação de pirita mais grossa por aglutinação e amalgama de agregados de pirita fina, denotada por feições como indentamento e truncamento dos cristais.

Prancha 6. A - bandas de pirita fina (MC-60); B - bandas de pirita fina maciça (parte superior da foto) intercaladas com finos leitos de matéria carbonácea com pirita grossa e porfiroblástica (parte inferior; MC-65); C - fotomicrografia da pirita fina em matriz quartzo-carbonática (MC-60); D - agregados de pirita fina euédrica com superfície límpida (MC-65); E - pirita fina com inclusões polimetálicas (MC-60); F - trilhas de pirita fina associada a cisalhamento da pirita grossa
py - pirita; po - pirrotita; arspy - arsenopirita; sph - esfalerita; cpy - calcopirita

Pirita Grossa

A pirita grossa é o tipo mais comum e representa cristais com tamanhos entre 100 µm e 0,5 cm, em bandas associadas a pirita fina e porfiroblástica e constituindo o minério maciço (Prancha 7A,B).

Ocorre com formas idioblásticas a xenoblásticas, constituindo cristais isolados ou agregados em meio a pirrotita e a matriz quartzo-carbonática com contato poligonal e lobado. Podem apresentar aspecto maciço sem inclusões, zoneamento, núcleo “poiquiloblástico” com bordas límpidas ou ainda inclusões aleatórias. As inclusões observadas são de pirrotita, arsenopirita, calcopirita, esfalerita, galena, ouro, além de quartzo e carbonato. As bordas podem apresentar-se também com aspecto esponjoso e poroso, retilíneas, arredondadas ou irregulares (Prancha 7C,D).

O comportamento da pirita e seus mecanismos de deformação em ambiente metamórfico têm sido objetos de vários estudos, os quais admitem que a pirita possa preservar texturas pré e sin-metamórficas em função da sua natureza refratária, com alta dureza e alta estabilidade termal (742°C) (Craig & Vokes 1993, Gilligan & Marshal 1987). Em baixos graus metamórficos (<300°C), admite-se que os principais processos de deformação da pirita sejam por dissolução por pressão e por fluxo cataclástico (McClay & Ellis 1984), e em altas temperaturas (400-700°C) por processos de deslocamento (Cox *et al.* 1981). Recristalização *annealing*, cristais com ângulos de cristalização de 120°, é formada com aumento do metamorfismo e pode destruir as texturas originais. Esta recristalização resulta em aumento do tamanho dos grãos, crescimento de cristais euédricos, desenvolvimento de estruturas de crescimento de grão como porfiroblasto e poiquiloblastos, sobrecrecimento (zoneamento) e encapsulamento de cristais euédricos de pirita pré-existente. Segundo Craig & Vokes (1993), os efeitos de *annealing* dependem das fases minerais junto a pirita, se for monominerálica desenvolve pontos tríplices (120°) e na presença de outros sulfetos desenvolve cristais cúbicos isolados.

De modo geral, na literatura, as feições de comportamento da pirita em ambiente rúptil são descritas como fraturamento axial, microfraturamento paralelo ao limite de grão, clivagem ortogonal, cataclase, brechação, indentação (um grão força o outro) e dissolução. As feições de deformação dúctil são descritas como deslizamento de grãos com deslocamento de traços vazios (*etch pits*), alongamento de grãos, dissolução por pressão (limites de grãos truncados) e recristalização dinâmica (subgrãos).

As feições de deformação encontradas na pirita de Cuiabá são fraturamento axial, cataclase em zona de cisalhamento com redução de tamanho de grão (cominuição) nas bordas, indentamento, e sombras de pressão constituídas por quartzo e carbonato em torno de porfiroclastos. Feições tipo *annealing* se desenvolvem em estágios finais e pós-deformacionais, localmente denotados por massas triangulares trapeadas de carbonato e quartzo em meio a pirita grossa (Prancha 7).

Martins (2000) descreve uma grande variedade de texturas de deformação e substituição no corpo de minério Fonte Grande Sul, com enriquecimento de arsênio na pirita que evolui para cristais euédricos de arsenopirita. Este autor considera três estágios de sulfetação, um cedo-tectônico, sin a tardi-tectônico e pós-tectônico, com o segundo como principal evento, após a cristalização da maior parte dos cristais de pirita.

Prancha 7. A - minério grosseiro com bandas de pirita grossa com porfiroblástica associada (MC-1); B - minério pirítico maciço (MC-6); C - Fotomicrografias de pirita grossa com superfície límpida (MC-3); D - com núcleo de inclusões (MC-3); E - com borda de cominuição (MC-65); F - com textura de recristalização na pirita (MC-0).

py - pirita; po - pirrotita; sph - esfalerita; mag - magnetita; hmt - hematita.

3) Pirita Porfiroblástica

Representa os cristais de pirita com tamanhos acima de 0,3 cm que ocorrem em bandas ou lentes centimétricas, concentrados ou dispersos junto à pirita grossa. Os maiores cristais observados possuem até 1,5 cm de dimensão. Apresentam formas idióblástica à sub-idioblástica, com faces bem definidas ou irregulares. Possuem superfície suja, raramente límpida, com inclusões aleatórias de arsenopirita, pirrotita, esfalerita, quartzo, carbonato e albita que definem uma textura poiquiloblástica. Pode ser observados também núcleos com inclusões e bordas limpas indicando sobrecrecimento por recristalização. Comumente os cristais estão fraturados e preenchidos por calcopirita e esfalerita.

Pirrotita

A **pirrotita** é, em geral, menos abundante que a pirita, mas localmente pode ser o sulfeto dominante. Ocorre em 4 formas distintas de ocorrência: 1) como agregados policristalinos de aparência maciça entre os cristais de pirita ou intercrescida com a pirita, 2) inclusões na ganga ou pirita, 3) bandas finas segundo o bandamento da rocha hospedeira e 4) como agregados em veios de quartzo tardios (Prancha 8A). A pirrotita é o sulfeto dominante nas zonas de charneiras de dobras apertadas. Os cristais são comumente anédricos, com limites de grãos variados, retilíneas a irregulares em contato com a pirita, e até poligonizados nos agregados monominerálicos (*annealing texture*). O tamanho médio dos cristais é de 300µm e, em geral, apresentam superfície límpida com poucas inclusões de ganga. Em zonas de cisalhamento ocorre em cristais alongados (~1mm), anastomosados ou arqueados segundo a foliação. Nas zonas de charneiras das dobras a pirrotita apresenta granulação mais grossa (até 600 µm) com inclusões de arsenopirita e calcopirita e quartzo (Prancha 8).

Prancha 8. **A**- pirrotita maciça em bolsões de quartzo+carbonato cortando a FFB; **B** e **D** - fotomicrografias de pirrotita alongada em zona de cisalhamento, luz refletida (**B**) e transmitida NX (**D**; MC-3); **C** - agregados de pirrotita em matriz quartzo-carbonática; **E** - detalhe da foto **C** com a pirrotita mostrando feições de recristalização annealing; **F** - inclusão de pirrotita em hélice em grão de pirita (MC-60).

py -pirita; *po* - pirrotita; *arspy* - arsenopirita; *sph*- esfalerit; *ser* - sericita

A **arsenopirita** é uma fase subordinada ocorrendo como cristais euédricos cúbicos e losangulares a subédricos com até 600µm de tamanho e média de 30 µm, na forma de 1) inclusões em pirita e pirrotita, 2) entre os cristais de pirita e pirrotita, 3) preenchendo fraturas, 4) associada a calcopirita (Prancha 9A) e 5) raros cristais isolados na ganga. Inclusões de quartzo, carbonato e calcopirita podem ser encontradas. Observa-se que há uma relação direta entre pirrotita e arsenopirita, onde há pirrotita em maiores proporções ocorre também a arsenopirita.

A **calcopirita** e a **esfalerita** compõe menos de 2% dos sulfetos, ocorrendo principalmente como inclusões nos cristais de pirita e pirrotita, preenchendo fraturas ou nos interstícios dos mesmos e da ganga. Ocorrem como cristais anédricos com tamanhos até 500µm (Prancha 9A).

Galena é observada como inclusão na pirita associada a preenchimento de fraturas.

A **magnetita** ocorre como cristais euédricos a anédricos com tamanhos médios de 300 µm, e também como porfiroblastos de até 5 mm e inclusões na pirita grossa. Pode estar substituída por hematita maclada e sobrecrecida por pirita (Prancha 9B). É encontrada localmente no corpo Serrotinho, bem como a hematita.

A **hematita** ocorre principalmente substituindo a magnetita, com restos desta última em meio a agregados xenomórficos de hematita, bem como localmente a pirita (Prancha 9B). Pode ocorrer também inclusa ou intersticial aos cristais de magnetita, pirita e pirrotita.

Prancha 9. A – arsenopirita (arspy) intercrescida com calcopirita (cpy) e pirrotita (po) na matriz quartzo-carbonática (MC-5); B – magnetita (mag) intercrescida com pirita (py) e sofrendo transformação para hematita (hmt) (MC-0).

Ganga

O quartzo e carbonatos são os principais minerais da ganga, e definem o bandamento da formação ferrífera. Nas bandas sulfetadas ocorrem entre os sulfetos ou como inclusão nestes. Nas bandas quartzosas, o quartzo ocorre com granulação grossa e nas bandas quartzo-carbonáticas o quartzo e o carbonato têm granulação mais fina (30-50 µm). A siderita e anquerita são os carbonatos predominantes, ocorrendo tanto nas amostras mineralizadas e não mineralizadas. Em geral, ocorrem como agregados finos entre os

sulfetos. A calcita ocorre em vênulas tardias associada ao quartzo cortando as rochas máficas e o filito grafitoso.

Outros minerais presentes na zona de minério são clorita, sericita e albita, mas em proporções subordinadas. A clorita ocorre nas bordas dos sulfetos e a sericita como finas lamelas próximas aos sulfetos, isolados na ganga ou raramente inclusa na pirita. A albita ocorre como cristais tabulares, às vezes com argilo-minerais, inclusa na pirita ou associada a carbonato e sericita, bem como em veios associada a carbonato e quartzo.

Ocorrência do Ouro

O ouro apresenta tamanho e formas variadas nas amostras observadas, formando uma liga com prata na razão 7:1 (Ribeiro-Rodrigues 1998). A forma mais comum é alongada com bordas irregulares ao longo de planos de fraturas na pirita grossa. Pode ocorrer também intercrescido com uma associação polimetálica de galena, arsenopirita e pirrotita inclusos na pirita grossa ou apenas com uma dessas fases metálicas (Prancha 10).

Outras formas de ouro observadas foram entre os interstícios de pirita fina, na borda de pirita grossa intercrescido com clorita e como inclusões individuais irregulares ou arredondadas na pirita grossa e porfiroblástica.

Prancha 10. Fotomicrografias de ocorrência de grãos de ouro. **A** - grão de ouro intersticial à pirita fina (MC-60); **B** - ouro associado a microcavidades na pirita grossa (MC-4); **C** - grãos de ouro com associação polimetálica em fraturas na pirita grossa (MC-3); **D** - ouro intercrescido com galena em fraturas. Observar a superfície porosa do ouro (MC-3); **E** - ouro intercrescido com clorita na borda de pirita porfiroblástica (MC-65); **F** - inclusão de ouro na pirita porfiroblástica (MC-1).

py - pirita; **po** - pirrotita; **arspy** - arsenopirita; **sph** - esfalerita

CAPÍTULO 4

GEOQUÍMICA DAS ROCHAS ENCAIXANTES

Este capítulo aborda a caracterização geoquímica dos litotipos estudados, incluindo nesta as transformações químicas relacionadas à alteração hidrotermal associada à mineralização da mina Cuiabá. Para tanto, foram realizadas análises químicas em 15 amostras representativas da seqüência máfica e 4 da seqüência sedimentar, as quais se encontram relacionadas na Tabela 6, indicando também as determinações isotópicas para as mesmas. As amostras foram selecionadas com base nos dados petrográficos, e destas foram excluídas porções ricas em vênulas e com sulfetos.

4.1 – ROCHAS VULCÂNICAS MÁFICAS

As amostras selecionadas para análise química foram as que apresentaram diferentes e variados graus de alteração hidrotermal. São constituídas em geral, por uma assembléia de clorita, sericita, carbonato e quartzo, variando suas proporções modais de acordo com o tipo de alteração hidrotermal dominante: cloritização, sericitização e carbonatação. Apresentam-se em geral sem textura ígnea preservada e com foliação. As amostras com menor grau de alteração hidrotermal são constituídas por tremolita-actinolita, albita, epidoto e clorita, que assinalam a assembléia metamórfica de fácies xisto verde que afetou o *greenstone belt* Rio das Velhas.

Foram selecionadas 08 amostras de basalto inferior (Man) e 06 de basalto superior (Mba), além de uma amostra do dique que corta a seqüência vulcano-sedimentar. A petrografia destes corpos encontra-se descrita no item anterior.

Os resultados analíticos das amostras analisadas encontram-se na Tabela 7, ordenadas, dentro de cada conjunto, segundo o decréscimo dos teores de SiO₂. A amostra MC-26 foi duplicada para assegurar os resultados analíticos feitos pelo laboratório ACME, os quais se mostraram próximos dentro do erro analítico, com exceção de alguns elementos traços, como Ba, Rb e Th. Como ainda foi feita réplica da duplicata, utilizou-se a média das 3 análises para representar a composição da amostra MC-26.

Como referência para as mudanças químicas que os basaltos sofreram, admitidas como produtos da alteração hidrotermal associada ao evento mineralizante, considerou-se que os basaltos menos transformados são os que mostram maiores teores de SiO₂ e menores de perda ao fogo (P.F.< 5% em peso). Para fins de comparação, foram utilizadas as análises de metabasaltos do *greenstone belt* Rio das Velhas obtidas por Zuchetti *et al.* (2000) e Silva (1998), cujas médias analíticas utilizadas encontram-se no Anexo IV.

Tabela 6 – Relação das amostras das rochas encaixantes da mineralização aurífera Cuiabá que foram analisadas quimicamente. Nomenclatura de litotipos segundo Vieira (1992), onde X2 (máfica sericitizada), X2cl (máfica carbonatizada), Manx /Mbax (máfica cloritizada), Man (máfica andesítica), Mba (máfica toleítica), FFB (formação ferrífera bandada), FG (filito grafitoso).

<i>Amostra</i>	<i>Tipo</i>	<i>Análises isotópicas</i>	<i>Localização - Nível</i>	<i>Descrição Resumida</i>
BASALTOS ANDESÍTICOS - Man				
MC-2	X2	Pb-Pb Rb-Sr, Sm-Nd	Sub-nível do Balancão - N8	Máfica com carbonato, quartzo, sericita, ± albita (?), sulfeto
MC-13	X2	Pb-Pb Rb-Sr, Sm-Nd	Ao lado do Fonte Grande Sul - N8	Máfica com carbonato, clorita, quartzo, ± sericita, ± turmalina
MC-14	X2cl	Pb-Pb Rb-Sr, Sm-Nd	Ao lado do Fonte Grande Sul - N8	Máfica com pórfiros de anquerita em matriz foliada de sericita, carbonato, clorita, turmalina, quartzo
MC-15	Manx	Pb-Pb Rb-Sr, Sm-Nd	Ao lado do Fonte Grande Sul - N8	Máfica foliada com clorita, sericita, carbonato, turmalina, quartzo
MC-16	Man	Pb-Pb Rb-Sr, Sm-Nd	Ao lado do Fonte Grande Sul - N8	Máfica fina, foliada com actinolita-tremolita, albita (?), clorita, epidoto
MC-40	Man	-	Região do Dom Domingos - N7	Máfica média com epidoto, carbonato, clorita, albita, quartzo
MC-41	Man	-	Região do Dom Domingos - N7	Máfica média com epidoto, carbonato, clorita, albita, quartzo, ± tremolita-actinolita
MC-42	Manx	-	Região do Dom Domingos - N7	Máfica com clorita, quartzo, albita, carbonato, sericita
BASALTOS TOLEÍTICOS- Mba				
MC-23	X2cl	Pb-Pb Rb-Sr, Sm-Nd	Região do Dom Domingos - N11	Máfica com clorita, carbonato, quartzo
MC-24	Mbax	-	Região do Dom Domingos - N11	Máfica com clorita, carbonato, albita, quartzo
MC-26	Mba	Pb-Pb Rb-Sr, Sm-Nd	Região do Dom Domingos - N11	Máfica fina, foliada com actinolita-tremolita, clorita, albita (?), epidoto, titanita (?)
MC-27	Mba	-	Região do Dom Domingos - N11	Máfica fina, foliada com epidoto, clorita, albita, quartzo, ± tremolita-actinolita
MC-30	X2cl	Pb-Pb Rb-Sr, Sm-Nd	Ao lado do Fonte Grande Sul - N11	Máfica alterada com carbonato, albita (?), sericita, clorita, quartzo
MC-79	Mba	Pb-Pb Rb-Sr, Sm-Nd	Furo PC-57 1414,42m	Máfica fina com epidoto, albita, clorita, sericita, carbonato, quartzo
MC-72	Dique	Pb-Pb Rb-Sr, Sm-Nd	Furo PC-56 887,7m	Máfica fina com plagioclásio, epidoto, hornblenda?, titano-magnetita, clorita, sericita, carbonato, quartzo
SEQUÊNCIA SEDIMENTAR				
MC-5	FFB	Pb-Pb Rb-Sr, Sm-Nd	Fonte Grande Sul - N8 - realce	Rocha laranja escuro com bandas de siderita, anquerita, chert e níveis de pirita grossa, fina
MC-9	FFB	Pb-Pb Rb-Sr, Sm-Nd	Fonte Grande Sul - N8 - realce	Rocha laranja claro com bandamento de quartzo+siderita, quartzo e material escuro.
MC-10	FFB	Pb-Pb Rb-Sr, Sm-Nd	Fonte Grande Sul - N8 - realce	Rocha cinza claro com bandamento de quartzo+carbonato, quartzo e material escuro.
MC-47	FG	Pb-Pb Rb-Sr, Sm-Nd	A norte do Balancão - N7	Rocha escura com material grafitoso, carbonato, clorita, sericita, quartzo.

Tabela 6 - Análises químicas das rochas encaixantes da mineralização Cuiabá. Elementos maiores em % em peso; elementos traços em ppm. Au em ppb. D - duplicata; RD - réplica da duplicata; Média MC-26 - média das 3 análises.

VULCÂNICA MÁFICA INFERIOR - Man														
Amostra	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	LOI	Total	C	S
MC-16 ¹	56,74	0,74	15,15	8,11	0,10	5,57	4,55	6,00	0,02	0,11	2,8	99,89	0,18	0,20
MC-40 ¹	56,40	0,74	15,10	8,71	0,12	5,91	6,32	1,57	0,04	0,13	4,8	99,84	0,23	0,01
MC-41 ¹	55,75	0,79	16,00	9,68	0,12	5,45	6,00	2,05	0,14	0,13	3,8	99,91	0,08	<0,01
MC-15 ²	55,14	0,78	16,38	8,41	0,08	6,07	3,12	0,08	3,13	0,17	6,8	100,16	0,65	<0,01
MC-42 ²	51,59	0,74	15,27	10,27	0,10	6,56	4,50	3,21	0,53	0,13	7,3	100,2	0,84	<0,01
MC-14 ²	50,33	0,65	13,77	6,27	0,12	5,61	7,70	1,80	1,61	0,14	12,6	100,6	2,73	0,01
MC-13 ²	48,73	0,62	12,71	7,99	0,12	4,79	7,49	3,73	0,82	0,11	12,8	99,91	3,39	0,01
MC- 2 ²	39,78	0,74	15,99	13,76	0,15	2,97	5,93	4,71	2,15	0,15	13,9	100,23	3,93	0,60
VULCÂNICA MÁFICA SUPERIOR - Mba														
MC-26	50,31	1,92	12,67	15,53	0,16	5,91	6,80	3,40	0,02	0,29	2,9	99,91	0,11	<0,01
MC-26D	49,98	1,93	12,64	15,74	0,16	5,95	6,81	3,37	0,03	0,28	2,9	99,79	0,10	<0,01
MC-26RD	49,97	1,91	12,58	15,81	0,16	6,10	6,93	3,29	0,04	0,28	2,7	99,77	0,12	0,01
Média MC-26 ¹	50,09	1,92	12,63	15,69	0,16	5,99	6,85	3,35	0,03	0,28	2,8	99,82	0,11	0,01
MC-27 ¹	50,17	2,29	12,55	16,01	0,19	4,39	7,42	3,41	0,18	0,34	2,7	99,65	0,09	0,03
MC-79 ¹	48,67	1,88	13,28	16,16	0,19	4,03	10,80	1,01	0,16	0,27	3,5	99,95	0,06	0,17
MC-30 ²	48,64	1,19	16,63	9,48	0,11	5,79	5,77	3,61	0,83	0,22	7,4	99,67	1,22	0,32
MC-23 ²	47,16	1,88	13,90	16,64	0,15	5,49	4,74	1,73	<0,02	0,27	7,6	99,58	1,04	0,13
MC-24 ²	46,07	2,15	14,21	17,90	0,14	6,33	3,64	2,44	<0,02	0,28	6,6	99,78	0,69	0,01
DIQUE														
MC-72	49,84	2,96	13,73	14,66	0,21	3,72	6,29	3,68	1,23	0,69	3,4	100,41	0,03	0,13
SEQUÊNCIA SEDIMENTAR														
Amostra	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	LOI	Total	C	S
MC-5 ² FFB	46,90	<0,01	0,10	34,60	0,15	0,70	0,66	0,07	<0,02	0,05	16,6	99,86	5,36	0,48
MC-10 ¹ FFB	64,77	<0,01	0,16	14,92	0,44	0,95	5,47	0,06	<0,02	0,08	12,5	99,38	3,80	0,08
MC-9 ¹ FFB	73,91	<0,01	<0,03	12,05	0,29	0,40	3,89	0,01	<0,02	0,05	9,3	99,96	2,57	0,10
MC-47 ¹ FG	42,28	1,01	28,6	6,59	0,03	4,70	0,19	0,33	6,28	0,11	9,2	99,32	3,36	0,06

¹ – amostras menos alterada; ² – amostras com alteração hidrotermal

cont. Tabela 6

VULCÂNICA MÁFICA INFERIOR - Man																
Amostra	Ba	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Ga	Cu	Zn	Ni	Co	V	Cr	Pb	Th	U
MC-16 ¹	15	<0,5	152	19	90	4,5	14,1	47	54	65	39	197	8	0,8	3,0	1,1
MC-40 ¹	13	2	305	20	91	4,4	16,9	57	80	89	40	206	10	1,4	2,9	1,2
MC-41 ¹	59	7	289	23	96	4,8	17,6	7	84	95	43	215	9	0,8	4,1	1,1
MC-15 ²	958	120	48	19	92	4,6	17,6	31	98	98	48	210	11	1,0	3,1	1,2
MC-42 ²	138	20	90	19	85	4,5	13,3	14	86	91	40	200	8	1,6	2,9	0,9
MC-14 ²	248	67	176	16	77	4,3	13,4	55	60	83	36	173	9	1,5	3,3	0,9
MC-13 ²	91	32	138	17	73	3,5	14,1	55	65	73	37	173	10	1,6	3,1	0,8
MC-2 ²	244	77	114	19	90	4,4	17,1	33	54	96	40	214	10	2,6	3,5	1,1
VULCÂNICA MÁFICA SUPERIOR - Mba																
MC-26	<5	<0,5	113	40	117	7,6	17,3	27	67	38	55	286	10	0,3	1,9	0,5
MC-26D	14	1	109	38	112	6,6	15,1	27	68	40	54	256	12	0,3	2,3	0,5
MC-26RD	11	2	121	40	117	7,4	14,5	27	64	39	51	278	10	0,4	0,9	0,5
Média MC-26 ¹	13	2	114	39	115	7,2	15,6	27	66	39	53	273	11	0,3	1,7	0,5
MC-27 ¹	281	8	135	42	124	7,5	17,6	20	94	34	50	309	12	0,4	1,4	0,4
MC-79 ¹	103	8	520	41	117	7,0	20,1	49,5	93	57	63	313	11	1,3	1,7	0,5
MC-30 ²	59	27	149	23	74	4,8	17,2	57	102	129	58	223	27	3,8	0,9	0,3
MC-23 ²	<5	<0,5	70	35	96	6,7	18,5	52	135	75	59	290	12	4,5	0,8	0,3
MC-24 ²	11	<0,5	74	42	122	7,5	20,1	74	131	75	62	320	15	1,0	1,3	0,5
DIQUE																
MC-72	476	59	630	42	365	42,8	23,6	15	128	10	38	270	7	1,9	5,2	1,5
SEQUÊNCIA SEDIMENTAR																
Amostra	Ba	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Ga	Cu	Zn	Ni	Co	V	Cr	Pb	Th	U
MC-5 ² FFB	5	<0,5	3	2	2	<0,5	1,1	8	45	45	0,7	<5	7	1,7	<0,1	<0,1
MC-10 ¹ FFB	<5	<0,5	20	2	2	<0,5	1,4	1	40	40	3,4	<5	7	2,6	<0,1	<0,1
MC-9 ¹ FFB	<5	<0,5	22	2	1	<0,5	<0,5	2	19	19	<0,5	<5	7	2	<0,1	<0,1
MC-47 ¹ FG	891	229	58	39	188	13,8	42,5	56	293	259	21,5	243	55	1,6	11,2	4,0

¹ – amostras menos alterada; ² – amostras com alteração hidrotermal

cont. Tabela 6

VULCÂNICA MÁFICA INFERIOR - Man

Amostra	Hf	Cs	Sc	Ta	W	Sn	Mo	Au	Ag	As	Cd	Sb	Bi	Hg	Tl	Se
MC-16 ¹	2,3	<0,1	28	0,3	0,9	<1	0,2	<0,5	0,1	0,5	<0,1	0,3	0,1	<0,01	<0,1	<0,5
MC-40 ¹	2,7	<0,1	31	0,3	0,6	1	0,2	4,4	0,1	11,3	0,2	14,5	0,1	<0,01	<0,1	<0,5
MC-41 ¹	2,5	0,4	32	0,4	0,5	1	0,1	<0,5	<0,1	29,8	<0,1	0,4	0,1	<0,01	<0,1	<0,5
MC-15 ²	2,6	4,1	32	0,3	5,2	1	0,2	3,2	0,2	36,0	0,1	6,4	0,1	0,01	0,1	<0,5
MC-42 ²	2,7	0,5	34	0,4	5,0	1	0,2	<0,5	<0,1	51,9	<0,1	0,3	0,1	0,01	<0,1	<0,5
MC-14 ²	1,7	2,9	28	0,4	1,9	<1	0,2	3,0	0,1	54,0	<0,1	0,1	0,1	<0,01	0,1	<0,5
MC-13 ²	1,9	1,1	30	0,3	10,8	<1	0,4	1,0	0,1	130,0	<0,1	0,1	0,1	<0,01	0,1	<0,5
MC-2 ²	2,4	2,4	30	0,4	17,1	2	0,8	9,3	0,1	155,2	<0,1	0,3	0,1	<0,01	0,1	<0,5

VULCÂNICA MÁFICA SUPERIOR - Mba

MC-26	3,6	0,1	34	0,5	0,4	1	0,4	<0,5	<0,1	4,9	0,1	0,8	0,1	0,01	0,1	<0,5
MC-26D	3,1	<0,1	36	0,5	0,2	1	0,4	<0,5	<0,1	5,9	<0,1	0,7	<0,1	<0,01	<0,1	<0,5
MC-26RD	3,4	0,2	37	0,4	0,4	<1	0,2	0,5	<0,1	4,9	0,1	0,6	<0,1	<0,01	<0,1	<0,5
Média MC-26 ¹	3,4	0,2	36	0,5	0,3	1	0,3	<0,5	<0,1	5,2	<0,1	0,7	<0,1	<0,01	0,1	<0,5
MC-27 ¹	3,4	10,4	39	0,6	0,5	2	0,4	2,5	<0,1	1,3	<0,1	0,7	0,1	0,01	0,1	<0,5
MC-79 ¹	3,5	9,7	38	0,5	0,6	1	0,2	<0,5	<0,1	34,9	0,1	1,8	0,1	0,01	<0,1	<0,5
MC-30 ²	2,2	0,8	32	0,4	4,7	<1	<0,1	1,1	0,1	74,2	<0,1	0,2	0,1	<0,01	0,1	<0,5
MC-23 ²	3,2	<0,1	34	0,5	0,8	1	0,5	0,6	<0,1	56,5	<0,1	0,1	0,1	<0,01	0,1	<0,5
MC-24 ²	3,2	0,2	41	0,6	1,6	2	0,6	<0,5	0,1	3,9	<0,1	0,3	0,1	<0,01	0,1	<0,5

DIQUE

MC-72	8,6	14,3	24	2,9	0,7	2	1,5	0,6	<0,1	1,5	<0,1	1	0,1	0,01	0,5	0,5
-------	-----	------	----	-----	-----	---	-----	-----	------	-----	------	---	-----	------	-----	-----

SEQUÊNCIA SEDIMENTAR

Amostra	Hf	Cs	Sc	Ta	W	Sn	Mo	Au	Ag	As	Cd	Sb	Bi	Hg	Tl	Se
MC-5 ² FFB	<0,5	<0,1	<1	<0,1	223,9	<1	1,5	65,8	<0,1	123	<0,1	0,6	<0,1	0,11	<0,1	<0,5
MC-10 ¹ FFB	<0,5	<0,1	<1	<0,1	2,6	<1	0,1	<0,5	<0,1	52,3	<0,1	2,7	<0,1	<0,5	<0,1	<0,5
MC-9 ¹ FFB	<0,5	<0,1	<1	<0,1	0,7	<1	<0,1	4,3	<0,1	52,6	<0,1	0,1	<0,1	<0,5	<0,1	<0,5
MC-47 ¹ FG	4,8	8,0	45	1,2	4,2	17	4,4	1,6	<0,1	2,1	0,6	0,8	0,2	0,2	0,1	0,6

¹ – amostras menos alterada; ² – amostras com alteração hidrotermal

cont. Tabela 6

VULCÂNICA MÁFICA INFERIOR - Man

Amostra	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
MC-16 ¹	13,9	31,1	3,45	16,3	2,8	0,81	2,70	0,51	3,24	0,75	1,87	0,25	2,09	0,28
MC-40 ¹	14,4	34,2	3,87	16,8	3,3	0,89	2,68	0,54	3,47	0,71	2,01	0,24	1,84	0,23
MC-41 ¹	13,8	36,1	4,05	13,6	3,5	0,95	3,60	0,65	3,82	0,75	2,19	0,28	1,93	0,27
MC-15 ²	13,3	27,0	3,12	13,7	2,5	0,68	2,80	0,47	3,18	0,72	1,87	0,23	1,48	0,20
MC-42 ²	21,8	49,5	5,18	20,1	3,2	0,96	2,57	0,50	3,04	0,62	2,05	0,25	1,66	0,22
MC-14 ²	11,5	25,1	2,98	13,3	2,4	0,72	2,28	0,45	2,61	0,65	1,59	0,20	1,59	0,26
MC-13 ²	12,6	26,1	3,05	14,5	2,4	0,80	2,60	0,47	2,63	0,66	1,70	0,22	1,64	0,25
MC-2 ²	11,0	26,0	3,01	13,4	2,8	0,84	2,95	0,52	3,04	0,72	1,91	0,29	1,95	0,27

VULCÂNICA MÁFICA SUPERIOR - Mba

MC-26	11,5	29,2	3,97	19,9	4,3	1,33	5,25	1,06	6,37	1,53	4,30	0,57	4,47	0,57
MC-26D	10,2	29,7	3,77	17,3	4,7	1,24	4,83	0,97	5,89	1,45	3,96	0,53	3,75	0,55
MC-26RD	11,2	30,7	4,17	18,4	4,9	1,42	5,98	1,10	6,35	1,44	4,15	0,58	4,03	0,58
Média MC-26 ¹	11,0	29,9	3,97	18,5	4,6	1,33	5,35	1,04	6,20	1,47	4,14	0,56	4,08	0,57
MC-27 ¹	12,0	31,8	4,03	21,2	5,0	1,56	6,33	1,00	6,65	1,47	4,00	0,62	4,36	0,61
MC-79 ¹	10,3	29,8	4,05	20,2	4,5	1,74	6,32	1,19	6,50	1,53	4,21	0,58	4,03	0,59
MC-30 ²	6,4	16,1	1,98	9,9	2,5	0,80	2,95	0,50	3,52	0,80	2,12	0,28	2,10	0,29
MC-23 ²	9,6	23,6	3,00	16,5	3,8	1,37	4,62	0,83	5,09	1,28	3,44	0,46	3,57	0,50
MC-24 ²	13,7	32,6	4,43	22,5	5,0	1,68	5,45	0,95	6,68	1,51	4,20	0,54	4,08	0,50

DIQUE

MC-72	45,9	119,3	14,29	60,2	11,8	3,71	9,8	1,47	7,45	1,43	3,94	0,52	3,36	0,51
-------	------	-------	-------	------	------	------	-----	------	------	------	------	------	------	------

SEQUÊNCIA SEDIMENTAR

Amostra	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
MC-5 ² FFB	0,8	1,9	0,19	1,2	0,1	<0,05	0,14	0,03	0,22	<0,05	0,14	<0,05	0,14	0,02
MC-10 ¹ FFB	0,9	2	0,24	1,2	0,2	0,1	0,29	0,03	0,21	<0,05	0,15	<0,05	0,1	0,02
MC-9 ¹ FFB	0,5	1,3	0,15	1	<0,1	0,07	0,30	0,02	0,18	0,05	0,12	<0,05	0,07	0,01
MC-47 ¹ FG	25,2	61,4	6,79	27,9	5,4	1,4	5,35	1,07	6,34	1,4	3,98	0,48	3,92	0,54

¹ – amostras menos alterada; ² – amostras com alteração hidrotermal

No diagrama SiO_2 x $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ (Le Maitre, 1989) para classificação de rochas vulcânicas, as amostras analisadas correspondem a basaltos e basaltos andesíticos, com a sílica variando entre 56,74 e 39,78% em peso, levando-se em consideração os termos menos transformados (símbolos vazios na Figura 9A). A amostra MC-16 (Man) tem composição no limite entre basalto andesítico e traquiandesito, em função do alto teor de Na_2O (6% em peso), dado pela presença de albita em proporções mais elevadas do que as outras amostras.

Dado a mobilidade dos elementos maiores optou-se também por classificar os basaltos a partir de elementos de baixa mobilidade como Zr e Nb. No diagrama Nb/Y-Zr/TiO₂ de Winchester & Floyd (1977), observou-se que as amostras caem principalmente no campo limítrofe andesito/basalto, em dois conjuntos bem definidos (Figura 9B). A baixa razão Nb/Y <1 das amostras indica que estas são rochas subalcalinas, com exceção da amostra do dique (MC-72) que apresenta Nb/Y >1 e cai no campo dos basaltos alcalinos. Como é somente uma amostra, apenas sugere-se que esta seja a composição do dique.

Outro diagrama de classificação empregado foi o de Jensen (1976) que utiliza a proporção de cátions de Al, Fe_T+Ti e Mg para a definição dos campos toleíticos, cálcio-alcalino e komatiítico (Figura 9C). Neste diagrama o Mba concentra-se no campo dos basaltos toleíticos de alto Fe, bem como a amostra do dique, e o Man no campo dos basaltos cálcio-alcalinos, indicando uma afinidade geoquímica distinta entre os dois derrames.

Analisando-se o conjunto de rochas máficas menos alteradas, nota-se uma diferença significativa entre os basaltos e basaltos andesíticos, principalmente para TiO₂, SiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, MnO e P₂O₅ (Figura 10). Os basaltos Mba apresentaram teores mais elevados de Fe, Ti, Mn e P do que os basaltos andesíticos Man que, por sua vez, apresentaram teores mais elevados de Al e Si.

Por outro lado, as rochas máficas com alteração hidrotermal mostram variações significativas dos teores de P.F., SiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, álcalis (K₂O+Na₂O) e CaO. As amostras menos alteradas estão lançadas de forma diferenciada nos diagramas (símbolo vazio) para comparação com aquelas mais hidrotermalizadas que alcançam até 13,9% em peso de P.F.

Em relação aos elementos traços, os basaltos Mba apresentam-se mais enriquecidos em alguns dos HFSE (Y, Nb, Zr, V, Hf, Sc e ETR pesados) do que os basaltos andesíticos Man. A distribuição de alguns elementos traços pode ser visualizada em diagramas binários com TiO₂ como normalizador (Figura 11). Destaca-se também a variação dos teores de Ba, Rb, Sr e Y, este último considerado imóvel, mas indicando mobilidade sob ação do hidrotermalismo. Os teores de Cu, Pb, Zn e Co são baixos não excedendo 135 ppm. Teores de Au são encontrados tanto nas amostras alteradas (9 ppb) quanto nas menos alteradas que possuem 4,4 ppb no Man e 2,5 ppb no Mba.

Figura 9 – Diagramas de classificação das rochas vulcânicas máficas da mina Cuiabá, com as médias analíticas de Zucchetti *et al.* (2000) e Silva (1998). Os símbolos em círculo e quadrado aberto representam as amostras menos alteradas. Diagramas A) Le Maitre 1989; B) Winchester & Floyd 1977; Jensen (1976).

Figura 10 – Diagramas binários dos elementos maiores das rochas máficas da mina Cuiabá utilizando TiO_2 como óxido normalizador. Os símbolos vazios representam as amostras com menor grau de alteração hidrotermal. As amostras Pop I, II, III, IV e V são de Zuchetti *et al.* (2000) e CPRM é de Silva (1998).

Figura 11 – Diagramas binário de alguns elementos traços das rochas máficas da Mina Cuiabá utilizando TiO_2 como discriminante. O símbolo Δ representa a amostra MC-79 (Mba) de furo de sondagem e a amostra CPRM é a média dos metabasaltos de Silva (1998).

Em relação à distribuição dos elementos terras raras (ETR) observa-se padrões diferentes para os dois conjuntos de derrames (Figura 12A,B,C), em especial em relação aos ETR pesados. O padrão geoquímico do Man apresenta forte enriquecimento dos ETR leves em relação aos pesados, com razão média $La_N/Yb_N=4,6$, com exceção da amostra MC-42 que tem razão maior, igual a 8,9. Este enriquecimento é mais acentuado entre os ETR leves e intermediários ($La_N/Sm_N=2,9$) do que entre os ETR intermediários e pesados ($Gd_N/Yb_N=1,3$).

O padrão de ETR do Mba é levemente inclinado nos ETR leves ($La_N/Sm_N=1,6$) e quase plano nos ETR pesados ($Gd_N/Yb_N=1,1$), com $La_N/Yb_N=1,9$. O Eu/Eu^* pouco varia nos Mba e Man, com valores entre 0,79 e 1,02.

As amostras com alteração hidrotermal possuem padrões de distribuição semelhantes aos das respectivas rochas menos alteradas. Entretanto observa-se na maioria destas, um relativo empobrecimento no total de terras raras, sugerindo a retirada de ETR pelos fluidos hidrotermais.

Os dados geoquímicos obtidos para o dique mostram que este tem comportamento distinto dos derrames basálticos, especialmente nos elementos incompatíveis. O padrão de distribuição dos ETR é bem diferenciado, com valores mais elevados de ETR leves e forte inclinação ($La_N/Yb_N=9,2$), indicando que este evento magmático não deve ser correlato ao vulcanismo máfico do *greenstone belt*.

Diagramas discriminantes utilizando elementos traços são bastante utilizados para indicar o ambiente tectônico de suítes de rochas, existindo vários diagramas próprios para rochas basálticas. Neste estudo utilizaram-se os diagramas Ti-Zr-Y, Zr-Ti, Ti-Zr-Sr de Pearce & Cann (1973) e Nb-Zr-Y de Meschede (1976), os quais distinguem claramente os dois tipos de basaltos que ocorrem na área da Mina Cuiabá (Figura 12). O Man é caracterizado como basalto cálcio-alcálico relacionado a arco vulcânico enquanto o Mba está associado a basaltos toleíticos de fundo oceânico tipo N-MORB.

Essa diferença geoquímica entre o basalto inferior, de afinidade calco-alcálica tipo arco de ilha e o basalto superior, de afinidade toleítica de fundo oceânico tipo MORB também foram feitas por Vieira (1992) na área da Mina Cuiabá.

A média analítica das amostras estudadas por Zuchetti *et al.* (2000) e Silva (1998), plotadas nos diagramas da Figura 9, mostram um espalhamento dos pontos evidenciando a diversidade litológica dos litotipos que compõem a sequência máfica do *greenstone belt* Rio das Velhas. No diagrama dos ETR, há uma coerência dos padrões, com exceção do basalto magnesiano da População I que representa magmas mais primitivos. As populações II, III, IV e V, segundo Zuchetti *et al.* (2000) são termos diferenciados e evoluídos de uma fonte similar a população I, refletindo misturas de processos causados por cristalização fracionada com assimilação e/ou contaminação crustal.

No geral, os dados geoquímicos dos elementos maiores, traços e o comportamento dos ETR mostram diferenças entre os dois conjuntos de basaltos, com o Mba sendo mais primitivo, enriquecido em elementos incompatíveis, e o Man mais evoluído geoquimicamente. Esta diferença pode representar uma heterogeneidade da fonte ou graus de fusão parcial diferente de uma mesma fonte.

4.2 – SEQUÊNCIA SEDIMENTAR

Foram analisadas 4 amostras da sequência sedimentar, sendo 2 da formação ferrífera bandada (FFB) não mineralizada (MC-9 e 10), 1 da FFB mineralizada (MC-5) e 1 de filito grafitoso (MC-47) fora da zona de minério. Os resultados analíticos encontram-se na Tabela 7.

As amostras da FFB apresentam teores variáveis de SiO_2 (73,91-46,9% em peso) que representam composições mineralógicas distintas das bandas, com níveis mais ricos em chert, carbonato ou material grafitoso. Os teores de Fe_2O_3 apresentam variações, entre 34,6 e 12,05% em peso, também como reflexo mineralógico, pois o carbonato predominante é a siderita. Os teores dos álcalis, Al_2O_3 , TiO_2 , MnO , MgO e P_2O_5 não ultrapassam 2% em peso.

Os elementos traços Zr, Y, Nb, V, Cr, Ba, Rb, Ga, Sr, Th, U, Hf, Cs, Sc, Ta, Sn, Ag, Cd, Sb, Bi, Hg, Tl e Se apresentam concentrações muito baixas ou abaixo do limite de detecção. Os metais Zn e Ni apresentam teores relativamente maiores, até 45 ppm, bem como o Co e Pb com menos que 3,5 ppm e o Cu com 8 ppm. O Sr apresenta teor entre 3-22 ppm. Estes elementos podem ocorrer como substituições em carbonatos e por isso apresentam concentrações maiores do que os demais. O Au, As e W apresentam teores de 65,8, 123 e 224 ppm, respectivamente, na amostra mineralizada.

A amostra de filito grafitoso apresenta teor de SiO_2 de 42% em peso e PF de 9,2% em peso. Os teores de K_2O (6,28%) e Al_2O_3 (28,6%), MgO (4,7%) e Fe_2O_3 (6,6%) são função da presença de sericita e clorita na rocha ou outros alumino-silicatos. Como apresenta material grafitoso, com forte adsorção, os elementos traços apresentam teores mais altos do que os encontrados na FFB, como por exemplo, o Ba (891 ppm), Ni (259 ppm), Zn (293 ppm), Th (11 ppm) e U (4 ppm).

Os elementos terras raras mostram baixos teores na formação ferrífera, até 6 ppm. Estes valores baixos são próprios de sedimentos químicos, já que a abundância de ETR na água do mar é extremamente baixa. O padrão de distribuição dos ETR está apresentado na Figura 13D, normalizado pelo condrito de Taylor & McLennan (1985). Para fins de comparação, foi plotada a média de sedimentos arqueanos da Austrália (AAS), determinada por McLennan *et al.* (1980). As formações ferríferas apresentam padrão distinto do AAS, com anomalia positiva de Eu e fracionamento dos ETR leves ($\text{La}_N/\text{Yb}_N=4,6$). Segundo Rollison (1993) anomalia de Eu positiva são restritas a amostras ricas em plagioclásio ou como produto de alteração hidrotermal. O filito grafitoso apresenta abundância maior de ETR ($\Sigma=151,2$ ppm), com espectro de ETR próximo do AAS e leve anomalia negativa de Eu.

Figura 12 – Diagramas discriminantes de ambientes tectônicos para rochas basálticas com a distribuição das rochas máficas da área da mina Cuiabá. Círculo e quadrado aberto representam os basaltos menos alterados. Em verde, o Mba e vermelho, o Man.

- A) A= toleióitos de arco de ilha, B=MORB, basaltos calco alcalino e toleióitos arco de ilha, C=basaltos calco alcalino, D= basaltos intra-placa (Pearce & Cann 1973).
- B) A= toleióitos de arco de ilha, B=MORB, basaltos calco alcalino e toleióitos arco de ilha, C=basaltos calco alcalino, D= MORB (Pearce & Cann 1973).
- C) IAB= toleióitos de arco de ilha, CAB=basaltos calco alcalino, OFB= MORB (Pearce & Cann 1973).
- D) AI= basalto alcalino intra-placa, AII= basalto alcalino e toleióitos intra-placa, B=E-MORB, C=toleióitos intra placa e basaltos de arco vulcânico, D= N-MORB e basalto de arco vulcânico (Meschede 1986).

Figura 13 – Padrão de ETR normalizado para condrito (Taylor & McLennan 1985) para as rochas vulcânicas máficas da mina Cuiabá. As amostras Pop I, II, III, IV e V são as médias de Zuchetti *et al.* (2000), CPRM de Silva (1998) e AAS de McLennan *et al.* (1980).

- 1) Todas as amostras em conjunto
- 2) basalto calco-alcálico (Man) e 3) basalto toleítico
- 4) seqüência sedimentar.

CAPÍTULO 5

GEOLOGIA ISOTÓPICA DAS ROCHAS ENCAIXANTES

5.1 – ROCHAS VULCÂNICAS MÁFICAS

Foram realizadas 14 análises isotópicas Sm-Nd, Rb-Sr e Pb-Pb nas rochas máficas que envolvem a formação ferrífera bandada (FFB) mineralizada, incluindo rochas distantes e próximas da zona mineralizada, com graus variados de alteração hidrotermal. O objetivo destas análises foi verificar o comportamento dos sistemas isotópicos nas rochas máficas no processo de mineralização, bem como uma tentativa de datar o magmatismo máfico que ocorre na área da mina e dos eventos pós-mineralização.

Dois conjuntos de rochas foram analisados, os basaltos andesíticos cálcio-alcálicos (Man ou Inferiores) que ocorrem na base da FFB e os basaltos de natureza toleítica tipo MORB (Mba ou Superiores), além de uma amostra do dique máfico que corta esta seqüência. Os basaltos foram coletados nas galerias subterrâneas da mina e o dique é uma amostra de testemunho de sondagem. A relação das amostras analisadas pode ser observada na Tabela 6.

5.1.1 – Análises Sm-Nd

O sistema Sm-Nd pode ser utilizado na datação de complexos máfico-ultramáficos, já que estas rochas possuem maiores concentrações de Sm e Nd, além de ser considerado mais resistente a distúrbios pós-cristalização do que os sistemas Rb-Sr e Pb-Pb (*e.g.* Hamilton *et al.* 1977). Durante a cristalização de magmas máficos, o Sm e o Nd têm comportamentos geoquímicos diferentes. O Nd é levemente mais incompatível do que o Sm, tornando-se mais enriquecido nos líquidos residuais, com os termos mais diferenciados tendo razão Sm/Nd mais baixa, o que pode permitir a construção de isócronas Sm-Nd em rocha total para um grupo de rochas co-magmáticas. A razão Sm/Nd não é afetada por processos intracrustais e por isso as variações das razões são consideradas como herança do manto empobrecido.

O cálculo de idades de cristalização das rochas depende do pressuposto de que a razão Sm-Nd não tenha sido modificada por metamorfismo, alteração hidrotermal ou intemperismo. Elementos terras raras são móveis sob condições de intensa alteração hidrotermal associada à vários tipos de mineralizações, como por exemplo o depósito de sulfeto maciço *Kidd Creek* (Campbell *et al.* 1984), que apresenta fracionamento de ETR. Entretanto, existem exemplos de rochas com intensa alteração hidrotermal, em que o sistema Sm-Nd não foi afetado pelo hidrotermalismo, como por exemplo, no *greenstone belt* de Itapicuru – Depósito Fazenda Brasileiro (Pimentel & Silva 2003).

Os dois conjuntos de rochas analisados, denominados basaltos andesíticos (**Man**) e toleíticos (**Mba**) apresentam razões Sm/Nd distintas, com razão 0,22-0,23 para o Man e 0,26-0,28 para o Mba, observando-se que apesar de terem alteração hidrotermal, as razões Sm-Nd pouco variaram. Os resultados analíticos estão na Tabela 8.

Os teores de Sm para o **Man** variam entre 2,6 – 3,1 ppm, e para o **Mba** entre 2,3–4,8 ppm. Os teores de Nd são mais variáveis para o Mba (9,0 – 17,2 ppm) que o Man (11,2–14,1 ppm). O **Man**, por ser mais diferenciado, apresenta razão mais baixa $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ de 0,13-0,14 e o **Mba** razão de 0,16-0,17.

Tabela 8 – Resultados analíticos Sm-Nd das rochas vulcânicas encaixantes da mineralização Cuiabá.

Amostra	Tipo	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	Erro 1 σ	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	Erro 1 σ	$\epsilon_{\text{Nd}}(0)$	$T_{\text{DM}}^{\text{Ga}}$	$\epsilon_{\text{Nd}}(T_{\text{DM}})$	$\epsilon_{\text{Nd}}(2,9)$
MC-16*	Man Manx	3,1	14,1	0,1344	0,0005	0,511427	0,000011	-23,6	3,2	+1,5	-0,6
MC-15	Man X2cl	2,4	11,2	0,1301	0,0004	0,511289	0,000008	-26,3	3,3	+1,4	-1,7
MC-14	Man X2	2,6	11,7	0,1325	0,0004	0,511365	0,000010	-24,8	3,2	+1,4	-1,1
MC-13	Man X2	2,6	11,6	0,1352	0,0004	0,511367	0,000011	-24,8	3,3	+1,3	-2,0
MC-2	Man Manx	2,9	12,4	0,1399	0,0005	0,511436	0,000010	-23,4	3,3	+1,2	-2,5
MC-26*	Mba	4,7	17,1	0,1673	0,0006	0,512077	0,000011	-10,9	3,3	+1,3	-0,1
MC-79*	Mba	4,8	17,2	0,1683	0,0006	0,512086	0,000012	-10,8	3,3	+1,3	-0,3
MC-23	Mba X2cl	3,9	14,4	0,1641	0,0006	0,512076	0,000012	-11,0	3,0	+1,7	+1,1
MC-30	Mba X2cl	2,3	9,0	0,1586	0,0006	0,511970	0,000012	-13,0	3,0	+1,7	+1,1
MC-72	Dique	11,6	58,0	0,1209	0,0004	0,512159	0,000009	-9,3	1,4	+4,7	-

*amostras com menor grau de alteração hidrotermal.

Considerando que os basaltos são produtos do mesmo evento magmático, pode-se tratar os resultados em conjunto no diagrama isocrônico Sm-Nd (Figura 14). Ambas as seqüências, toleítica e andesítica, se alinham próxima a uma reta de referência com inclinação relativa a idade de 3,3 Ga (3312 ± 360 Ma), MSWD= 9 (1σ) e razão inicial $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,50844 \pm 0,00036$. A idade obtida, devido ao elevado erro, não permite a precisão na definição da época de cristalização magmática da rocha, mas é indicativa de uma origem arqueana para o vulcanismo máfico, similar, dentro do erro, a idade de $2,93 \pm 0,18$ Ga e razão inicial $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de 0,5088 obtida por Lobato *et al.* (2001a) para as rochas máficas do Grupo Nova Lima, ao qual as rochas aqui analisadas também pertencem.

Considerando apenas as rochas menos alteradas hidrotermalmente dos dois conjuntos (MC-16, MC-26, MC-79) tem-se uma idade mais jovem de $2,97 \pm 0,17$ Ga, MSWD = 0,17 (2σ), razão inicial $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$

de 0,50880, com erro ainda elevado para ser considerado uma isócrona. Os dois conjuntos de amostras, quando tratados em separado em diagrama isocrônico Sm-Nd, não fornecem idades.

Lançando-se as amostras menos alteradas junto com as amostras de Lobato *et al.* (2001a), em diagrama isocrônico, obtém-se o mesmo intervalo temporal de $2,92 \pm 0,17$ Ga, com razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ inicial de 0,5088. O fato do valor da razão inicial ser constante ressalta a cogeneticidade destas rochas, pertencendo ao mesmo evento magmático máfico do *greenstone belt* Rio das Velhas.

As idades modelo manto empobrecido T_{DM} (De Paolo 1988) variam entre 3,0–3,3 Ga para os dois conjuntos, indicando que a diferenciação do manto superior dos magmas parentais dessas rochas foi no Mesoarqueano, considerando-se que o fracionamento da razão Sm/Nd não foi significativo durante os eventos hidrotermais subsequentes. Este intervalo de idade é compatível com o padrão geocronológico para o Quadrilátero Ferrífero suportado pelas idades U-Pb herdadas em zircão e T_{DM} em anfíbolitos e rochas da suíte TTG.

Os valores de ϵ_{Nd} variam entre +1,2 e +1,7 para a idade modelo T_{DM} , e quando calculados para $t = 2,9$ Ga variam entre $-0,08$ e $+1,12$ para o **Mba** e entre $-0,57$ e $-2,45$ para o **Man**, mostrando um maior grau de contaminação crustal para o Man. Na Figura 15 tem-se as trajetórias de evolução isotópica de Nd com o tempo para as rochas analisadas. As amostras do Grupo Nova Lima (Lobato *et al.* 2001) foram incluídas para comparação. Os *trends* isotópicos são dependentes das razões $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$, com as mais altas ilustradas pelo Mba, que indicam uma maior participação de componentes juvenis durante a sua geração. Apesar dos dois conjuntos mostrarem um *trend* isotópico distinto, que é devido ao maior grau de diferenciação do basalto andesítico em relação ao toleítico, acredita-se que estas rochas se formaram durante um único evento de acreção/diferenciação, em virtude dos dois *trends* partirem de um ponto comum.

Considerando-se apenas as amostras com menor alteração hidrotermal, os valores de ϵ_{Nd} são pouco negativos ($-0,57$; $-0,08$; $-0,26$) indicando uma pequena contaminação crustal durante a ascensão dos magmas basálticos, compatível com ambiente oceânico, dado pela presença dos basaltos com *pillow lavas* e de sedimentos químicos (FFB) entre os dois conjuntos analisados. As amostras com alteração hidrotermal possuem comportamento diferente em relação aos valores de ϵ_{Nd} , o Man possui valores mais baixos (até $-2,45$) e o Mba valores mais altos ($+1,12$ e $+1,05$). Essa variação do ϵ_{Nd} pode representar ação hidrotermal que provocou fracionamento dos ETR ou ser devido ao magma dos Man estar mais diferenciado, quando da cristalização da rocha. Como a razão Sm/Nd não variou, apesar da variação nas concentrações de ETR nas amostras, e as amostras serem relativamente colineares, sugere-se que o evento hidrotermal não modificou essa razão, creditando-se essa variação à heterogeneidade litológica ou diferentes níveis de contaminação crustal.

Figura 14 - Diagrama Sm-Nd com os dados isotópicos das amostras analisadas. Os símbolos quadrados em vermelho e verde representam os basaltos com menor alteração hidrotermal e os vazios com maior alteração hidrotermal. Os símbolos quadrados em azul representam as amostras de Lobato *et al.* (2001a).

Figura 15 - Diagrama ϵ_{Nd} versus tempo para as rochas encaixantes analisadas. As rochas do Grupo Nova Lima são as de Lobato *et al.* (2001b). $\epsilon_{Nd}(T)=0$ representa a evolução da razão $^{143}Nd/^{144}Nd$ para o reservatório condritico CHUR.

O resultado isotópico Sm-Nd obtido para o dique de diabásio é distinto da seqüência metavulcânica do *greenstone* com razões mais elevadas de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,5122$. A idade modelo manto empobrecido T_{DM} de 1,4 Ga em conjunto com o valor da razão $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ de 0,121, indicam que a colocação deste corpo não é contemporânea com a formação do *greenstone belt*, com idade mínima de 1,4 Ga (Figura 15). Diques de composição basáltica, com idades de 984 ± 100 Ma, cortando todas as unidades regionais foram descritos por Chaves (2001), com T_{DM} entre 1,44-1,62 Ga. O dique da mina Cuiabá pode ser correlato a esta geração de diques proterozóicos, mas como trata-se apenas de uma amostra, esta interpretação é preliminar.

5.1.2 – Análises Pb-Pb

Os basaltos andesíticos apresentam as composições isotópicas de Pb mais radiogênicas, com as razões $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ variando entre 17,114 e 26,852, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ entre 15,244 e 16,792, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ de 37,128 a 46,527. Os basaltos toleíticos têm os valores menos radiogênicos: $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ entre 14,821 e 23,566, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ entre 14,844 e 16,366 e $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ entre 34,453 e 43,741. A amostra do dique apresenta razões $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 16,882$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15,231$ e $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 36,561$, dentro dos intervalos dos conjuntos anteriores (Tabela 9).

Lançando-se todos os pontos analíticos no diagrama $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ x $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, obtêm-se um arranjo linear das razões onde os pontos analíticos situam próximos a uma reta com inclinação relativa à idade de 2530 Ma, mas que não define uma isócrona. Tratando-se os corpos em separado, obtêm-se também retas com inclinações relativas às idades do final do arqueano (2430 ± 1700 Ma para o Man e 2592 ± 39 para o Mba) (Figura 16). No diagrama $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ x $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ observa-se uma correlação positiva dos pontos analíticos, mas com leve espalhamento dos mesmos, que pode ser atribuído à uma pequena variação da razão Th/U das rochas.

Idades isocrônicas Pb-Pb em metabasaltos, segundo Roddick (1984), podem representar o tempo de colocação da seqüência ou o tempo de re-equilíbrio do sistema isotópico durante o metamorfismo regional. Há três possibilidades para dispersão dos pontos segundo este autor: 1) heterogeneidade isotópica, 2) redistribuição de U e Pb subsequente à colocação dos corpos e 3) contaminação com Pb de diferentes composições isotópicas durante a colocação ou metamorfismo tardio. O estágio em que o sistema Pb-Pb é fechado é influenciado pelo caráter e intensidade da circulação hidrotermal e metamorfismo além de características da rocha como granulação, espessura e mineralogia.

Datações Pb-Pb em rochas máficas de várias seqüências de *greenstone belt* no mundo foram interpretadas por Dupré & Arndt (1990) como idades de cristalização ou idades do evento de alteração hidrotermal das rochas. Como o conjunto aqui analisado apresenta alteração hidrotermal variada, incluindo termos cloritizados, sericitizados e carbonatados, além de três amostras menos alteradas, propõe-se que a idade em torno de 2,6 Ga represente a idade do evento hidrotermal associado à mineralização que afetou

essas rochas. Presume-se que a interação fluido-rocha provocou uma homogeneização isotópica entre o fluido mineralizante e a rocha hospedeira, considerando que a idade de formação dos metabasaltos é mais antiga, em torno de 2,9 Ga, segundo os dados Sm-Nd. Como o processo de alteração hidrotermal atuou com diferentes intensidades nas rochas analisadas, admite-se que os basaltos andesíticos, não sofreram completa homogeneização isotópica o que propiciou o desalinhamento dos pontos no diagrama Pb-Pb.

Tabela 9 . Resultados das razões Pb/Pb para as rochas vulcânicas máficas da Mina Cuiabá
Man= basaltos andesíticos; Mba = basaltos toleíticos.

<i>Amostra</i>	<i>Tipo</i>	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	Erro (1 σ)	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	Erro (1 σ)	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	Erro (1 σ)	U/Pb	Th/Pb	Th/U
MC-16*	Man	25,122	0,010	16,792	0,010	44,076	0,011	1,4	3,8	2,7
MC-15	Man Manx	26,852	0,005	16,606	0,005	46,527	0,006	1,2	3,1	2,6
MC-14	Man X2cl	20,435	0,003	16,038	0,003	39,814	0,003	0,6	2,2	3,7
MC-13	Man X2	19,387	0,007	15,789	0,007	39,783	0,007	0,5	1,9	3,9
MC-2	Man X2	17,114	0,003	15,244	0,003	37,128	0,003	0,4	1,3	3,2
MC-26*	Mba	23,566	0,007	16,366	0,007	43,741	0,008	1,7	3,4	1,8
MC-79*	Mba	18,960	0,004	15,680	0,005	39,221	0,005	0,4	1,3	3,4
MC-30	Mba X2cl	15,516	0,006	14,975	0,007	35,158	0,006	0,1	0,2	3,0
MC-23	Mba X2cl	14,821	0,005	14,844	0,005	34,453	0,005	0,1	0,2	2,7
MC-72	Dique	16,882	0,004	15,213	0,004	36,561	0,004	0,8	2,7	3,5

*amostras com menor grau de alteração hidrotermal.

Utilizando os teores de U, Th e Pb obtidos por ICP-MS para as amostras analisadas observam-se uma grande variação das razões Th/U (2,6 – 3,9), U/Pb (0,1 – 1,7) e Th/Pb (0,2 – 3,8). A alteração hidrotermal provocou entrada de Pb no sistema, já que as amostras com menor grau de alteração apresentam menor teor de Pb (Man= 0,4 e Mba= 0,8 e 1,7 ppm), com variação de 1,0-2,6 (Man) e 3,8- 4,5 ppm (Mba) para os basaltos mais alterados.

As amostras menos hidrotermalizadas, e com assembléia metamórfica preservada, mostram composição mais radiogênica do que aquelas mais alteradas, sugerindo que os fluidos hidrotermais tinham composição isotópica de Pb menos radiogênica, contendo Pb comum quando interagiram com as vulcânicas, provavelmente Pb da crosta inferior.

Figura 16 – Diagrama das composições isotópicas de Pb das rochas vulcânicas máficas andesíticas (Man, em vermelho) e toleíticas (Mba, em verde). A idade de 2592 ± 130 Ma refere-se aos basaltos toleíticos.

5.1.3 – Análises Rb-Sr

O método Rb-Sr pode ser aplicado em rochas com alteração hidrotermal a fim de se obter a idade do evento hidrotermal, equivalente, em alguns casos, a idade da mineralização. No caso do sistema hidrotermal, os fluidos mineralizantes que interagem com as rochas encaixantes podem provocar redistribuição e reequilíbrio do sistema isotópico Rb-Sr com respeito aos minerais da rocha hidrotermalizada tornando possível a determinação do evento hidrotermal (Ruiz *et. al.* 1984).

No caso de não se ter a homogeneização isotópica do sistema Rb-Sr durante o evento hidrotermal ou a atuação de eventos pós- mineralização que abrem o sistema Rb-Sr, os resultados podem produzir retas de misturas, cujas inclinações refletem idades sem significado geológico, como é o caso aqui discutido.

Das amostras analisadas, os basaltos andesíticos **Man** possuem as composições isotópicas mais altas, com as razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ variando entre 0,707 e 0,827. Os basaltos toleíticos **Mba** apresentam os valores menos radiogênicos, com razões entre 0,703 e 0,724 (Tabela 8).

As amostras dos basaltos menos alterados **Man** (MC-16) e **Mba** (MC-26, MC-79) possuem as razões mais baixas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0,7066 e 0,7028-0,7043, respectivamente, diferenciando dos basaltos mais alterados que apresentam razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ mais altas entre 0,7213 – 0,8273, bem como teores mais altos de Rb (24-114 ppm).

No diagrama isocrônico $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ x $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ as amostras analisadas não formam um arranjo linear das razões isotópicas (Figura 17). Considerando apenas os basaltos com alteração hidrotermal, estes se alinham próxima à reta com inclinação relativa à idade de 1182 ± 250 Ma ($R_i=0,719$), indicando reabertura isotópica do sistema Rb-Sr após o evento hidrotermal associado à mineralização em torno de 2,6 Ga, conforme determinado pelo método Pb-Pb já discutido. Como há também o registro de idades mais jovens, em torno de 0,5 Ga para sericita associada à mineralização, admite-se pelo menos dois eventos que poderiam produzir distúrbios isotópicos no sistema Rb-Sr. O primeiro durante o evento hidrotermal arqueano, com alteração da composição isotópica original de Sr das rochas, e que provavelmente afetou os constituintes de forma diferenciada, sem a ocorrência de equilíbrio isotópico de Sr. O segundo, durante a atuação do evento brasileiro na área, que implica em reabertura do sistema Rb-Sr, em especial nas rochas ricas em sericita já que estes minerais são sensíveis a efeitos de temperatura, acima de 250-300°C. O fato das amostras hidrotermalizadas se posicionarem segundo a reta de 1180 Ma pode ser o registro da atuação de outro evento termal superimposto, durante o Mesoproterozóico, ou então a influência do evento Transamazônico (~2,0 Ga), ou Brasileiro (~0,5 Ga) na área da mina Cuiabá, contribuindo para a heterogeneidade dos resultados Rb-Sr e produção de retas de misturas sem significado geológico.

Tabela 10 – Resultados Rb-Sr das rochas vulcânicas encaixantes da mineralização Cuiabá.

Amostra	Tipo	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	Erro 1 σ	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Erro 1 σ	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ t=2,9 Ga	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ t=2,6 Ga
MC-16*	Man	0,2	144,2	0,004	0,000	0,70658	0,00003	0,7064	0,7065
MC-15	Man Manx	114,0	51,5	6,480	0,079	0,82734	0,00030	0,5549	0,5836
MC-14	Man X2cl	66,0	179,1	1,069	0,020	0,73023	0,00009	0,6853	0,6900
MC-13	Man X2	29,4	139,17	0,613	0,005	0,72799	0,00005	0,7022	0,7049
MC-2	Man X2	71,3	118,0	1,758	0,011	0,75749	0,00005	0,6836	0,6914
MC-79*	Mba	6,2	489,7	0,037	0,000	0,70282	0,00008	0,7013	0,7014
MC-26*	Mba	0,2	109,5	0,006	0,000	0,70434	0,00002	0,7041	0,7041
MC-30	Mba X2cl	24,1	145,4	0,002	0,004	0,72129	0,00030	0,7011	0,7032
MC-23	Mba X2cl	0,99	70,89	0,002	0,000	0,72406	0,00026	0,7224	0,7225
MC-72	Dique	57,1	630,4	0,262	0,002	0,71285	0,00008	-	-

*amostras com menor grau de alteração hidrotermal.

As composições isotópicas de Sr das rochas metabásicas permitiram algumas considerações a respeito de suas fontes. Em geral, rochas arqueanas, derivadas do manto, com afinidade toleítica contêm pouco Rb e são caracterizadas por razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ iniciais muito baixas (~ 0,7011; Moorbath & Taylor 1981).

Os valores da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ dos basaltos menos alterados hidrotermalmente (amostras MC-16 e MC-26), quando corrigidos para a idade de 2,9 Ga, provável idade de formação das mesmas, não são modificados, em função dos baixos valores de Rb (0,2 ppm), consistente com a natureza do pacote vulcânico. A amostra MC-79, apresenta teor maior de Rb (6,2 ppm) e quando a composição isotópica de Sr é corrigida para t = 2,9 Ga, a razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ calculada é 0,7011, valor similar a do manto arqueano. Por outro lado, para as amostras mais alteradas hidrotermalmente, onde a razão Rb/Sr foi modificada significativamente pelos eventos hidrotermais posteriores, os cálculos de regressão para obtenção dos valores de razão inicial não podem ser feitos, com base nas razões $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ atuais e os valores obtidos são espúrios como mostrados na Tabela 10, apenas como ilustração.

A variação da razão isotópica inicial de Sr dos basaltos menos alterados pode representar, a exemplo do sistema Sm-Nd, uma contaminação do magma mantélico com material crustal durante a ascensão do magma, com maior grau de contaminação para o Man, ou ainda uma feição primária magmática ligeiramente modificada pelos fluidos hidrotermais.

O comportamento do sistema Rb-Sr nos basaltos hidrotermalizados indica que houve entrada de Rb com aumento relativo da razão Rb/Sr em relação aos basaltos menos alterados. O Sr também apresenta variação nos teores, em especial o basalto Man que indica um decréscimo relativo nos teores com o aumento da alteração hidrotermal (Figura 18). Os minerais principais da assembléia hidrotermal, variando apenas a proporção são, carbonato (rico em Sr), clorita (pobre em Sr) e sericita (rica em Rb) que substituem os minerais metamórficos actinolita, epidoto e albita. Durante o principal evento hidrotermal deve ter ocorrido uma redistribuição de Rb e Sr em várias escalas, com Sr da rocha hospedeira liberado durante a interação fluido-rocha e sendo misturado com o Sr introduzido pelos fluidos hidrotermais. Dessa forma, o aumento das razões isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ dos basaltos alterados hidrotermalmente (até 0,827) pode ser interpretado como resultado do decaimento *in situ* de Rb introduzido pelo fluido hidrotermal, introdução de Sr radiogênico pelo fluido durante o evento mineralizante ou mesmo eventos hidrotermais posteriores.

Figura 17- Diagrama $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ das amostras analisadas com as retas de 2600 Ma, 1180 Ma e 500 Ma apenas como referência.

Figura 18- Diagrama em que se observa a variação dos teores de Sr, em ppm, com a razão isotópica de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ hoje, nas rochas basálticas, FFB e FG, além da variação da razão de Sr nos sulfetos analisados.

5.2 – SEQUÊNCIA SEDIMENTAR

Foram realizadas análises isotópicas Sm-Nd, Rb-Sr e Pb-Pb em três amostras em rocha total da formação ferrífera bandada (FFB), sendo uma mineralizada (MC-5) e duas não mineralizadas (MC-9, MC-10), além de uma amostra do filito grafitoso (MC-47) distante da zona mineralizada. A FFB mineralizada tem bandas rica em siderita, de coloração laranja escura, bandas mais claras com anquerita e bandas de pirita grossa. As outras duas não mineralizadas ocorrem distantes da zona do minério e apresentam bandas de chert claras e bandas escuras com material carbonáceo. O objetivo destas análises foi verificar a assinatura isotópica destas rochas para comparação com as demais amostras analisadas.

5.2.1 – Análises Sm-Nd

A composição isotópica de Nd da água do mar no presente reflete uma entrada de fontes continentais e esta assinatura é adquirida pelos sedimentos químicos presentes nas bacias oceânicas. Dessa forma, o Nd nas formações ferríferas bandadas arqueanas pode ter sido adquirido da água da qual precipitaram e fornecer informações das fontes envolvidas na sua formação (Miller & O’Nions 1985).

Os resultados isotópicos Sm-Nd para a formação ferrífera bandada (FFB) são homogêneos, com a razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ variando entre 0,51138 e 0,51167 e baixos teores de Sm (0,2 ppm) e Nd (0,9 ppm). A rocha metapelítica (FG) apresenta teores mais alto de Sm e Nd (Tabela 11). As idades T_{DM} , representando a estimativa de residência crustal destas rochas variou entre 3,5 e 2,7 Ga, que com exceção da idade T_{DM} de 2,7 é similar as idades T_{DM} da sequência vulcânica. A assinatura isotópica de Nd em rochas sedimentares é uma media das contribuições de cada área fonte, e o fato da FFB se situar no mesmo trend isotópico dos basaltos andesíticos indica uma contribuição de Nd dessas rochas.

Tabela 11 – Resultados Sm-Nd da sequência sedimentar da mina Cuiabá.

Amostra	Tipo	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	Erro 1σ	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	Erro 1σ	$\epsilon_{\text{Nd}}(0)$	T_{DM} Ga	$\epsilon_{\text{Nd}}(T_{\text{DM}})$	$\epsilon_{\text{Nd}}(2,9)$
MC-5	FFB	0,2	0,8	0,1304	0,0005	0,511487	0,000012	-22,5	2,9	1,9	2,1
MC-9	FFB	0,2	0,8	0,1357	0,0006	0,511667	0,000020	-18,9	2,7	2,2	3,6
MC-10	FFB	0,2	0,9	0,1350	0,0005	0,511384	0,000014	-24,5	3,3	1,3	-1,7
MC-47	FG	5,5	24,6	0,1340	0,0005	0,511243	0,000012	-27,2	3,5	1,0	-4,0

5.2.2 – Análises Rb-Sr

As análises isotópicas da FFB mostraram uma variação nas razões isotópicas de Sr, com as amostras MC-5 e MC-10 com as razões mais baixas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0,709 e 0,710, respectivamente enquanto a amostra MC-9 uma razão mais alta $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0,717, bem como teor de Rb de 2,1 ppm (Tabela 12). Quando colocadas no diagrama $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ estas amostras não definem uma isócrona, mas mostram um alinhamento segundo a reta de 2,6 Ga, direcionada pela amostra MC-9 (Figura 15).

O filito grafitoso apresenta alto teor de Rb (213 ppm) e razão de Sr de 0,908, compatível com sua origem terrígena. A razão de Sr inicial quando corrigida para 2,6 ou 2,9 Ga mostra valor sem significado, indicando que houve a abertura no sistema Rb-Sr nessa rocha.

Como duas amostras da FFB contêm Rb negligível, as razões medidas são independentes de idade e podem representar as composições isotópicas de Sr dos fluidos fontes dos carbonatos. Formações ferríferas arqueanas podem registrar a composição da água do mar no arqueano, que tem assinatura isotópica próxima do manto arqueano. Os valores encontrados para as razões isotópicas de Sr iniciais, são maiores que 0,707, indicando que essa assinatura pode ser produto de recristalização durante o metamorfismo do *greenstone* ou a assinatura crustal dos fluidos hidrotermais que precipitaram o minério, homogeneizando isotopicamente a FFB.

Tabela 12 – Resultados Rb-Sr da seqüência sedimentar da mina Cuiabá.

Amostra	Tipo	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	Erro 1 σ	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Erro 1 σ	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ t=2,9 Ga	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ t=2,6 Ga
MC-5	FFB	0,02	2,4	0,030	0,0006	0,7085	0,00038	0,7073	0,7074
MC-9	FFB	2,06	25,4	0,234	0,0025	0,7173	0,00040	0,7074	0,7084
MC-10	FFB	0,15	20,4	0,021	0,0002	0,7101	0,00038	0,7092	0,7093
MC-47	FG	213,2	52,3	12,032	0,1188	0,9080	0,00010	0,4021	0,4554

5.2.3 – Análises Pb-Pb

As amostras da formação ferrífera bandada não mineralizada MC-7 e MC-10 apresentaram as razões de Pb menos radiogênicas e a amostra MC-9 a razão mais radiogênica. A variação das razões isotópicas de Pb das quatro amostras são $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 13,830 - 18,566$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 14,836 - 15,604$ e $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 33,577 - 38,578$ (Tabela 9).

O filito grafitoso apresenta elevadas razões U/Pb e Th/Pb com a razão $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ de 18,509 próxima da FFB 9, mas com razões $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (15,121) e $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (37,702) mais baixas do que a mesma.

As amostras da FFB quando lançadas no diagrama uranogênico mostram um alinhamento segundo a reta relativa à idade de 2,6 Ga (Figura 19). As análises da pirita que ocorre no bandamento da FFB 5 também foram lançadas no diagrama, sendo menos radiogênica do que a rocha total, mas se alinham segundo a reta de 2,6 Ga.

Tabela 13 - Resultados das razões Pb/Pb para a formação ferrífera bandada (FFB) e o filito grafitoso (FG).

Amostra	Tipo	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	Erro (1 σ)	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	Erro (1 σ)	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	Erro (1 σ)	U/Pb	Th/Pb	Th/U
MC-7	FFB	13.830	0.017	14.868	0.017	33.577	0.018	-	-	-
MC-10	FFB	13,849	0,007	14,836	0,008	33,639	0,010	0,05	0.05	1.0
MC-5	FFB	14,304	0,006	14,849	0,006	33,902	0,006	0,06	0.06	1.0
MC-9	FFB	18,566	0,015	15,604	0,016	38,578	0,016	0,04	0.04	1.0
MC-47	FG	18,509	0,004	15,121	0,004	37,702	0,005	2,5	7,0	2.8

Figura 19 – Diagrama Pb-Pb para as amostras da formação ferrífera bandada e filito grafitoso.

CAPÍTULO 6

GEOLOGIA ISOTÓPICA DA MINERALIZAÇÃO CUIABÁ

O estabelecimento do modelo genético de um depósito mineral é muito importante em programas de exploração mineral, e envolve vários fatores como a caracterização da natureza da fonte dos metais, do ambiente tectônico, dos tipos de fluidos envolvidos e dos processos de interação fluido-rocha durante a migração, das idades da mineralização e dos eventos pós-mineralização, além das relações temporais entre a mineralização e as rochas encaixantes, entre os eventos metamórficos e de deformação, na escala do depósito e na região.

A aplicação integrada de vários isótopos radiogênicos é uma importante ferramenta no estudo de gênese de depósitos minerais de vários tipos, incluindo-se depósitos auríferos em *greenstones belts*. Os isótopos de Pb e Os são bastante utilizados na determinação da idade de formação e fonte dos metais da mineralização. Estes elementos ocorrem freqüentemente como traços nos minerais de minério e suas composições isotópicas permitem caracterizar as fontes dos mesmos nos fluidos mineralizantes, e por inferência dos metais, além de caracterizarem a interação fluido-rocha durante a migração e circulação dos fluidos hidrotermais (*e.g.* Browning *et al.* 1987, Deloule *et al.* 1989, McNaughton *et al.* 1992, Frei *et al.* 1998, Requia *et al.* 2003). Os elementos Sr e Nd também são utilizados da mesma forma como traçadores geoquímicos, em geral, nos minerais da ganga, mas há exemplos da aplicação direta nos minerais de minério (*e.g.* Jiang *et al.*, 2000). Os parâmetros mais comuns utilizados são a composição isotópica de Pb ou valor de μ ($^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$), razão inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, valores de ϵ_{Nd} e γ_{Os} calculados para a época de formação da mineralização, medidos em minerais de ganga ou minério.

Dessa forma, na presente pesquisa, foram utilizados de forma integrada os isótopos de Pb, Sr, Nd e Os na mineralização Cuiabá, a fim de auxiliar na compreensão dos processos envolvidos na formação do minério de ouro. O método Ar-Ar também foi utilizado em minerais de alteração hidrotermal, auxiliando na determinação dos eventos pós-mineralização que atuaram na área de estudo.

Foram analisadas pelos métodos Pb-Pb, Rb-Sr, Sm-Nd e Re-Os amostras de pirita, pirrotita, esfalerita e magnetita que ocorrem na zona mineralizada, em veios e disseminadas na formação ferrífera bandada. Amostra de ouro foi analisada por Pb-Pb e Re-Os e amostras de carbonatos em veios, quartzo, sericita e clorita foram analisados por Pb-Pb. As análises de Ar-Ar foram feitas em sericita. De modo geral, procurou-se analisar as mesmas amostras nos vários métodos, o que nem sempre foi possível, em virtude da dificuldade de se ter a quantidade necessária das fases minerais puras para as análises isotópicas.

6.1 – Análises Ar-Ar

O método Ar-Ar é baseado no decaimento do ^{39}K para ^{39}Ar por irradiação, em amostras com K, através de ativação neutrônica em um reator nuclear (McDougall & Harrison 1988). A extração do gás Ar foi feita por aquecimento a laser, liberado em etapas por aquecimento incremental (*stepwise heating*), cujo procedimento analítico encontra-se descrito no item 1.3.

Como o método Ar-Ar fornece informações sobre a atuação de eventos termais pós-formação de uma rocha ou mineral, bem como a respeito de sua história termal, foram selecionadas duas amostras de sericita/muscovita que ocorrem na zona mineralizada, a fim de se obter a idade de formação das mesmas, bem como o registro do último evento termal que afetou o depósito. As idades obtidas serviram para balizar o comportamento dos demais sistemas isotópicos estudados.

Foram analisados três grãos para cada amostra de sericita (MC-65 e MC-3), cujos resultados analíticos constam na Tabela 15 e a caracterização da composição mineralógica destas amostras no Anexo V. A mica branca MC-3 ocorre como grandes cristais concordantes às zonas de cisalhamento, paralelas ao bandamento da formação ferrífera bandada. Pirrotita alongada e pirita ocorrem associadas a essa mica (ver Prancha 8B e D, Cap.3). A outra mica analisada (MC-65) tem tamanho menor e ocorre associada a bandas sulfetadas de pirita muito fina, intercaladas com bandas de quartzo e material grafitoso.

Os espectros das idades para cada grão foram obtidos plotando-se as idades aparentes em função do percentual cumulativo de ^{39}Ar liberado. As amostras MC-65 e MC-3 mostram resultados distintos, dentro do erro analítico. Dois grãos da amostra MC-65 apresentaram idades de patamar (*plateau*) muito bem definidas de $507,8 \pm 1,7$ Ma e $506,4 \pm 1,7$ Ma com a idade média ponderada de 507 ± 2 Ma (diagrama de probabilidade). Um terceiro grão forneceu idade integrada mais jovem de $468,8 \pm 1,3$ Ma sem uma idade de patamar bem definida (Figura 20). Uma idade de patamar é definida com no mínimo três etapas contínuas contendo mais de 50% de gás e com as incertezas dentro do erro de 2 sigma (Vasconcelos *et al.* 2002). No cálculo da idade integrada utilizam-se todas as etapas de aquecimento e seu valor interpretativo é similar ao do método K-Ar.

Dos três grãos de sericita analisados da amostra MC-3, apenas um forneceu uma idade de patamar de 533 ± 2 Ma, mais antiga do que a amostra anterior. Os outros dois grãos forneceram idades integradas um pouco mais antigas de $556,5 \pm 0,8$ Ma e 577 ± 1 Ma, com espectros perturbados e sem a definição de uma idade *plateau* (Figura 21), sugerindo perda parcial de ^{40}Ar radiogênico durante o evento Brasileiro.

As idades Ar-Ar em mica de origem hidrotermal podem ser interpretadas como idade de cristalização, uma vez que os eventos hidrotermais são curtos, possuindo durações de normalmente 1 a 2 Ma (Chesley 1999). Analisando-se as idades individuais das etapas de extração de Ar das micas analisadas, observa-se que há uma constância de idades mais jovens, entre 814 - 427 Ma, se comparadas à idade da mineralização entre 2,73 e 2,56 Ga (ver dados Pb-Pb). Esse comportamento indica que as idades *plateau* Ar-Ar em torno de 0,5 Ga representam a idade de formação da mica, durante um evento hidrotermal no Neoproterozóico.

Dessa forma, as idades de 507 Ma e 533 Ma indicam a importância da atuação do evento tectono-termal Brasileiro na mineralização Cuiabá.

Tabela 14 - Resultados isotópicos Ar-Ar em sericita

Amostra	Laser (W)	40/39	38/39	37/39	36/39	40*/39	% Rad	Ar40 (mols)	Idade (Ma)	± (Ma)
MC-65	0.3	121.121	0.009	0.254	0.003	120.412	99.4	3.23E-15	665.05	8.79
	0.5	88.568	0.012	0.033	0.001	88.147	99.5	2.81E-14	509.49	2.02
	0.7	87.994	0.011	0.000	0.001	87.791	99.8	3.17E-14	507.69	1.63
	0.9	90.493	0.004	0.000	-0.002	91.193	100.8	4.41E-15	524.76	6.08
	1.2	88.161	0.009	0.245	0.000	88.282	100.1	2.32E-15	510.16	9.75
	1.5	91.238	0.029	0.103	0.011	87.855	96.3	2.29E-15	508.02	10.12
	1.9	85.736	0.010	0.038	0.004	84.503	98.6	3.55E-15	491.04	7.72
	2.3	87.016	0.014	0.072	0.004	85.952	98.8	7.53E-15	498.40	4.10
	3.2	87.009	0.007	0.000	0.001	86.671	99.6	5.15E-15	502.04	5.46
	0.3	94.173	0.011	0.000	0.001	94.016	99.8	2.04E-14	538.80	2.43
	0.5	87.865	0.011	0.000	0.000	87.996	100.1	4.04E-14	508.72	1.70
	0.6	87.988	0.017	0.000	0.005	86.460	98.3	8.25E-15	500.97	3.53
	0.8	86.951	0.017	0.507	0.009	84.353	97.0	6.90E-15	490.28	4.01
	1.2	87.088	0.010	0.000	0.000	87.165	100.1	8.41E-15	504.53	3.66
	1.9	87.672	0.013	0.041	0.001	87.442	99.7	1.63E-14	505.93	2.29
	2.3	66.964	-0.718	0.000	-0.124	103.449	-	7.37E-18	574.74	-
	0.3	72.612	0.012	0.000	0.001	72.169	99.4	3.36E-14	427.18	1.49
	0.5	86.421	0.013	0.064	0.001	86.181	99.7	2.73E-14	499.56	1.47
	0.6	82.109	0.010	0.000	-0.003	83.082	101.2	6.98E-15	483.80	4.14
	0.8	79.012	0.012	0.000	0.000	78.932	99.9	7.63E-15	462.48	3.13
	1.2	82.512	0.011	0.000	-0.002	83.216	100.9	9.50E-15	484.48	2.90
	1.9	88.567	0.008	0.000	-0.005	90.012	101.6	6.37E-15	518.85	4.35
	2.3	442.458	-5.614	0.000	-4.385	1737.665	-	3.42E-17	-	-
	2.8	78.450	0.096	5.781	0.089	52.691	66.9	1.56E-16	321.48	82.93
MC-03	0.3	86.256	0.015	0.099	0.002	85.550	99.2	2.57E-14	496.36	1.63
	0.5	92.630	0.012	0.005	0.000	92.608	100.0	1.15E-13	531.81	1.29
	0.7	93.831	0.013	0.057	0.001	93.486	99.6	2.38E-14	536.17	1.85
	0.9	97.663	0.011	0.000	0.000	97.596	99.9	3.25E-14	556.45	1.79
	1.2	97.044	0.019	0.389	0.008	94.668	97.5	1.04E-14	542.03	4.69
	1.5	99.135	0.030	0.415	0.000	99.297	100.1	2.30E-15	564.77	13.19
	1.9	82.716	0.099	4.073	0.071	62.288	75.1	8.58E-16	374.34	16.39
	2.3	83.397	0.022	0.000	0.009	80.626	96.7	2.63E-15	471.21	9.12
	3.2	82.549	0.087	5.119	0.071	62.147	75.0	2.27E-16	373.57	58.86
	0.3	90.299	0.012	0.000	0.001	89.966	99.6	4.25E-14	518.62	1.50
	0.4	97.188	0.012	0.021	0.000	97.054	99.9	1.02E-13	553.79	1.17
	0.5	95.475	0.011	0.000	0.000	95.619	100.2	3.75E-14	546.72	1.91
	0.7	105.078	0.011	0.000	0.000	105.097	100.0	3.40E-14	592.88	1.89
	0.9	104.186	0.013	0.077	-0.001	104.458	100.3	2.69E-14	589.81	2.15
	1.6	100.867	0.009	0.112	0.001	100.533	99.7	8.58E-15	570.80	5.08
	2.2	117.881	-0.104	0.000	-0.123	154.204	130.8	7.46E-16	814.76	28.44
	0.3	96.647	0.012	0.021	0.001	96.386	99.7	4.79E-14	550.51	1.55
	0.4	98.712	0.010	0.000	0.000	98.652	99.9	5.86E-14	561.63	1.47
	0.5	106.606	0.011	0.000	0.000	106.511	99.9	2.03E-14	599.67	3.15
	0.7	114.955	0.011	0.000	0.000	114.989	100.0	2.48E-14	639.83	2.38
	0.9	114.983	0.009	0.000	0.000	114.884	99.9	8.15E-15	639.33	6.10
	1.7	99.694	0.017	0.381	0.013	95.904	96.2	5.43E-15	548.13	6.22
	3.2	123.328	-0.021	0.000	-0.017	128.306	104.0	1.58E-15	701.16	14.81

1796 / MC-65 / Sericite

Figura 20 - Análises Ar-Ar por aquecimento em etapas para três grãos da amostra MC-65 (A, B e C). (D) representa o ideograma para os dois primeiros grãos.

1797 / MC-3 / Sericite

Figura 21 - Análises Ar-Ar por aquecimento em etapas para três grãos da amostra MC-3.

6.2 – ANÁLISES Pb-Pb

O método Pb-Pb é um dos métodos mais empregados no estudo de mineralizações arqueanas, principalmente como traçador geoquímico na caracterização das fontes dos metais. Os isótopos de ^{208}Pb , ^{207}Pb e ^{206}Pb são produzidos por decaimento radioativo dos isótopos ^{232}Th , ^{235}U e ^{238}U , respectivamente, sendo que o ^{204}Pb é considerado não radiogênico.

O Th e o U são elementos incompatíveis e apresentam propriedades químicas diferentes, o Th é insolúvel e o U solúvel em fluidos aquosos oxidantes. As razões U/Pb e Th/Pb variam nos diferentes reservatórios terrestres e podem ser modificadas por geração e fracionamento de magmas ou por processos metamórficos, hidrotermais e intempéricos. A razão U/Pb é mais alta na crosta continental superior do que no manto, enquanto a crosta inferior possui uma razão U/Pb cerca de dez vezes mais baixa do que o manto superior. Esta diferença geoquímica permite que a razão $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$, conhecida como μ , seja utilizada como parâmetro petrogenético na definição destes ambientes geoquímicos, cada um caracterizado por razão U/Pb típica e conseqüentemente por composições isotópicas de Pb distintas.

O modelo da Plumbotectônica, idealizado por Doe & Zartman (1979) e modificado por Zartman & Doe (1981) foi o utilizado, na presente pesquisa, para a caracterização dos reservatórios terrestres. É um modelo matemático com curvas de evolução isotópica de Pb para quatro reservatórios-fontes da terra: manto, crosta continental superior, crosta inferior e ambiente orógeno, este último caracterizado pela mistura das demais fontes. As curvas mostram como a composição de Pb evolui em cada reservatório, tornando-se mais radiogênica com o tempo.

Outra utilização do método Pb-Pb é na obtenção de idades isocrônicas ou idade modelo baseada em curvas de evolução isotópica de Pb. Os modelos mais utilizados são os de Stacey & Kramers (1975) e Cumming & Richards (1975), que servem para estimar a idade da mineralização. A idade modelo Pb-Pb representa o tempo no qual uma fase mineral possui composição isotópica idêntica ao do reservatório do qual o Pb foi extraído. O modelo aqui utilizado é o de Stacey & Kramers (1975) ou modelo de duplo estágio, que propõe a evolução isotópica do Pb em dois estágios. O primeiro inicia em um tempo $t = 4,57$ Ga, com razões isotópicas primordiais obtidas a partir do meteorito *Canyon Diablo* e $\mu = 7,2$ e, o segundo a partir de um tempo $t = 3,7$ Ga com valor de $\mu = 9,7$, época em que a terra sofreu um processo importante de diferenciação geoquímica.

Normalmente para a obtenção de idades modelos, as análises isotópicas de Pb são feitas em minerais de minério ou ganga pobres em U e Th. Admite-se a princípio que a composição isotópica de Pb dentro da estrutura do mineral não mudou desde o tempo de sua formação, preservando a relação inicial de isótopos de Pb destes minerais (McNaughton 1987, Dahl *et al.* 1987). No entanto, traços de U podem produzir Pb radiogênico por decaimento de U *in situ*, gerar espalhamento das razões isotópicas e assim fornecer isócronas, principalmente em análises com lixiviação das fases minerais (Carignan *et al.* 1993, Carignan & Gariépy 1993).

Frei & Kamber (1995) revisaram o conceito da técnica de lixiviação sequencial ou por etapas, PbSL

(Pb *stepwise leaching*), baseada na liberação sequencial de Pb comum e radiogênico, localizados em sítios diferentes na estrutura mineral. O Pb comum é incorporado inicialmente na estrutura e o radiogênico, produzido por decaimento radioativo *in situ*. O Pb radiogênico localiza-se preferencialmente em sítios que sofreram forte destruição e, facilitando assim a liberação por ataque ácido fraco. O Pb radiogênico ocorre como íon tetravalente diferindo do Pb estrutural divalente durante o ataque ácido. O resíduo final do ataque ácido contém o Pb mais primário que estaria nas porções menos afetadas do mineral (Frei & Kamber, 1975, Frei et al. 1997, 1998).

Segundo Frei & Kamber (1975) o arranjo linear dos pontos analisados por PbSL nos diagramas uranogênico ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) e toriogênico ($^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) indica que: 1) o mineral teve composição isotópica inicial homogênea e, 2) não foi afetado por distúrbios tardios que poderiam levar a abertura parcial do sistema U-Th-Pb. Contudo o não alinhamento no diagrama toriogênico não invalida a idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ obtida.

A técnica de PbSL foi utilizada em 15 amostras, sendo 8 de pirita, 4 de pirrotita, uma de esfalerita, uma de magnetita e uma de ouro, na tentativa de se obter a datação da mineralização, registrar as heterogeneidades de Pb e obter as razões mais primitivas de cada fase mineral analisada. Os procedimentos de PbSL foram baseados nos trabalhos de Mellito (1998), Erel *et al.* (1997), Frei & Pettke (1996) e Frei *et al.* (1998) com algumas modificações. Além dos produtos de lixiviados, em cinco amostras também foram obtidas as composições isotópicas totais, que representam um valor intermediário das composições dos lixiviados. Outras cinco amostras foram analisadas pela técnica de dissolução total, descrita no item 1.3.

A seguir, serão apresentados e discutidos os resultados isotópicos de Pb para as fases minerais do minério da mina Cuiabá.

6.2.1 - Pirita

São apresentados os resultados das análises em piritas porfiroblástica, fina, grossa e maciça, os quais constam na Tabela 10, e os respectivos procedimentos analíticos estão descritos no item 1.3 e anexo III.

- Pirita Porfiroblástica

As amostras analisadas referem-se a cristais de pirita de tamanho acima de 0,3 cm, com formas idioblásticas a subidioblásticas, faces bem definidas ou irregulares, por vezes com feição poiquiloblástica e zoneamento mostrando borda e núcleo, os quais ocorrem dispersos na formação ferrífera bandada ou formando por vezes concentrações em bandas.

Tabela 10 – Resultados analíticos Pb-Pb das amostras de pirita porfiroblástica, fina e grossa.

<i>Tipo</i>	<i>Amostra</i>	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	<i>Erro (1s)</i>	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	<i>Erro (1s)</i>	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	<i>Erro (1s)</i>
Pirita pórfiro	MC-1	14,411	0,037	14,917	0,035	34,145	0,038
	MC-1A	14,370	0,008	14,897	0,008	34,086	0,009
	MC-1 L1	14,619	0,013	14,933	0,014	34,254	0,014
	MC-1 L2	14,623	0,007	14,919	0,006	34,222	0,005
	MC-1 L3	14,478	0,010	14,883	0,010	34,091	0,011
	MC-1 L4	14,441	0,034	14,912	0,035	34,163	0,035
	MC-1 L5	14,629	0,007	14,935	0,008	34,317	0,008
	MC-1 L6	14,116	0,051	14,853	0,054	33,866	0,055
	MC-1 R	15,195	0,023	14,992	0,024	35,628	0,023
	MC-4 L1	13,933	0,010	14,801	0,011	33,645	0,012
	MC-4 L2	13,872	0,016	14,807	0,016	33,672	0,015
	MC-4 L3	13,659	0,008	14,761	0,007	33,460	0,008
	MC-55	13,560	0,014	14,715	0,016	33,390	0,015
	MC-55/1	13,560	0,003	14,695	0,003	33,323	0,003
	MC-55/2	13,571	0,007	14,698	0,006	33,327	0,006
	MC-65 L2	13,674	0,010	14,729	0,010	33,457	0,010
	MC-65 L3	13,645	0,005	14,710	0,006	33,408	0,007
	MC-65 L4	13,743	0,013	14,908	0,015	34,004	0,018
	MC-103 L1	16,606	0,012	15,291	0,012	35,360	0,011
	MC-103 L2	16,349	0,011	15,266	0,012	35,252	0,013
	MC-103 L3	16,873	0,016	15,351	0,014	35,661	0,013
	MC-103 L4	16,290	0,020	15,300	0,016	35,301	0,025
Pirita fina	MC-65a	13,776	0,021	14,797	0,022	33,697	0,021
	MC-65b	13,724	0,006	14,713	0,004	33,419	0,004
	MC-65 L2	13,737	0,004	14,725	0,005	33,451	0,005
	MC-65 L3	13,758	0,007	14,758	0,007	33,558	0,008
	MC-65 L4	13,739	0,002	14,723	0,002	33,452	0,002
	MC-65 L5	13,731	0,003	14,734	0,003	33,493	0,004
	MC-65 L6	13,669	0,004	14,711	0,004	33,403	0,004
	MC-65 R	13,837	0,003	14,731	0,003	33,523	0,004
	MC-60	13,726	0,017	14,782	0,020	33,567	0,023
Pirita grossa	MC-5	13,679	0,024	14,750	0,027	33,446	0,028
	MC-5A	13,783	0,040	14,780	0,039	33,555	0,041
	MC-Oa	14,004	0,006	14,751	0,006	33,607	0,006
	MC-Ob	14,045	0,008	14,750	0,008	33,606	0,009
Pirita maciça	MC-3 L1	14,007	0,031	14,848	0,030	33,816	0,040
	MC-3 L2	13,946	0,009	14,782	0,010	33,825	0,010
	MC-3 L3	13,689	0,008	14,767	0,008	33,571	0,010
	MC-6 L1	13,927	0,015	14,795	0,015	33,713	0,014
	MC-6 L3	13,726	0,008	14,779	0,008	33,573	0,009
<i>Amostras de Lobato et al. (2001a)</i>							
Pirita grossa	7FGS-8-G2-A	13,642	0,004	14,735	0,004	33,427	0,005
	7FGS-8-G2-A L1	13,726	0,010	14,787	0,010	33,583	0,011
	7FGS-8-G2-A L2	13,624	0,007	14,694	0,007	33,308	0,007
	7FGS-8-G2-A L3	13,592	0,020	14,686	0,019	33,361	0,022

Cont. Tabela 10.

<i>Tipo</i>	<i>Amostra</i>	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	<i>Erro (1s)</i>	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	<i>Erro (1s)</i>	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	<i>Erro (1s)</i>
	7FGS-8-G2-A L4	13,624	0,005	14,713	0,005	33,539	0,006
	7FGS-8-G2-A L5	13,663	0,006	14,757	0,006	33,498	0,006
	7FGS-5-G4	13,676	0,006	14,742	0,006	33,457	0,006
fina	7FGS-8-G2-B	13,807	0,008	14,820	0,008	33,632	0,009
	7FGS-8-G2-B L1	13,780	0,003	14,805	0,003	33,607	0,003
	7FGS-8-G2-B L2	13,752	0,008	14,765	0,007	33,504	0,008
	7FGS-8-G2-B L3	13,731	0,009	14,726	0,008	33,453	0,009
	7FGS-8-G2-B L4	13,773	0,009	14,755	0,008	33,289	0,009
	7FGS-8-G2-B L5	13,768	0,015	14,752	0,016	33,459	0,022
Muito fina	7FGS-5-G3	13,745	0,005	14,750	0,005	33,491	0,005
Pirita/po	7FGS-8-G5	13,757	0,125	14,850	0,080	33,425	0,085

Foram analisadas 5 amostras de pirita porfiroblástica, sendo 4 por PbSL (MC-1, MC-4, MC-65 e MC-103) e uma por análise total (MC-55) que, com exceção da amostra MC-103, forneceram as seguintes razões isotópicas: $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 13,560 - 14,629$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 14,695 - 14,935$ e $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 33,323 - 34,317$. A amostra MC-103 possui composição distinta das demais, com razões isotópicas mais elevadas de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 16,290 - 16,873$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15,266 - 15,351$ e $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 35,252 - 35,661$ (Figura 22). A seguir, será discutida cada amostra de pirita porfiroblástica analisada.

A amostra **MC-55**, apresentou a composição isotópica menos radiogênica de todas as amostras analisadas com idade modelo SK de 2,73 Ga Ma. A composição é homogênea nas 3 sub-amostras analisadas, que se referem à mesma amostra de mão preparada de forma diferente. Duas amostras foram preparadas em almofariz de ágata enquanto uma terceira (MC-55/2) foi preparada usando uma broca diamantada, com retirada de material apenas do núcleo da pirita, a fim de se obter a composição isotópica de Pb mais próxima da original. Apesar de ser apenas uma amostra, nota-se a possibilidade de se utilizar este equipamento no preparo de amostras para análises de Pb.

A amostra **MC-1** apresentou um maior espalhamento dos pontos analíticos, entretanto sem definição de isócrona no diagrama uranogênico. Na análise por PbSL, o ataque ácido sucessivo com ácidos mais fortes provoca um aumento das razões isotópicas de Pb a cada etapa, com a recuperação no final do Pb menos radiogênico ou mais primitivo. No caso da amostra MC-1 isso não ocorreu, com a recuperação de Pb radiogênico no lixiviado L5. Os dois primeiros lixiviados L1 e L2 mostram também Pb radiogênico, o que é normal em ataques de lixiviação. O último lixiviado da pirita L6 mostra a composição de Pb menos radiogênica enquanto o resíduo a mais radiogênica do conjunto. O resíduo é representado por quartzo, que não foi atacado pelos ácidos de lixiviação e ocorre como inclusão na pirita. Outras inclusões observadas ao microscópio nessa pirita foram de albita e carbonatos.

Figura 22 - Diagrama Pb-Pb das piritas porfiroblásticas com as curvas dos reservatórios do modelo da Plumbotectônica. A amostra de ouro é apenas como referência.

CS = crosta continental, M = manto, CI = crosta inferior, O = ambiente orogenético.

O não alinhamento dos pontos da amostra MC-1 no diagrama $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ x $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (Figura 23) pode significar que a pirita analisada contém inclusões que não estão em equilíbrio isotópico ou abertura parcial do sistema U-Pb durante um evento posterior produzindo recrystalizações que possibilitariam a entrada de Pb de composição isotópica distinta na estrutura do sulfeto. Observa-se que há uma dispersão dos pontos em relação à reta com inclinação relativa à idade de 2600 Ma, considerada como idade da alteração hidrotermal associada à mineralização. A reta definida pelos pontos analíticos intercepta a curva de evolução crustal Stacey & Krammers (1975) em 2,56 Ga, considerada como a idade modelo da pirita MC-1.

A composição isotópica de Pb da amostra de quartzo fumê, que ocorre junto com a pirita porfiroblástica MC-1 (Tabela 12), é próxima do valor do resíduo de quartzo da análise da pirita, os quais não se alinham com a reta relativa à idade de 2600 Ma. Os pontos analíticos de quartzo e o lixiviado L6 se alinham próximos a uma isócrona de referência de 2150 Ma, sugerindo recrystalização de quartzo em evento posterior à formação da mineralização.

Figura 23 - Diagrama das composições isotópicas de Pb em lixiviados da pirita porfiroblástica MC-1. Os pontos MC-1 e MC-1A representam as análises totais, L os produtos de lixiviados e R o resíduo de quartzo. A curva é do modelo de evolução de Pb Stacey & Kramers (1975).

No diagrama $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ x $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ da Figura 23, observa-se um certo alinhamento dos pontos analíticos em relação a curva de SK, com exceção do resíduo de quartzo que possui alta razão Th/Pb e distinta das demais. No diagrama toriogênico, o alinhamento de pontos analíticos indica que não ocorreram distúrbios isotópicos no sistema U-Th-Pb após a cristalização da pirita ou pode ser resultado de mistura de Pb de fontes diferentes. No caso da pirita MC-1, há indicações no diagrama uranogênico de reabertura isotópica posterior a sua formação, sugerindo que o alinhamento no diagrama toriogênico representa mistura de Pb. O quartzo fumê, que se encontra mineralizado, se alinha com os pontos analíticos da pirita, indicando que há uma variação na razão Th/U das fases de quartzo no minério.

As amostras **MC-4**, **MC-65** e **MC-103** analisadas por lixiviação sequencial não forneceram isócronas. Para essas amostras foram feitos respectivamente 3, 4 e 4 produtos de lixiviados, sendo que o primeiro lixiviado da amostra MC-65 não teve Pb suficiente para a análise espectrométrica. Os lixiviados da amostra **MC-4** apresentam certo alinhamento no diagrama uranogênico segundo a reta de 2600 Ma com intercepto da curva SK em 2,58 Ga.

Os lixiviados da amostra **MC-65** mostram composição isotópica homogênea das razões $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, com exceção do último lixiviado L4 que apresenta razões mais radiogênicas. Tal fato pode ser resultado de um ataque mais eficiente dos ácidos clorídrico e nítrico (água régia) na liberação de Pb radiogênico do que o ácido bromídrico utilizado na fase inicial de lixiviação (Anexo III). De qualquer modo, esta razão isotópica mais alta de Pb dentre os lixiviados é interpretada como presença de Pb oriundo de fonte diferente, talvez mais antigo na estrutura da pirita. A idade modelo SK dessa pirita é 2,72 Ga .

A pirita da amostra **MC-103** ocorre como grandes cristais paralelos à foliação do filito grafitoso com até 1,5 cm de tamanho e distante da zona mineralizada. Apresenta a composição isotópica de Pb homogênea e mais radiogênica dentre as amostras analisadas de pirita, e com pequeno espalhamento dos pontos analíticos nos diagramas uranogênico e toriogênico (Figura 24). No diagrama uranogênico, observa-se um alinhamento dos três primeiros lixiviados segundo a reta relativa à idade de 2240 Ma. O quarto lixiviado L4, que corresponde a cerca de 90% em peso da amostra, representa o ^{206}Pb menos radiogênico, e não ocorre alinhado com os demais lixiviados, possuindo uma idade modelo SK de 1,2 Ga. Os pontos relativos aos produtos de lixiviados L3 e L4, recuperados de ácidos mais fortes, se alinham segundo a reta de 1350 Ma. Estas idades são aqui interpretadas como idades de mistura, sem significação geológica maior.

A análise do conjunto de amostras de pirita porfiroblástica na Figura 22, permite observar que os respectivos pontos analíticos não constituem isócrona, e se posicionam em campos distintos, segundo as curvas dos reservatórios geoquímicos do modelo da Plumbotectônica, indicando uma heterogeneidade na

fonte do Pb. As amostras MC-4, 55 e 65 indicam participação de Pb oriundo de rochas da crosta continental e manto, enquanto uma maior participação de Pb oriundo do manto e crosta inferior é indicada para a amostra MC-1. No diagrama toriogênico da Plumbotectônica, as amostras mostram alinhamento segundo as curvas da crosta continental, manto e ambiente orogenético, com exceção de um lixiviado da amostra MC-65 e do resíduo de quartzo da amostra MC-1 que indicam origem de Pb da crosta inferior. A amostra MC-103 se posiciona abaixo da curva da crosta continental indicando uma maior participação de Pb da crosta superior, o que é normal esperar, face a sua formação em meio à rochas pelíticas. Aparentemente, a formação desta pirita não tem correlação com as demais piritas analisadas, que ocorrem no minério Cuiabá.

As idades modelos SK calculadas para as piritas porfiroblásticas que ocorrem no minério Cuiabá variam entre 2,73 e 2,56 Ga. Este comportamento das piritas porfiroblásticas sugere que as mesmas incorporaram, em épocas diferentes, Pb provenientes de fontes heterogêneas, através de processos de remobilizações de fluidos e recristalizações posteriores.

Figura 24 - Diagrama das composições isotópicas de Pb em lixiviados (L) da pirita porfiroblástica MC-103.

- Pirita Fina

As amostras analisadas são constituídas por pirita de granulação fina, com cristais euédricos a subédricos de tamanhos <100µm, que constituem bandas com aspecto disseminado ou maciço. Associadas às piritas finas podem ocorrer pirita porfiroblástica e grossa, pirrotita, clorita e sericita.

Foram analisadas as amostras MC-65 por lixiviação sequencial e a MC-60 por digestão total. Esta última apresentou razões isotópicas de Pb similares às aquelas obtidas para a amostra MC-65, que será discutida a seguir.

A amostra MC-65 representa uma pirita muito fina constituindo bandas maciças dentro da FFB mineralizada. Os resultados analíticos dos lixiviados, resíduo de silicatos e amostra total da amostra MC-65 apresentam razões isotópicas bem homogêneas e não definem um arranjo linear de isócrona (Figura 25). Os resultados obtidos para as razões isotópicas são $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 13,669\text{-}13,837$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 14,711\text{-}14,758$ e $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 33,403\text{-}33,523$ (Tabela 10). Entretanto, como essas composições isotópicas são concordantes à curva SK, admitem-se idades modelos para esta pirita, que variam entre 2,64-2,69 Ma, com exceção do resíduo com idade de 2,54 Ma.

O lixiviado L1 não apresentou emissão de Pb durante a análise espectrométrica. Foram analisadas duas sub-amostras por análise total e que mostraram razões isotópicas próximas, mas diferentes dentro do erro analítico. Entretanto, ambas mostram razões de Pb dentro do intervalo dos lixiviados. Essa amostra difere das demais analisadas por apresentar uma alta concentração de Pb (>600 ppm) e maior proporção no resíduo de um material escuro similar a material carbonoso, o que poderia explicar a alta concentração de Pb, já que matéria orgânica possui forte adsorção de metais.

Utilizando os dados isotópicos de Pb nos diagramas da Plumbotectônica, estes indicam que a fonte de Pb das piritas finas é compatível com uma mistura de reservatórios desde crosta continental inferior, manto e crosta superior, mas com maior participação da crosta superior (Figura 26). Os produtos de lixiviados da amostra de pirita fina analisada por Lobato *et al.* (2001a; Tabela 13) mostram comportamento similar às aqui analisadas e foram lançadas nos diagramas da Figura 26 para comparação.

Figura 25 – Diagrama das composições isotópicas de Pb em produtos de lixiviados (L) de pirita muito fina. O ponto analítico MC-65 representa a análise total e R o resíduo.

- Pirita Grossa

Foram analisadas 3 amostras constituídas por grãos de pirita menor que 0,3 cm de tamanho, com forma em geral euédrica, que ocorrem no bandamento da FFB e associada com a pirita fina e pirrotita. As razões isotópicas de Pb obtidas são $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 13,679\text{-}14,045$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 14,750\text{-}14,842$ e $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 33,446\text{-}33,825$ (Tabela 10), que forneceram idades modelo SK entre 2,55 e 2,63 Ga.

A amostra MC-5 ocorre no bandamento da FFB associada com siderita e anquerita. As amostras MC-5 e MC-5A não mostraram diferenças entre si nas razões isotópicas de Pb (Tabela 10). A primeira representa um concentrado puro de pirita enquanto a segunda representa um concentrado impuro com carbonato associado. Esta análise foi feita para verificar a influência de Pb proveniente dos carbonatos na análise da pirita, que aparentemente não tem influência na composição da pirita. Entretanto, a análise Pb-Pb da FFB, que contém carbonato, em que esta pirita foi amostrada, é mais radiogênica, indicando que quantidades maiores de carbonato agregado à pirita tem influência na composição isotópica de Pb da pirita.

Figura 26 - Diagrama Pb-Pb das piritas finas com as curvas dos reservatórios do modelo da Plumbotectônica. A amostra Fina 1 refere-se as análises de pirita fina de Lobato *et al.* (2001). CS = crosta continental, M = manto, CI = crosta inferior, O = ambiente orogenético.

A amostra MC-0 representa a pirita euédrica, que ocorre no bandamento da FFB associada à magnetita com razões isotópicas de Pb mais radiogênicas do que a amostra anterior (Tabela 10). As duas amostras MC-0 a e b são idênticas sob análise da lupa binocular, mas têm comportamento diferente sob ação do imã de mão. A amostra MC-0 b é atraída pelo imã devido à presença de inclusões de magnetita ou pirrotita nos grãos desta amostra. Como as composições isotópicas medidas foram as mesmas, isto demonstra que essas inclusões não tiveram influência na composição isotópica dos sulfetos.

A amostra MC-3, que ocorre no minério com pirrotita e sericita associada, e a amostra MC-6, que representa a pirita do minério maciço, foram analisadas por lixiviação sequencial. Os resultados de ambas as amostras não definiram um arranjo linear, com as razões isotópicas de Pb homogêneas. O primeiro lixiviado da amostra MC-3 tem a composição de Pb relativamente mais alta devido à presença de carbonato agregado.

As composições isotópicas de Pb da pirita grossa e maciça, quando lançadas no diagrama $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ x $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ da Figura 27 com as curvas do modelo da Plumbotectônica como referência, sugerem que a fonte de Pb destas piritas é principalmente composta por rochas da crosta superior com um envolvimento subordinado de Pb proveniente da crosta inferior e/ou manto. Os resultados dos lixiviados da pirita grossa analisada por Lobato *et al.* (2001a) mostram arranjo similar às aqui analisadas e foram incluídas nos diagramas para comparação.

6.2.2 - Pirrotita

- Associada à FFB

Foram analisadas amostras de pirrotita que ocorrem associadas à formação ferrífera bandada mineralizada e em veios de quartzo que cortam o bandamento da FFB. A pirrotita associada à FFB é de granulação fina, constituindo bandas centimétricas paralelas ao bandamento da rocha. As amostras em veios (bolsão) de quartzo ocorrem como agregados maciços com cerca de 2 cm de tamanho (Prancha 8.A. Cap.3). Os resultados analíticos estão na Tabela 11.

As amostras de pirrotita associada à FFB (MC-64 e MC-33) apresentaram razões isotópicas $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ variando entre 14,054 e 14,151, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ entre 14,795 e 14,838 e $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ de 33,718 e 33,977. A amostra MC-64 foi analisada por dissolução total e PbSL com pequeno espalhamento das razões isotópicas de Pb dos quatro produtos de lixiviados. O ultimo lixiviado L4 apresenta comportamento distinto dos outros lixiviados, apresentando composições isotópicas de ^{206}Pb e ^{208}Pb mais radiogênicas, enquanto a de ^{207}Pb pouco varia. Os três primeiros lixiviados e a análise total definem uma reta no diagrama uranogênico que intercepta a curva de Stacey & Kramers (1975) em 2264 e 3037 Ma.

Figura 27 - Diagrama Pb-Pb da pirita grossa com as curvas dos reservatórios do modelo da Plumbotectônica. A amostra grossa 1 refere-se as análises de pirita grossa de Lobato *et al.* (2001) e a amostra 55 é a pirita porfiroblástica menos radiogênica para comparação.

CS = crosta continental, M = manto, CI = crosta inferior, O = ambiente orogenético.

A pirrotita da amostra MC-3 ocorre associada à pirita da zona mineralizada com a razão $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ variando entre 13,866 e 14,021, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ entre 14,743 e 14,802 e $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ de 33,533 e 33,694. Foi realizada lixiviação em duas etapas para se eliminar o Pb de carbonato agregado à pirrotita, tendo então o lixiviado composição isotópica de Pb um pouco mais alta do que o resíduo que representaria a pirrotita pura. Lançando-se as amostras nos diagramas uranogênico e toriogênico, as mesmas se posicionam próximas a idade modelo SK de 2600 Ma, sugerindo uma idade neoarquena para a formação dessa pirrotita (Figura 28). As análises de pirita e sericita da amostra MC-3 também foram incluídas no diagrama, onde observa-se que a pirita tem composição isotópica de Pb próxima a pirrotita. Foi traçada a reta relativa à idade de 500 Ma como referência, já que a amostra de sericita forneceu idade Ar-Ar em torno de 0,5 Ga. Observa-se que, alguns pontos analíticos mostram um alinhamento com essa reta, como por exemplo, o lixiviado L4 da amostra MC-64, indicando que pode ter ocorrido uma reabertura parcial do sistema Pb-Pb durante o Ciclo Brasileiro, em alguns locais mais afetados pela tectônica neoproterozóica.

Com base nos resultados analíticos lançados nos diagramas da Plumbotectônica (Figura 29) sugere-se que a fonte de Pb das pirrotitas na FFB mineralizada é principalmente composta por rochas do manto e crosta inferior, diferindo das pirritas que mostram uma participação maior de rochas crustais como fonte de Pb. As galenas analisadas por Thorpe *et al.* (1984) também foram incluídas no diagrama, com comportamento similar ao da pirrotita.

Figura 28 – Diagrama uranogênico das composições isotópicas de Pb em pirrotitas que ocorrem no bandamento da FFB, bem como a sericita e clorita da amostra MC-3. A curva é a do modelo de evolução de Pb de Stacey & Kramers (1975).

Tabela 11 - Resultados analíticos Pb-Pb das amostras de pirrotita, esfalerita, magnetita e ouro.

<i>Tipo</i>	<i>Nº da Amostra</i>	<i>Pb²⁰⁶/Pb²⁰⁴</i>	<i>Erro (1s)</i>	<i>Pb²⁰⁷/Pb²⁰⁴</i>	<i>Erro (1s)</i>	<i>Pb²⁰⁸/Pb²⁰⁴</i>	<i>Erro (1s)</i>
Pirrotita em veio	MC-11	15,511	0,009	15,138	0,008	35,291	0,009
	MC-11 L1	17,134	0,011	15,485	0,011	36,972	0,012
	MC-11 L2	16,834	0,022	15,401	0,023	36,745	0,031
	MC-11 L3	14,650	0,023	14,973	0,022	34,405	0,023
	MC-11 L4	14,793	0,004	15,008	0,004	34,569	0,004
	MC-11 L5	15,026	0,034	15,054	0,033	34,818	0,035
	MC-95A L1	14,820	0,009	14,960	0,007	34,562	0,007
	MC-95A L2	14,118	0,012	14,831	0,014	33,843	0,015
	MC-95A L3	14,105	0,013	14,840	0,010	33,876	0,010
	MC-95A R	14,094	0,014	14,816	0,015	33,805	0,016
	MC-95B L1	14,576	0,008	14,936	0,009	34,345	0,007
	MC-95B L2	14,252	0,014	14,878	0,013	34,046	0,018
	MC-95B L3	14,165	0,010	14,835	0,008	33,878	0,010
	MC-95B R	14,230	0,015	14,841	0,014	33,934	0,015
Pirrotita na FFB	MC-33	14,151	0,031	14,806	0,032	33,810	0,032
	MC-64	14,072	0,016	14,815	0,017	33,750	0,017
	MC-64 L1	14,054	0,011	14,808	0,011	33,718	0,017
	MC-64 L2	14,124	0,006	14,838	0,006	33,856	0,008
	MC-64 L3	14,068	0,007	14,815	0,007	33,753	0,007
	MC-64 R	14,354	0,012	14,795	0,011	33,977	0,013
	MC-3 L	14,021	0,007	14,802	0,009	33,694	0,009
	MC-3 R	13,866	0,007	14,743	0,006	33,533	0,006
esfalerita	MC-80A L1	14,206	0,046	14,804	0,048	33,953	0,050
	MC-80A L2	14,209	0,009	14,761	0,008	33,802	0,009
	MC-80A L3	14,215	0,058	14,823	0,059	34,005	0,066
	MC-80A R	14,103	0,045	14,723	0,040	33,668	0,052
	MC-80B L1	14,228	0,010	14,763	0,010	33,835	0,011
	MC-80B L2	14,252	0,037	14,847	0,043	34,080	0,062
	MC-80B L3	14,207	0,020	14,772	0,021	33,848	0,021
	MC-80B R	14,201	0,030	14,810	0,034	33,954	0,036
magnetita	MC-O	16,233	0,034	14,949	0,033	34,381	0,031
	MC-O L1	14,422	0,023	14,838	0,023	34,102	0,024
	MC-O L2	18,272	0,116	15,240	0,113	35,945	0,117
	MC-O L3	18,780	0,217	15,293	0,238	35,997	0,223
	MC-O-L4	20,202	0,150	15,075	0,159	34,517	0,155
	MC-O L5	29,566	0,337	15,888	0,344	36,461	0,348
	MC-O L6	14,233	0,316	14,732	0,303	33,742	0,312
	MC-O R	20,300	0,551	15,546	0,557	37,410	0,545
	MC-O L6 (2)	18,154	0,099	15,088	0,100	34,835	0,105
	MC-O R (2)	18,925	0,283	15,176	0,275	35,179	0,285
Ouro	Au L1	16,132	0,135	15,343	0,157	36,188	0,170
	Au L2	16,051	0,023	15,228	0,021	35,733	0,024
	Au L3	14,706	0,530	14,758	0,480	33,890	0,482
	Au L4	15,387	0,044	14,975	0,044	34,752	0,044
	Au R	15,222	0,289	14,784	0,279	34,213	0,295
<i>Galenas de Thorpe et al. (1984)</i>							
galena		13,854	-	14,660	-	33,483	
		13,856	-	14,669	-	33,495

Figura 29 - Diagrama Pb-Pb das pirrotitas que ocorrem no bandamento da FFB, os produtos de lixiviados da pirrotita em veio MC-95 e dois lixiviados menos radiogênicos da amostra MC-11, além da amostra de esfalerita. A amostra de galena é de Thorpe *et al.* (1984).

As curvas são as dos reservatórios geoquímicos do modelo da Plumbotectônica. CS = crosta continental, M = manto, CI = crosta inferior, O = ambiente orogênico.

- Em veios

Foram analisadas duas amostras de pirrotita em veios por produtos de lixiviados, a MC-11 e MC-95. A amostra MC-11 apresentou uma maior variação nas razões isotópicas com $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ variando entre 14,650 e 17,134, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ entre 14,973 e 15,973 e $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ de 34,405 a 36,972. A razão da amostra por digestão total ficou dentro do intervalo da apresentada pelos lixiviados, representando uma média dos pontos analisados. O primeiro lixiviado apresenta o Pb mais radiogênico e o lixiviado L3 o menos radiogênico, evidenciando que a recuperação de Pb comum não foi progressiva. Segundo Frei *et al.* (1999) esse comportamento sugere que a distribuição de U é heterogênea no mineral ou contem inclusões sólidas, sendo o último caso pouco provável, pois não foi detectada a presença de inclusões sob análise microscópica e MEV.

As composições isotópicas da amostra MC-95 são $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ = 14,094-14,820, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ = 14,816-14,960 e $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ = 33,805-34,562. Esta amostra foi preparada em duas frações granulométricas distintas, MC-95A na fração 16-35 *mesh* e a MC-95B na fração 35-80 *mesh*. Essa preparação foi feita para testar se ocorria um maior espalhamento das amostras, o que de fato ocorreu, permitindo assim a análise de sub-amostras de uma mesma amostra.

Lançando-se todos os pontos analíticos no diagrama $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ x $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ obtêm-se uma reta que corresponde a uma idade de 2938 ± 81 Ma (MSWD=381, 1 σ ; Figura 30). O alto valor do MSDW deve-se aos baixos desvios analíticos e a dispersão dos pontos. No diagrama toriogênico $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ x $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ observa-se um alinhamento dos pontos, que segundo Browning *et al.* (1987) e Frei *et al.* (1999) pode indicar que não ocorreram distúrbios posteriores no sistema U-Th-Pb, ou que pode ser resultado de uma mistura de Pb de duas fontes distintas. Frei *et al.* (1999) em estudos de lixiviados admite que como a efetividade da lixiviação pode ser diferente para cada uma das etapas, é altamente improvável que o Pb fosse particionado proporcionalmente durante os ataques ácidos.

O valor de 2,9 Ga é interpretado como a idade da fonte de Pb que foi incorporado na pirrotita, provavelmente das rochas hospedeiras. A presença de uma crosta continental mais antiga na região foi indicada por Noce *et al.* (2004, 2005), a partir da análise de zircões herdados nas rochas vulcanoclásticas do *greenstone belt* Rio das Velhas com idades entre 2,87 e 3,44 Ga. Outros indícios de crosta siálica antiga na evolução do Quadrilátero Ferrífero são a presença de zircão herdado e os valores de ϵ_{Nd} nos gnaisses TTG. Dentro desse contexto a idade de 2938 Ma tem significado geológico e pode ser correlacionada ao evento metamórfico-magmático Belo Horizonte de 2,9-2,8 Ma, definido por Schrank & Machado (1996b).

A reta definida pelos pontos analíticos das pirrotitas corta a curva de evolução crustal Stacey & Krammers (1975) em dois pontos, em 2,6 Ga (inferior) e 0,7 Ga (superior). A idade em torno de 2,6 Ga representaria a época de formação da pirrotita em veio de quartzo, que corta o bandamento da FFB, e a mais jovem, em torno de 0,7 Ga, a época de um evento superimposto afetando a mineralização (Brasiliano). O fato dos dois primeiros lixiviados, e os mais radiogênicos, estarem próximos do intercepto superior reforça a

reabertura do sistema por um evento posterior no Neoproterozóico.

Figura 30 – Diagrama das composições isotópicas de Pb em produtos de lixiviados de pirrotita em veio de quartzo. A curva é a do modelo de evolução de Pb de Stacey & Kramers (1975).

6.2.3 – Esfalerita

A amostra de esfalerita analisada é um fragmento maciço que ocorre em bolsões dentro da área da mina e que foi coletada pela equipe de mapeamento da mina e gentilmente cedida para essa pesquisa. Foram feitas análises por PbSL em duas sub-amostras da esfalerita, sendo a MC-80 A na fração granulométrica de 16-35 *mesh* e a MC-80B na fração 35-60 *mesh*.

As análises dos lixiviados da esfalerita apresentaram uma pequena variação nas razões isotópicas, com $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ entre 14,103 e 14,252, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ entre 14,723 e 14,847 e $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ de 33,668 a 34,080 (Tabela 11). As composições isotópicas da razão $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ são mais homogêneas, com maior variação nas razões $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, indicando uma participação de Pb de fontes antigas e distintas na sua formação. Nos diagramas da Plumbotectônica a esfalerita tem comportamento próximo da pirrotita indicando que a fonte de Pb é proveniente de rochas do manto e crosta inferior, com um envolvimento subordinado de Pb da crosta superior (Figura 29).

6.2.4 - Ouro

A amostra de ouro analisada é um concentrado gravimétrico da planta metalúrgica, que foi previamente purificada na lupa binocular para retirar fragmentos metálicos dos equipamentos da planta. Posteriormente, foi atacada com HCl para eliminar quaisquer fragmentos de sulfetos. O concentrado foi atacado por lixiviação sequencial em cinco etapas, resultando em razões isotópicas de Pb mais radiogênicas do que as observadas para a maioria das pirritas analisadas, com $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ variando entre 14,755 - 16,051; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ entre 14,826 - 15,228 e $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 34,061 - 35,733$. O primeiro lixiviado L1 apresentou a razão mais alta de Pb e como foi atacado com ácido fluorídrico deve representar a digestão de quartzo e fragmentos das rochas hospedeiras do ouro, bem como Pb superficial deste metal.

Lançando-se os resultados analíticos de Pb no diagrama $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ x $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, excluindo-se os lixiviados L1 e L5, observa-se um certo alinhamento dos pontos segundo uma reta com idade de 3469 ± 84 Ma, que intercepta a curva de evolução SK em 1066 e 3077 Ma (Figura 31). Estes resultados podem ser interpretados de forma similar ao da pirrotita em veio, com o valor mesoarqueano em torno de 3,5 Ga interpretado como a idade da rocha fonte de Pb que foi incorporado no ouro. Zircões detríticos de 3,5 Ga já foram encontrados nas rochas superiores do Grupo Nova Lima e Maquiné, indicando a participação de crosta continental pré-existente. A idade em torno de 3,1 Ga pode representar a época de incorporação do ouro nas rochas hospedeiras e a idade mais jovem, em torno de 1,1 Ga a reabertura do sistema Pb-Pb no ouro provocado por remobilizações posteriores na mineralização tardi-arqueana.

O posicionamento dos pontos analíticos de ouro no diagrama uranogênico da Plumbotectônica (Figura 22) sugere que o Pb do ouro provém principalmente de rochas da crosta inferior e manto, enquanto no toriogênico indica também participação de crosta superior.

Apesar de não se ter obtido a concentração de U no ouro, as composições isotópicas de Pb obtidas

para o ouro refletem uma reabertura do sistema Pb-Pb no ouro por um evento pós-mineralização tardi-arqueano. Embora o diagrama da Plumbotectônica não seja específico para o cálculo de idade, a posição do ouro próximo à isócrona secundária de 1,2 Ga também indica uma reabertura do sistema Pb-Pb no ouro. Análises Pb-Pb em ouro de mineralização arqueana feitas por Eugster *et al.* (1995) indicam uma correção nas idades modelo de 300 Ma, com teores de U até 62 ppb. Esta correção sugere que mesmo a presença de Pb radiogênico, produzido pelo decaimento do U na estrutura do ouro, não modificaria tanto suas razões isotópicas de Pb, reforçado ainda pelo fato de que o sistema mineralizante não é rico em U.

Figura 31 – Diagrama das composições isotópicas de Pb da amostra de ouro. A curva é a do modelo de evolução de Pb de Stacey & Kramers (1975).

6.2.5 – Magnetita

A amostra de magnetita analisada representa cristais idiomórficos à sub-idiomórficos com tamanhos variados até 0,3 cm, que ocorrem em finas bandas na formação ferrífera bandada.

Foram realizadas duas análises de lixiviados em magnetita, a primeira com 7 etapas de lixiviação + resíduo e a segunda com 6 lixiviados + resíduo. Da primeira etapa, devido a problemas analíticos, apenas o lixiviado L6 e o resíduo R foram considerados. A segunda análise apresenta erros analíticos elevados, até 0,5% (1 σ), mas como a magnetita apresenta um comportamento diferenciado dos sulfetos, será aqui discutida. O erro analítico mais elevado deve-se a presença de material interferente (Fe) na análise espectrométrica e a pouca quantidade de Pb. A concentração de Pb calculada por diluição isotópica na

magnetita é de 0,064 ppm, que é muito baixo.

As análises dos lixiviados e resíduos na magnetita apresentaram uma grande variação nas razões isotópicas, com $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ entre 14,233 e 29,566, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ entre 14,732 e 15,888 e $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ de 33,742 a 37,410 (11). A razão da amostra por digestão total ficou dentro do intervalo dos lixiviados, representando uma média dos pontos analisados (Figura 32).

O primeiro lixiviado apresenta o Pb menos radiogênico, que junto com o lixiviado L6, o qual representa dissolução de pirita (observado em lupa), possuem composições isotópicas próximas das razões obtidas para pirita porfiroblástica. Análises de pirita total (MC-O py), que ocorre associada com a magnetita, também forneceram razões isotópicas de Pb similares ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 14,004\text{-}14,045$). O resíduo é de quartzo, que apresenta razões isotópicas de Pb elevadas ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 20,300$), similar a do lixiviado L4.

Excluindo os lixiviados L1 e L6 e o resíduo, os demais apresentam uma recuperação de Pb progressiva com o último lixiviado de magnetita (L5) apresentando o Pb mais radiogênico, ao contrário do que a técnica de lixiviação sequencial prediz, em que o Pb menos radiogênico é liberado nas etapas finais da lixiviação. Este experimento não constitui isócrona no diagrama uranogênico, tendo definido uma reta com inclinação relativa à idade de 1200 Ma. Usando apenas os lixiviados L4 e L5, os quais constituem 94% da massa dissolvida de magnetita obtêm-se uma reta de referência de 1358 ± 240 Ma, sugerindo que a magnetita comportou registros de eventos pós-arqueano na mineralização, fato este também sugerido pela recristalização da magnetita.

Os lixiviados de magnetita, individualmente, mostram uma grande variação de valores de μ , segundo o modelo de dois estágios, entre 7,3 e 9,2, o que indica que os cristais de magnetita contêm materiais derivados de fontes distintas que não se homogeneizaram isotopicamente durante o último evento que afetou estes minerais. A magnetita é a fase mineral que mostra o maior distúrbio isotópico de Pb, com os valores $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ mais radiogênicos. A distribuição caótica dos pontos pode indicar que não houve homogeneização isotópica entre os fluidos envolvidos na formação da magnetita.

6.2.6 – Minerais de ganga e de veios

Foram medidas as composições isotópicas de Pb de 10 amostras de quartzo, carbonatos, sericita e clorita, que ocorrem em veios e na ganga, como produtos da alteração hidrotermal, cujos dados analíticos encontram-se na Tabela 12.

Os carbonatos analisados procedem de veios, que cortam o filito grafitoso (MC-52, MC-48 e 7B3G1) e dentro do minério (MC-54). Os carbonatos da amostra MC-52 foram separados em duas sub-amostras, uma de coloração cinza claro (A) e outra cinza mais escuro (B), e que forneceram composições isotópicas de Pb bem similares. A calcita MC-48 também possui composição ^{207}Pb próxima a anterior, mas com as razões ^{206}Pb e ^{208}Pb pouco mais radiogênicas. O carbonato MC-54A, coloração cinza claro (anquerita?), ocorre em

vênulas cortando o minério pirítico e possui as razões isotópicas de Pb mais radiogênicas dos carbonatos. O carbonato 7B 3G1 é do projeto da ADIMB (Lobato *et al.* 2001a) que pode representar calcita em veio ou a FFB recristalizada. No diagrama uranogênico, os pontos analíticos se alinham segundo a idade de 1650 Ma, que aparentemente não tem significado geológico.

O quartzo analisado provem da zona mineralizada, sendo do tipo fumê, que segundo Vieira (2000) pode ser mineralizado. A composição isotópica do quartzo MC-1B é similar ao resíduo de quartzo dos produtos de lixiviados da pirita porfiroblástica MC-1, os quais mostram razões isotópicas radiogênicas de Pb. O quartzo MC-54B tem composição isotópica mais alta que o anterior (Tabela 12).

As amostras de sericita analisadas pelo método Ar-Ar também foram analisadas por Pb-Pb para verificar o comportamento isotópico das mesmas, já que a idade é conhecida (0,5 Ga). A clorita que ocorre associada à sericita MC-65 também foi analisada. Como esta amostra era impregnada por pirrotita, foi feita a análise em duas etapas, um lixiviado representando a pirrotita e, o resíduo a clorita, os quais forneceram composições isotópicas próximas e mais radiogênicas do que a sericita associada.

As sericitas apresentaram composições isotópicas distintas de Pb. A MC-65 mostra valores de Pb pouco radiogênico ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=13,662$) próximos aos da pirita fina e porfiroblástica da mesma amostra ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} \sim 13,650$), indicando que deve ter pouco U e Th na sua estrutura. A MC-3 possui razões de Pb mais altas do que a MC-65 e a pirita e pirrotita (MC-3) associada, com a razão $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 16,116$. Na Figura 28, observa-se um alinhamento da sericita MC-3 com a pirita MC-3, segundo a reta com inclinação relativa à idade de 500 Ma, indicando que o sistema Pb-Pb também foi afetado localmente pelo evento termal Brasileiro.

As composições isotópicas de Pb dos minerais acima analisados sugerem que a mineralização aurífera foi afetada por remobilizações hidrotermais posteriores, com entrada de Pb mais jovem que 2,6 Ga no sistema Cuiabá.

Tabela 12 - Resultados analíticos Pb-Pb das amostras de carbonato em veio, sericita, clorita e quartzo, além das pirritas analisadas por Lobato *et al.* (2001a).

Tipo	Amostra	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	Erro (1s)	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	Erro (1s)	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	Erro (1s)
Carbonato em veio	MC-52A	14,311	0,022	14,758	0,023	33,821	0,022
	MC-52B	14,315	0,023	14,762	0,023	33,832	0,024
	MC-48	14,627	0,020	14,762	0,021	34,322	0,024
	MC-54A	18,906	0,014	15,215	0,015	33,827	0,016
	7B 3G1	15,810	0,009	15,007	0,009	34,179	0,010
sericita	MC-3	16,116	0,063	14,910	0,065	38,306	0,063
	MC-65	13,662	0,020	14,666	0,020	33,297	0,019
clorita	MC-65 L	14,115	0,039	14,736	0,041	33,725	0,043
	MC-65 R	14,184	0,014	14,749	0,015	34,119	0,016
quartzo	MC-1B	15,136	0,013	14,998	0,013	34,731	0,014
	MC-54B	17,667	0,054	15,121	0,045	33,983	0,052

Figura 32 - Diagrama das composições isotópicas de Pb em lixiviados de magnetita. O ponto MC-0 representa a análise total, L é produtos de lixiviados e R o resíduo. O quadrado azul representa a pirita MC-0 a e b. A reta de 2600 Ma serve apenas como referência.

Figura 33 - Diagrama das composições isotópicas de Pb em carbonatos de veios, quartzo, clorita e sericita que ocorrem no minério. A curva é a do modelo de evolução de Pb de Stacey & Kramers (1975).

6.2.7 - Considerações sobre a composição isotópica de Pb da mineralização Cuiabá

Analisando-se todas as amostras de pirita, pirrotita, esfalerita, magnetita e ouro no diagrama do Pb uranogênico tem-se um conjunto bastante variado das composições isotópicas de Pb que constituem a mineralização Cuiabá, com valores pouco radiogênicos e altamente radiogênicos (Figura 34). Em relação aos três tipos de piritas, as composições isotópicas são relativamente homogêneas entre as piritas fina e grossa, com uma maior variação da pirita porfiroblástica. Entretanto, no diagrama uranogênico, os dados analíticos das piritas interceptam a curva modelo de evolução isotópica SK de Pb em pontos distintos, indicando o intervalo temporal de 2,73-2,55 Ga para a formação das várias gerações de piritas (Figura 35).

As piritas porfiroblásticas mostraram diferentes posicionamentos em relação à curva modelo de SK, indicando distintas idades modelo para a geração destas piritas, desde o início do processo de mineralização, em torno de 2,73 Ga, com remobilização/reprecipitação até 2,55 Ga. As piritas grossas, considerando as amostras de Lobato *et al.* (2001a), também tem idade modelo inicial de 2,73 Ga, sugerindo que se formaram ao mesmo tempo e continuaram a precipitação até 2,55 Ga. As idades modelo da pirita fina indicam que se formaram posteriormente as outras piritas, a partir de 2,65 Ga. A ocorrência da pirita fina em bandas paralelas ao bandamento da FFB, é uma das indicações de uma origem singenética para a mineralização, o que não foi constatado nas análises isotópicas de Pb, pois as mesmas não forneceram as composições menos radiogênicas de Pb e consequentemente as idades mais antigas.

No diagrama uranogênico, a maioria dos pontos analíticos se posiciona entre as idades de 2,7-2,6 Ga da curva de SK, a qual tem o traçado próximo à curva da orogênese do modelo da Plumbotectônica. A maior parte das piritas fina e grossa localiza-se acima da curva SK indicando valores de μ_1 maiores que 9,7, implicando em uma fonte da crosta continental superior para essas piritas. No diagrama toriogênico, tem-se uma colinearidade da maioria dos pontos analíticos com a curva SK inferindo uma razão Th/U próxima de 3,8, também indicativa de uma maior contribuição de Pb crustal na formação das piritas.

Lançando-se todas as amostras analisadas no diagrama $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ x $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ da Plumbotectônica, observa-se que os pontos analíticos situam-se em todos os reservatórios geoquímicos, entre as curvas da crosta inferior e crosta continental superior (Figura 34). Entretanto nota-se um predomínio das piritas fina e grossa entre as curvas do manto e crosta superior, durante o neoarqueano, onde as razões U/Pb não eram muito distintas, enquanto as pirrotitas, esfalerita, ouro e duas amostras da pirita porfiroblástica posicionam-se entre as curvas do manto e crosta inferior, já em épocas mais jovens. A magnetita localiza-se abaixo da curva da crosta inferior sugerindo participação de Pb de rochas desse ambiente geoquímico na sua formação. Apesar do diagrama da Plumbotectônica não ser específico para o cálculo de idade, a posição dos pontos analíticos indicam idade preferencial tardi-arqueana para os sulfetos e o ouro associado, já que este ocorre inclusive preferencialmente na pirita. O posicionamento do ouro em relação às curvas da Plumbotectônica sugere uma reabertura do sistema Pb-Pb no ouro, por um evento posterior afetando a mineralização tardi-arqueana.

O comportamento heterogêneo dos sulfetos, ouro e magnetita, que são normais para depósitos de ouro tipo *lode*, situados em áreas policíclicas, sugere que os fluidos hidrotermais que precipitaram a mineralização adquiriram Pb de diferentes reservatórios, como crosta superior, crosta inferior e manto. A incorporação do Pb nas mineralizações ocorreu em épocas distintas, mas principalmente durante o Neoarqueano e o Neoproterozóico. As idades obtidas, relativas ao Mesoproterozóico, como tratam-se de idades modelo, podem na verdade estar sugerindo apenas a atuação do evento Neoproterozóico superimposto às mineralizações neoarqueanas. Outra possibilidade é que estas idades em torno de 1,3-1,1 Ga estejam associadas a um outro evento termal do Proterozóico, indicado pela presença de um dique máfico na região da mina Cuiabá com idade mínima de 1,4 Ga.

Quanto à contribuição das rochas basálticas como fonte de Pb e metais para a mineralização, acredita-se que, se existiu, deve ter sido subordinada, pois os basaltos e os sulfetos não seguem o mesmo *trend*, sugerindo que não possuem uma fonte comum de Pb. O posicionamento das amostras da FFB junto com os sulfetos nos diagramas de Pb pode indicar que os fluidos que circularam pela camada de formação ferrífera provocaram a homogeneização isotópica entre a FFB e os sulfetos, sem determinar o grau de contribuição de Pb dessas rochas para a mineralização.

Figura 35 - Diagrama das composições isotópicas de Pb para os três tipos de piratas. A amostra pirita grossa é a de Lobato *et al.* (2001a) e curva é do modelo de evolução de Pb Stacey & Kramers (1975).

Figura 34 - Diagrama Pb-Pb das composições isotópicas de Pb das pirritas, pirrotitas, esfalerita, magnetita e ouro da mineralização Cuiabá, além das rochas encaixantes, vulcânicas máficas, formação ferífera bandada (FFB) e filito grafitoso (FG). As curvas são do modelo da Plumbotectônica de Zartman & Doe (1981). CS = crosta continental, M = manto, CI = crosta inferior, O = ambiente orogénico.

6.3 – Análises Rb-Sr

A utilização do método Rb-Sr em depósitos minerais é principalmente associada à obtenção da razão inicial de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ em minerais com alto teor de Sr e pobre em Rb, como calcita, plagioclásio, turmalina e scheelita e, mais recentemente, para obtenção de idades em lixiviados de sulfetos, principalmente esfalerita. Pressupõem-se que a razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ dos minerais hidrotermais são representativas dos fluidos hidrotermais dos quais precipitaram e portanto podem ser utilizadas na caracterização da origem destes fluidos.

Datação Rb-Sr direta em pirita ($121,6 \pm 8,1$ Ma) foi feita por Jinhui & Xinhua (2002) utilizando sub-amostragem, concentrados de uma mesma amostra de mão, onde admitem que sub-amostras teriam uma composição isotópica de Sr mais uniforme, já que a troca local entre rocha e fluido geraria um equilíbrio isotópico mais completo. Segundo estes autores, os elementos Rb e Sr estão distribuídos diferencialmente nas inclusões e defeitos cristalinos ou adsorvidos, e a heterogeneidade das razões Rb/Sr poderia provocar um espalhamento das razões isotópicas $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$.

Com o objetivo de caracterizar as razões isotópicas Rb/Sr dos minerais de minério, e tentativamente a idade da mineralização, foram analisadas 8 amostras de sulfetos e uma de magnetita, cujos resultados analíticos estão apresentados na Tabela 12. As amostras foram analisadas pela técnica de diluição isotópica, com exceção da amostra de magnetita a qual se obteve apenas a razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Uma amostra de pirita grossa (MC-5) com agregados de carbonato foi atacada inicialmente com HCl 1N para dissolução dos mesmos, apresentando um lixiviado e o resíduo. Como o esperado, o lixiviado apresentou teor de Sr mais elevado (14,3 ppm) do que do resíduo (0,3 ppm), e que das demais amostras, que obtiveram teores entre 0,02 e 4,54 ppm. Os teores de Rb das amostras são muito baixos, entre 0,004 e 0,13 ppm, com exceção da amostra de pirita muito fina MC-65 que possui teor de 3,27 ppm. A amostra MC-55 apresentou erro elevado na razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e esta é usada apenas como referência.

Lançando-se as amostras no diagrama isocrônico $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \times ^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$, os pontos analíticos situam-se próximos à uma reta com inclinação relativa à idade de 1099 ± 310 Ma, a qual sugere uma remobilização pós-arqueana no sistema Rb-Sr da mineralização (Figura 36), que poderia ser neoproterozóica, a exemplo dos basaltos com alteração hidrotermal que se alinham segundo uma reta com inclinação relativa a idade de 1182 ± 250 . A amostra de pirita muito fina (MC-65), que apresentou o teor de Rb mais alto (3,27 ppm) e razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ mais alta é quem influencia no cálculo da idade.

Foram analisados os três tipos de pirita, porfiroblástica (MC-1 e 55), grossa (MC-5) e fina (MC-60 e 65), duas pirrotitas (MC-33 e 64) e uma magnetita (MC-0), que ocorrem associadas ao bandamento da FFB, e uma pirrotita em veio cortando o bandamento (MC-11). Considerando a baixa razão Rb/Sr dos sulfetos, pode-se considerar as razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ medidas como a razão inicial (R_i) destes sulfetos.

Como a mineralização foi afetada por eventos metamórficos posteriores, que poderiam ter introduzido ou retirado Rb e Sr dos sulfetos e alterado a razão Rb/Sr original destes minerais, nas interpretações foram descartados valores irreais das razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, recalculados para 2,6 Ga, como os

valores menores do que 0,700 e também aqueles que tiveram uma grande variação após a correção.

Levando-se estes princípios em consideração, temos que, tratando-se em conjunto os dados de Lobato *et al.* (2001a), as piratas porfiroblástica e grossa apresentaram variações nas razões isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, com valores situando-se entre 0,705 e 0,708. A pirita fina tem razões maiores entre 0,727 e 0,730, enquanto a pirrotita e a magnetita razões entre 0,717 e 0,720, e a pirrotita de veio razão de 0,732. Carbonatos, que possuem baixa razão Rb/Sr, associados à FFB foram analisados por Lobato *et al.* (2001a) que forneceram razão isotópica de Sr de 0,714 a 0,715.

Tabela 12 - Resultados analíticos Rb-Sr dos sulfetos, magnetita e carbonatos da mineralização Cuiabá, incluindo os dados obtidos por Lobato *et al.* (2001a).

Amostra	Tipo	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	Erro 1 σ	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Erro 1 σ	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ t=2,6 Ga	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ t=0,5 Ga
MC-1	PIRITA PÓRFIRO	0,04	4,54	0,0258	0,0007	0,7055	0,0007	0,7045	0,7053
MC-55	PIRITA PÓRFIRO	0,04	0,83	0,1423	0,0014	0,6948	0,0150	0,6895	0,6938
MC-5 L	PIRITA GROSSA	0,13	14,31	0,0260	0,0063	0,7079	0,0004	0,7069	0,7077
MC-5 R	PIRITA GROSSA	0,004	0,30	0,0341	0,0003	0,7095	0,0008	0,7082	0,7093
MC-60	PIRITA FINA	0,06	3,16	0,0551	0,0010	0,7316	0,0003	0,7296	0,7313
MC-65	PIRITA M. FINA	3,27	1,64	5,8359	0,1082	0,8072	0,0014	0,5876	0,7656
MC-11	PIRROTITA VEIO	0,002	0,02	0,2918	0,0118	0,7319	0,0077	0,7209	0,7298
MC-33	PIRROTITA FFB	0,004	1,26	0,0101	0,0001	0,7169	0,0001	0,7165	0,7168
MC-64	PIRROTITA FFB	0,006	1,64	0,0104	0,0001	0,7192	0,0018	0,7188	0,7192
MC-0	MAGNETITA	-	-	-	-	0,7167	0,00033	-	-
<i>Amostras de Lobato et al. (2001a)</i>									
7FGS 8G2	PIRITA GROSSA T	0,14	3,01	0,1304	0,0011	0,7078	0,00002	0,7029	-
7FGS 8G2	PIRITA GROSSA L1	0,17	149,80	0,0032	0,0000	0,7063	0,00020	0,7061	-
7FGS 8G2	PIRITA GROSSA L2	5,20	93,70	0,1605	0,0013	0,7052	0,00026	0,6991	-
7FGS 8G2	PIRITA GROSSA L3	4,80	19,71	0,7043	0,0056	0,7046	0,00169	0,6781	-
7FGS 8G2	PIRITA GROSSA L4	0,16	4,58	0,1014	0,0015	0,7070	0,00108	0,7032	-
7FGS 8G2	PIRITA GROSSA L5	0,02	0,44	0,1232	0,0011	0,7073	0,00025	0,7026	-
7FGS 8G2	PIRITA FINA	-	-	-	-	0,7079	0,00006	-	-
7FGS 5G3	PIRITA M. FINA	-	-	-	-	0,7269	0,00003	-	-
7FGS 5G4	PIRITA GROSSA	-	-	-	-	0,7166	0,00006	-	-
7FGS 8G5	PIRROTITA/PIRITA	-	-	-	-	0,7178	0,00004	-	-
7FGS 8G7	SIDERITA	-	-	-	-	0,7151	0,00002	-	-
7FGS 8G6	ANQUERITA	-	-	-	-	0,7138	0,00003	-	-
7B 3G1	ANQUERITA	-	-	-	-	0,7139	0,00005	-	-

O enriquecimento anômalo de Rb em relação a Sr da pirita fina MC-65, com razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0,807, pode ser atribuído a presença de alguma fase mineral (solúvel em água régia) não identificada ao

MEV ou lixiviação de material grafitoso impregnado nessa pirita, já que há bastante resíduo fino escuro na sua dissolução. Provavelmente as razões elevadas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,732 e 0,727) das outras amostras de pirita fina também devem ser resultados de inclusões de uma fase rica em Rb na estrutura destas piritas.

A pirrotita em veio, mais radiogênica do que àquelas associadas à FFB, apresenta alta razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0,732, mas baixos teores de Sr (0,017 ppm) e Rb (0,002 ppm) que não permitem um cálculo confiável da razão inicial de Sr. Entretanto, a razão de Sr é considerada aqui e, é interpretada como indicativa de uma fonte crustal para o Sr desta pirrotita. Outra possibilidade é ser resultado de entrada de Sr radiogênico na sua estrutura em evento posterior, indicado também pelo sistema Pb-Pb.

Considerando-se que a composição isotópica de Sr dos sulfetos reflete a composição de Sr das soluções hidrotermais que precipitaram o minério no instante da precipitação da mineralização, a grande variação da razão de Sr obtida nos sulfetos e magnetita pode indicar que os fluidos tinham uma composição heterogênea com várias proveniências para o Sr. A variação da composição inicial de Sr representa uma variação da interação do fluido hidrotermal com os vários tipos de rocha-fonte por onde circulou, já que os fluidos devem ter percolado rochas vulcano-sedimentares heterogêneas, com materiais de composição de Rb e Sr diferentes e com distintos graus de solubilidade.

A FFB não mineralizada possui a composição mais baixa de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0,707, e a razão mais baixa dos sulfetos é 0,703 para a idade de 2,6 Ga, o que indica que durante o evento mineralizador teve entrada de Sr proveniente de fontes de valores baixos de Sr radiogênico, provavelmente de fontes mantélicas ou de rochas máficas/ultramáficas e granulíticas. Para se ter razão mais baixa de Sr na mineralização do que na rocha hospedeira, necessariamente a fonte original de Sr dos fluidos que precipitaram os sulfetos tem que ser mais baixa, pois misturas entre rocha e fluido tendem a aumentar a razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Na Figura 37, pode-se observar a relação das razões de Sr entre os sulfetos e a FFB hospedeira. Entretanto, não se pode descartar a possibilidade das razões de Sr da FFB não representarem a composição inicial de Sr e serem produtos de recristalização.

Além da contribuição de uma fonte de baixo Sr radiogênico na mineralização Cuiabá, teve-se outra fonte de Sr radiogênico proveniente de rochas da crosta continental, com entrada de Rb gerando razões de Sr mais radiogênicas na mineralização.

Como há evidências da atuação de um evento mais jovem que 2,6 Ga, na área da mina Cuiabá, estas variações das razões isotópicas de Sr também podem representar a abertura do sistema Rb-Sr com entrada de Sr radiogênico modificando as razões Rb-Sr inicial dos sulfetos.

Figura 36 - Diagrama $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ dos sulfetos analisados e das rochas encaixantes.

Figura 37- Diagrama $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ das amostras da formação ferrífera bandada e os sulfetos analisados para comparação das razões de Sr.

6.4 – Análises Sm-Nd

Os elementos terras raras (ETR), em geral, são considerados imóveis em ambientes hidrotermais, entretanto sob condições de intensa alteração e alta interação fluido-rocha, há uma mobilidade dos ETR nos fluidos mineralizantes que resulta em razões Sm/Nd variáveis e possibilita o cálculo de isócronas em minerais de minério, por exemplo, em scheelita, wolframita, magnetita, calcita. Outra contribuição desse método é na discriminação de reservatórios-fontes dos fluidos mineralizantes utilizando o parâmetro ϵ_{Nd} .

Com a finalidade de caracterizar a assinatura isotópica de Nd do minério Cuiabá foram analisadas pelo sistema Sm-Nd amostras analisadas para o sistema Rb-Sr, incluindo o lixiviado e o resíduo da amostra de pirita grossa (MC-5). Os resultados das razões $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ para as piritas, pirrotita e magnetita são apresentados na Tabela 13.

As amostras analisadas apresentaram variados teores de Sm (0,0005 – 1,62 ppm) e Nd (0,001-4,13 ppm) com a razão Sm/Nd variando de 0,14 a 0,5. Os dados referentes às amostras de pirrotita, MC-11 e MC-33, possuem valor muito baixo de Sm e Nd e, portanto apenas as razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ são utilizadas.

Como as amostras apresentam uma variação na razão Sm-Nd quando se coloca as mesmas no diagrama isocrônico $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ obtêm-se uma reta com inclinação relativa à idade de 1359 ± 540 Ma com razão inicial $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de $0,5102 \pm 0,0001$, a qual sugere, também, uma remobilização pós-arqueana no sistema Sm-Nd da mineralização (Figura 38).

A amostra de pirita grossa, que foi lixiviada, apresentou variação nas razões entre o lixiviado e resíduo, o primeiro com teor de Nd de 4,1 ppm, indicando que as inclusões de carbonato foram inicialmente dissolvidas. Fazendo uma regressão entre estes dois pontos analíticos obtêm-se uma idade de 1183 ± 86 Ma, sugestiva também de que houve uma abertura do sistema Sm-Nd após a formação da mineralização (Figura 38). Esta idade é similar às obtidas pelo método Rb-Sr nos sulfetos (1110 ± 310 Ma) e nos basaltos alterados hidrotermalmente (1182 ± 250 Ma).

Os valores de ϵ_{Nd} calculados para idade da mineralização, em 2,6 Ga, mostram bastante variação, desde positivos (+0,5 e +5,3) a negativos (-0,7 a -22,7). Calculando-se os valores de ϵ_{Nd} em dois estágios, segundo De Paolo *et al.* (1991), estes não sofrem modificações, com exceção da amostra MC-5R que apresenta um valor de $\epsilon_{Nd} = -39,7$. Estes valores de epsilon Nd, indicam que o sistema Sm-Nd dos sulfetos sofreu também um distúrbio pronunciado posterior a formação da mineralização, muito provavelmente no Neoproterozóico. O fato das razões $^{147}\text{Sm}/^{143}\text{Nd}$ serem maiores do que 0,13 ou menores de 0,09 (Sato *et al.* 1995) mostram que esta razão foi fracionada por eventos hidrotermais posteriores (Neoproterozóico?). Tal fato pode tornar os valores de ϵ_{Nd} irreais, quando calculados para épocas mais antigas do que o Neoproterozóico. Portanto, considerando-se amostras com pouca ou nenhum fracionamento da razão Sm/Nd tem-se a pirita grossa com valor de ϵ_{Nd} calculado para idade da mineralização, em 2,6 Ga de - 2,6, a pirita fina de + 0,5 e a pirrotita da FFB de - 4,3, valores estes indicando diferentes graus de contaminação crustal nos fluidos, em acordo com as indicações dos isótopos de Sr.

Tabela 13 – Resultados analíticos Sm-Nd dos sulfetos e magnetita da mineralização Cuiabá.

Amostra	Tipo	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	Erro 1 σ	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	Erro 1 σ	$\epsilon_{\text{Nd}}(0)$	$T_{\text{DM}}^{\text{Ga}}$	$\epsilon_{\text{Nd}}(T_{\text{DM}})$	$\epsilon_{\text{Nd}}(2,6)$
MC-1	PIRITA PORFIRO	0,032	0,112	0,1752	0,0015	0,511596	0,000033	-20,3	7,4	-0,01	-13,2
MC-55	PIRITA PORFIRO	0,010	0,030	0,2082	0,0008	0,512462	0,000022	-3,4	-	-	-7,2
MC-5 L	PIRITA GROSSA	1,624	4,127	0,2379	0,0021	0,512172	0,000020	-9,1	-	-	-22,7
MC-5 R	PIRITA GROSSA	0,069	0,330	0,1260	0,0014	0,511303	0,000016	-26,0	3,1	1,6	-2,6
MC-60	PIRITA FINA	0,186	0,574	0,1957	0,0007	0,512062	0,000018	-11,2	-	-	-10,9
MC-65	PIRITA FINA	0,035	0,168	0,1264	0,0006	0,511469	0,000012	-22,8	2,4	2,1	0,5
* MC-11	PIRROTITA VEIO	0,0005	0,001	0,2243	0,0071	0,513508	0,000690	17,0	-6,9	41,4	7,8
* MC-33	PIRROTITA FFB	n.d.	0,128	n.d.	n.d.	0,511768	0,000022	-17,0	-	-	-
MC-64	PIRROTITA FFB	0,034	0,140	0,1483	0,0005	0,511594	0,000014	-20,4	3,5	1,1	-4,3
* MC-0	MAGNETITA	0,005	0,038	0,0840	0,0006	0,510995	0,000026	-32,1	-	-	5,3

* Amostras com baixo teor de Sm n.d. – não determinado.

Figura 38 - Diagrama $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ Sm x $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ das amostras analisadas. A reta de 1180 Ma foi traçada a partir do lixiviado e resíduo da amostra MC-5.

6.5 – Análises Re-Os

O método geocronológico Re-Os é baseado no decaimento radioativo do isótopo ^{187}Re para ^{187}Os pela emissão de uma partícula beta. Este método existe desde a década de 50, mas só a partir dos anos 80 que ocorreu um avanço desse método, principalmente a partir do desenvolvimento de novos procedimentos analíticos, do estabelecimento de um valor confiável da constante de decaimento do ^{187}Re e técnicas de espectrometria mais sensíveis (e.g. Allègre & Luck 1980, Luck & Allegre 1983, Walker & Fasset 1986, Shirey & Walker 1995, Smoliar *et al.* 1996, Volkening *et al.* 1991).

A importância da utilização deste método em metalogênese é a datação direta de sulfetos, óxidos e metais nos mais variados tipos de depósitos minerais. Os elementos Re e Os são siderófilos, e portanto se comportam como os metais de interesse econômico, como Cu, Pb, Zn, Au e EPG, se concentrando preferencialmente na fase sulfeto do que na silicatada. O melhor exemplo da aplicação deste método é na datação de molibdenita, que é um mineral portador de Re, com inúmeros trabalhos como, por exemplo, Hirt *et al.* (1963), Luck & Allègre (1982), Suzuki (1993), Suzuki *et al.* (1996) e Stein *et al.* (1998, 2001).

O Re e Os apresentam comportamento geoquímico diferente nos processos geológicos. O Re é mais incompatível durante os processos de fusão parcial do manto e formação de crosta, enquanto o Os é altamente compatível e preferencialmente retido nos resíduos de fusão. Apresentam forte fracionamento em relação a crosta e manto, com razões Re/Os para crosta de 10-30 e manto de 0,081 (para peridotitos).

A razão $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ evolui mais rapidamente na crosta do que no manto, contrastando com valores mais estáveis das razões $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ no manto ao longo do tempo. Essas características fazem com que o método Re-Os seja um dos mais sensíveis nas interações entre crosta-manto e processos de contaminação crustal (Lambert *et al.* 1998, 2001).

O parâmetro petrogenético Re-Os é o valor γ_{Os} (gama ósmio), análogo ao parâmetro ϵ_{Nd} do sistema Sm-Nd, em que as composições isotópicas de Os de rochas e minerais são comparadas a um reservatório condrítico uniforme (CHUR). O γ_{Os} descreve a diferença entre a composição isotópica de uma amostra em qualquer tempo t e o valor do CHUR no mesmo tempo t . As rochas crustais evoluem ao longo do tempo com valores de γ_{Os} positivos enquanto resíduos mantélicos (empobrecidos em Re) evoluem com valores negativos (Walker *et al.* 1989, Faure & Mensing, 2005).

Com a finalidade de caracterizar a idade da mineralização foram feitas análises isotópicas Re-Os em 7 amostras de pirita, 4 de pirrotita, 3 de ouro, uma de esfalerita e uma de magnetita, cujos resultados analíticos podem ser observados na Tabela 13 e a descrição dos procedimentos analíticos no item 1.3

Um dos problemas do tratamento das análises Re-Os é o cálculo do erro das razões isotópicas, em que

são consideradas as incertezas associadas com calibração do traçador, contagem estatística instrumental, incerteza da constante de decaimento do Re (0.31%), e a correção da concentração dos brancos de Re e Os (Mathur 2000). Devido à baixa concentração de Os nas amostras analisadas, a maior fonte de erro nas análises é a concentração de Os nos brancos. Dessa forma, os erros foram calculados variando a concentração dos brancos de química do procedimento total, que foi de 2-4 pg para Os e 25-35 pg para Re.

Os sulfetos analisados são de baixa concentração (*low level*) com teores de Re variando entre 0.09 – 2.25 ppb e de Os entre 3 – 220 ppt. Foram feitas análises em sub-amostras de 3 amostras (sub-amostras com a letra R na Tabela 13) e, que mostraram um espalhamento das razões isotópicas de Re e Os, bem como diferentes teores. Esse comportamento foi observado por Freydier *et al.* (1997) e interpretado como resultado do efeito “*nugget*” (pepita), com concentrações anômalas de Re e Os em microfases, ou ainda produto de um fluido com rápida evolução das concentrações de Re e Os.

Os três tipos de piratas analisadas apresentaram razões $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$ bastante variadas entre 67,91 e 479,08 e $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ entre 2,83 e 23,12 enquanto as pirrotitas em veio mostram razões $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ mais baixas entre 0,63 – 2,67 e $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Re}$ de 79, 85 – 361,25. A esfalerita apresentou a razão $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ menos radiogênica de 0,39.

Do concentrado de ouro foram analisados três sub-amostras que mostraram variadas concentrações de Re (0,3–1,7 ppb) e Os (41–161 ppt) e espalhamento das razões $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Re}$ (33,78 – 109,97) e $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ (0,61 – 1,34), evidenciando que os elementos Re e Os distribuem-se de forma heterogênea na estrutura do ouro (efeito *nugget*), a exemplo dos sulfetos. O concentrado gravimétrico de ouro foi atacado inicialmente com HCl para eliminar qualquer fragmento de sulfeto que estivesse associado e assegurar que as análises são apenas do concentrado de ouro. Após o ataque com água régia no *carius tube* restou um resíduo cinza claro que sob análise do MEV mostrou ser cloreto de Ag, significando que a Ag da liga de Au não foi atacada com ácido forte (Anexo III.5).

Foi analisado também uma amostra de magnetita com a razão $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$ de 141,5 e $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ de 4,88, com baixa concentração de Re (0,2 ppb) e Os (13 ppt).

Lançando-se no diagrama isocrônico $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ x $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$ todas as amostras analisadas, observa-se que as mesmas possuem um comportamento diferenciado, apresentando uma dispersão dos pontos e não constituindo isócronas (Figura 39). Em relação às piratas, observa-se que quatro piratas porfiroblásticas se alinham próximas a uma reta com inclinação relativa à de 2600 Ma com razão inicial $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os} = 2.6 \pm 1.9$, indicativa da época de formação da mineralização. As piratas fina e maciça não se posicionam próximas da reta de 2,6 Ga, sugerindo que tiveram a razão Re/Os modificada por eventos posteriores, com ganho ou perda de Re. Este comportamento errático do sistema Re-Os das piratas indica um distúrbio subsequente nesse sistema isotópico após o evento da mineralização arqueana. Outra explicação possível para esse

comportamento é que a variação observada represente uma heterogeneidade isotópica do sistema hidrotermal, a exemplo do verificado em depósitos do tipo VMS (McCandless *et al.*, 1998).

A assinatura isotópica de Os nas piritas fornece evidências do envolvimento de fluidos crustais durante a formação de depósitos minerais. A elevada razão inicial $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ de 2,6 para as piritas, mesmo com o alto erro, é indicativa de uma fonte crustal para os fluidos que as geraram, com muito pouca influência de componente mantélico no fluido hidrotermal. A razão $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ do manto pouco variou no tempo geológico e é considerada no presente como 0,12 (Shen *et al.* 1997)

Os valores das razões iniciais $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ individuais das piritas para a idade de 2600 Ma são altos (0,5 a 11) fornecendo também altos valores de γ_{Os} para as piritas, entre +300 e +8000, corroborando a forte contribuição de fluidos da crosta continental na gênese da mineralização Cuiabá. A grande variação das razões isotópicas de Os também indica que os fluidos hidrotermais que precipitaram o minério adquiriram Os de diferentes rochas fontes da crosta continental.

Em relação às pirrotitas de veio, foram analisadas frações da mesma amostra com granulometria diferente a fim de se obter um espalhamento das razões Re-Os. A fração que continha maior variação de granulometria (35-100 *mesh*) foi a que resultou em maiores razões de Re e Os, o que pode significar heterogeneidade na difusão de Os ou presença de inclusões na estrutura da pirrotita, não detectadas no MEV.

Os pontos analíticos relativos às pirrotitas, a exemplo das piritas, também não se alinham segundo uma isócrona bem definida, mas mostram que qualquer reta que passe pelos pontos analíticos seria necessariamente mais jovem que 1,9 Ga. Alguns pontos analíticos sugerem uma reta com inclinação próxima da idade de 700 Ma, evidenciando reabertura do sistema isotópico durante o Neoproterozóico (Figura 40). Estas pirrotitas possuem uma assinatura isotópica distinta das piritas, possuindo a composição $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ bem menos radiogênica. Essa diferença sugere a participação de uma fonte crustal com Os menos radiogênico na sua formação, não se descartando uma contribuição subordinada de fluidos mantélicos. Calculando-se a razão inicial de Os para as idades de 0,7 Ga e 0,5 Ga obtêm-se valores negativos e, portanto sem significado geológico.

Experimentos de difusão efetuados por Brenan *et al.* (2000) para o sistema isotópico Re-Os da pirrotita sugerem que a temperatura de bloqueio desse mineral é em torno de 350°C, enquanto temperaturas maiores de fechamento são encontradas para pirita-calcopirita em torno de 500°C. Com isso, estes autores admitem que a pirrotita é capaz de registrar melhor os eventos termiais tardios do que a idade da mineralização. Como foi constatada a formação de sericita na mineralização Cuiabá durante o Neoproterozóico, indicativa de que a temperatura atingiu 300-350 °C, credita-se a este evento, a abertura total do sistema Re-Os na pirrotita e parcial nas piritas, mas especialmente na pirita fina e maciça, o que possibilitou uma mobilidade de Re e Os por difusão maior do que nas piritas grosseiras. Portanto, a pirrotita

em veio registra a influência do evento Brasileiro na mineralização, mas sem uma homogeneização isotópica completa durante este evento.

O ouro apresentou razões $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ bem baixas, situando-se mais próximas do *trend* da pirrotita do que o da pirita. Como os veios em que ocorre a pirrotita são estéreis e o principal hospedeiro do ouro é a pirita, sugere-se que o ouro também sofreu abertura do sistema isotópico à temperaturas entre 350 e 300 °C, a exemplo da pirrotita, indicando uma mobilidade de Re e Os com a atuação de eventos termais.

A esfalerita teve a razão de Os mais baixa do conjunto analisado e se posiciona próximo as pirrotitas, mas não no mesmo *trend*, indicando uma fonte distinta de Os para a mesma, ou então a exemplo do ouro, sua composição é produto de distúrbios isotópicos no sistema Re-Os. A magnetita mostrou comportamento mais próximo às pirritas, mas com indicações de ganho de Re na sua estrutura, confirmando que a magnetita teve perturbação isotópica após a sua formação, a exemplo dos registros Pb-Pb.

Tabela 13 – Resultados das análises isotópicas Re-Os dos sulfetos, magnetita e ouro da mineralização Cuiabá.

<i>Amostra</i>	<i>Tipo</i>	<i>Re (ppb)</i>	<i>Os (ppb)</i>	<i>¹⁸⁷Re/¹⁸⁸Os</i>	<i>Erro</i>	<i>¹⁸⁷Os/¹⁸⁸Os</i>	<i>Erro</i>
PIRITA							
MC-1	pórfiro	1,429	0,058	479,078	6,662	23,119	6,622
MC-1 (2)	pórfiro	0,654	0,049	188,126	5,609	13,859	5,553
MC-55	pórfiro	0,246	0,011	159,822	12,968	2,829	12,289
MC-65	pórfiro	1,774	0,220	67,911	0,813	5,603	0,789
MC-65 R	pórfiro	1,853	0,195	84,415	1,123	6,234	1,101
MC-65	fina	2,246	0,181	174,440	3,073	13,910	3,111
MC-65 R	fina	2,147	0,220	160,910	1,964	18,744	1,950
MC-60	fina	0,242	0,025	94,699	9,328	5,816	9,069
MC-3	grossa	0,247	0,155	101,022	1,077	4,978	1,082
MC-6	maciça	0,594	0,020	267,999	8,642	6,537	8,433
PIRROTITA							
MC-11	veio	0,271	0,011	150,411	16,997	1,442	17,037
MC-95	veio	0,090	0,008	79,848	12,322	0,632	14,430
MC-95 R	veio	0,072	0,005	112,180	16,505	1,678	15,114
MC-95 (2)	veio	0,187	0,003	361,245	29,332	2,666	29,040
ESFALERITA							
MC-80	veio	0,142	0,007	146,730	32,632	0,387	30,767
MAGNETITA							
MC-0	FFB	0,204	0,013	141,496	13,136	4,880	13,836
OURO							
Au		0,273	0,041	63,535	17,089	0,609	17,374
Au 1		0,604	0,161	33,797	7,043	1,342	6,195
Au 2		1,746	0,091	109,970	7,665	0,871	6,321

Figura 41 – Diagrama Re-Os para as amostras analisadas com as retas de 2600 Ma e 700 Ma como referência.

Figura 42 – Diagrama Re-Os para as amostras de pirrotita em veio e o concentrado de ouro. A reta de 700 Ma serve como referência.

CAPÍTULO 7

DISCUSSÕES E CONCLUSÕES

1) **ASSINATURA ISÓTOPICA DO GREENSTONE BELT RIO DAS VELHAS NA ÁREA DA MINA CUIABÁ**

Os resultados isotópicos de Nd e Sr obtidos para as rochas máficas do Supergrupo Rio das Velhas evidenciam derivação de um manto superior heterogêneo ou de uma fonte mantélica com diferentes graus de contaminação crustal para estas rochas. Do conjunto de dados Sm-Nd para as rochas menos alteradas hidrotermalmente obteve-se uma isócrona de $2,97 \pm 0,17$ Ga, aqui considerada como a melhor estimativa para a época de geração deste vulcanismo. A indicação desta idade é condizente com a idade U-Pb em monazita detrítica de 2857 ± 1 Ma, obtida no pacote superior de rochas vulcanoclásticas na aba norte da estrutura da mina Cuiabá por Schrank & Machado (1996b), a qual indica uma idade mínima para esta seqüência na área da mina Cuiabá.

A alteração hidrotermal associada à mineralização aurífera que afetou as rochas máficas está bem marcada no sistema Pb-Pb. A idade obtida de 2592 ± 39 Ma representa o evento hidrotermal associado à mineralização aurífera, que provocou um reequilíbrio isotópico de Pb nessas rochas. No sistema Rb-Sr não foi possível caracterizar tal evento, tendo em vista que esse sistema foi aberto por eventos posteriores a 2,6 Ga, produzindo forte distúrbio isotópico.

Em relação a assinatura isotópica da alteração hidrotermal nas rochas encaixantes, observa-se que as fontes dos fluidos que precipitaram Pb, Sr e Nd refletem, a princípio, contribuições de reservatórios distintos para cada sistema isotópico. As assinaturas observadas, entretanto, podem representar comportamento distinto de cada sistema isotópico perante a ação de fluidos hidrotermais, incorporando diferencialmente Pb, Sr e Nd das diversas rochas regionais que interagiram com os fluidos.

A assinatura isotópica de Pb para as rochas máficas evidencia que no processo de interação fluido-rocha houve entrada de Pb pouco radiogênico, provavelmente Pb derivado da crosta continental inferior. A alteração hidrotermal provocou uma diminuição das composições isotópicas de Pb, com as rochas menos transformadas dando as razões isotópicas de Pb mais altas. O contrário é percebido no sistema Rb-Sr, que registra entrada de Rb no sistema, com aumento das razões isotópicas de Sr, e implicando necessariamente um fluido de natureza crustal. Quanto ao sistema Sm-Nd, a alteração hidrotermal provocou uma pequena variação nas razões de Sm e Nd, sem fracionamento, não fornecendo informações sobre o processo de interação fluido-rocha e a proveniência dos fluidos.

Os sistemas isotópicos Pb-Pb, Sm-Nd e Rb-Sr da formação ferrífera bandada, que ocorre na mina Cuiabá, hospedeira da mineralização, encontram-se perturbados isotopicamente e não forneceram indicações das idades de atuação de qualquer evento na região. As composições isotópicas iniciais de Sr e Nd da FFB não mineralizada são relativamente altas se comparadas a composição da água do mar no Arqueano, que possui valores próximos aos do manto arqueano. Por isso, as composições obtidas são interpretadas como produtos de recristalização provocada por evento metamórfico posterior a sua formação. A pirita hospedeira na FFB possui composição de Nd e Sr similar a FFB, indicando que o evento hidrotermal pode ter homogeneizado localmente a assinatura isotópica destas rochas, pois outros sulfetos apresentam valores acima ou abaixo das composições da FFB. As razões isotópicas de Pb da FFB também mostram variação em relação aos sulfetos indicando entrada de Pb muito radiogênico e pouco radiogênico com o sistema mineralizante.

Dessa forma, as assinaturas de Pb, Sr e Nd indicam que houve entrada de fluidos estranhos às rochas analisadas do *greenstone belt* Rio das Velhas na área da mina Cuiabá. Se houve contribuição de Pb, Nd e Sr das rochas máficas como fonte de Pb e metais para a mineralização, deve ter sido insignificante pois não há uma colinearidade entre os basaltos e os sulfetos, não suportando uma fonte comum de Pb para os mesmos. Quanto a contribuição das rochas sedimentares, esta deve ter sido maior, com contribuição de Pb e Rb principalmente do pacote pelítico, apesar da assinatura isotópica distinta do filito grafitoso. A formação ferrífera bandada aparentemente deve ter tido contribuição subordinada.

2) ASSINATURA ISOTÓPICA DOS FLUIDOS MINERALIZANTES E POSSÍVEIS FONTES

Com base nas análises isotópicas de Pb-Pb, Re-Os, Rb-Sr, Sm-Nd e Ar-Ar, dados geológicos, minerografia e relações texturais dos minerais de minerais e ganga, pôde-se estabelecer que o Depósito Cuiabá é constituído por mineralização aurífera com evolução complexa e policíclica. Esta evolução é caracterizada pela superposição de vários eventos de mobilização de ouro e de fluidos de distintas composições, produzidos por eventos hidrotermais induzidos pelo menos por dois episódios tectono-magmáticos que atuaram na região do Quadrilátero Ferrífero. Um deles, associado ao final do evento Rio das Velhas (2,7-2,6 Ga) em que se formou a mineralização aurífera e outro ligado a remobilizações durante o evento Brasiliano (0,7-0,45 Ga).

A mineralização é epigenética, formada durante o final do Arqueano tardio, com sucessivas gerações de piritas no intervalo de 2,73 Ga a 2,55 Ga. As piritas porfiroblásticas e grossa seriam as mais antigas, com idades modelos variando desde 2,73 a 2,55 Ga, enquanto a pirita fina formou-se preferencialmente entre 2,7 e 2,6 Ga. As idades modelo da pirrotita indicam que se formaram relativamente depois da pirita fina, a partir de 2,65 Ga. O pico da deposição dos sulfetos deve ter sido em

torno de 2,7 e 2,6 dada pela maior concentração das composições isotópicas de Pb e pela idade do evento hidrotermal registrado nas rochas máficas.

Os dados isotópicos do ouro mostram evidências de remobilização de Pb e Os na estrutura desse metal, indicando que os sistemas isotópicos Pb-Pb e Re-Os são sensíveis a eventos termais com temperaturas mínimas de 250-300°C.

As composições isotópicas iniciais de Pb, Os, Sr e Nd refletem as características isotópicas dos reservatórios primários dos fluidos hidrotermais, modificada pela interação fluido-rocha durante a migração. Assim, a heterogeneidade da assinatura isotópica de Pb, Os, Sr e Nd nos sulfetos, ouro e magnetita, sugerem que os fluidos hidrotermais que precipitaram a mineralização adquiriram estes elementos de diferentes reservatórios, como crosta superior, crosta inferior e manto, que poderia ser representado pela seqüência metavulcano-sedimentar, incluindo-se rochas metamáficas e ultramáficas, e por embasamento granulítico.

A complexidade do padrão das composições isotópicas de Pb, Sr, Nd e Os observada nos minerais de minério da mina Cuiabá é o reflexo de que a mineralização foi o resultado de uma conjunção de vários eventos de circulação hidrotermal, separados no tempo e em escalas distintas, que ocorreram em diversos níveis crustais. A escala das células de circulação hidrotermal parece ter sido regional no Arqueano tardio e local no Neoproterozóico.

Apesar de ser considerado que os fluidos formadores de depósitos de Au do tipo *lode* originam-se principalmente de uma variedade de rochas, situadas em níveis crustais elevados, evidenciado por exemplo pelos isótopos de Os, existem também claras indicações do envolvimento de fluidos e solutos derivados da crosta inferior e/ou manto superior nos processos de formação da mineralização em estudo. Neste sentido é aqui considerada a existência de sistemas hidrotermais em escala regional no Arqueano tardio, que estiveram ativos em pelo menos três curtos períodos (2,7 Ga; 2,6 Ga e 2,55 Ga), que atuaram não só nas rochas supracrustais dos *greenstone belts*, mas também em níveis crustais mais profundos, como a crosta continental félsica mais antiga, dos terrenos granito-gnáissicos, crosta inferior e até, possivelmente o manto superior. Não se pode descartar também a possibilidade do envolvimento de águas meteóricas infiltradas nos níveis crustais mais elevados.

Portanto, a existência de múltiplas gerações de sulfetos, portadores de Au, no Arqueano tardio, reconhecido período em escala global de formação de depósitos auríferos do tipo *lode*, aliado a ocorrência de eventos térmicos com temperaturas mínimas de 350 - 300°C, no Neoproterozóico, atuando sobre litologias e em ambientes tectônicos favoráveis à mineralização aurífera, foram os fatores necessários para a formação dos corpos de minério. Não se pode descartar, entretanto, a influência de eventos térmicos associados a magmatismo intrusivo no Mesoproterozóico como também um dos fatores de concentração e/ou dispersão do ouro, ou mesmo a atuação do evento Transamazônico na mineralização de ouro da mina Cuiabá.

CAPÍTULO 8

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Alkmim F.F. & Marshak S. 1998. Trans-Amazonian orogeny in the southern São Francisco craton region, Minas Gerais, Brazil: evidence for Paleoproterozoic collision and collapse in the Quadrilátero Ferrífero. *Precambrian Research*, 90: 29-58.
- Allègre, C.J. & Luck, J.M. 1980. Osmium isotopes as petrogenetic and geological tracers. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 48: 148-154.
- Almeida, F.F.M. 1976. O Cráton do São Francisco. *Rev. Bras. Geoc.*, 7 (4): 349-364.
- Baltazar O.F. 1998. Geologia Estrutural. In: M. Zucchetti & O.F. Baltazar (organizadores). *Projeto Rio das Velhas: Texto Explicativo do Mapa Geológico Integrado, escala 1:100.000*, Belo Horizonte, DNPM/CPRM, p. 49-53.
- Baltazar, O.F. & Pedreira, A.J. 1998. *Associações litofaciológicas*. In: Zucchetti, M. & Baltazar (Eds) *Projeto Rio das Velhas - Texto explicativo do mapa geológico integrado, escala 1:100.000*. CPRM, Belo Horizonte. p. 43-47.
- Baltazar, O.F. & Zucchetti, M. 2005. Lithofacies associations and structural evolution of the Archean Rio das Velhas greenstone belt, Quadrilátero Ferrífero, Brazil: A review of the setting of gold deposits. *Ore Geol. Rev.*, in press.
- Belo de Oliveira, O.A. & Teixeira W. 1990. Evidências de uma tectônica tangencial proterozóica no Quadrilátero Ferrífero. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 36, Natal, *Anais*, 6: 2589-2604.
- Birck, J.L.; Barman, R.; Capmas, F. 1997. Re-Os isotope measurements at the femtomole level in natural samples. *Geostandards Newsletter*, 20:19-27.
- Brenan, J. M.; Cherniak, D.J.; Rose, L.A. 2000. Diffusion of osmium in pyrrhotite and pyrite: implications for closure of the Re-Os isotopic system. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 180: 399-413.
- Browning, P.; Groves, D.I.; Blockley, J.G.; Rosman, K.J.R. 1987. Lead isotope constraints on the age and source of gold mineralization in the archaean Yilgarn Block, western Australia. *Econ. Geol.*, 82: 971-986.
- Carignan, J. & Gariépy, C. 1993 Pb isotope geochemistry of the Silidor and Launay gold deposits: implications for the source of archaean Au in the Abitibi suprovince. *Econ. Geol.*, 88: 1722-1730.
- Carignan, J.; Machado, N.; Gariépy, C. 1993. Pb isotope composition of Ni-Cu-Pb ore deposits in an archaean greenstone belt: evidence for proterozoic remobilization in the Pontiac Subprovince of Canada. *Econ. Geol.*, 88: 709-715.
- Carneiro M.A. 1992. *O complexo metamórfico Bonfim setentrional: evolução geológica de um segmento arqueano de crosta continental*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 232p.
- Carneiro, M.A.; Carvalho Jr., I.M.; Teixeira, W. 1998a. Petrologia, geoquímica e geocronologia dos diques máficos do Complexo Metamórfico Bonfim setentrional (Quadrilátero Ferrífero) e suas implicações na evolução crustal do Cráton São Francisco Meridional. *Rev. Bras. Geoc.*, 28 (2): 189-200.
- Carneiro, M.A.; Noce, C.M.; Teixeira, W. 1995. Evolução policíclica do Quadrilátero Ferrífero: uma análise fundamentada no conhecimento atual da geocronologia U-Pb e geoquímica isotópica Sm-Nd. *Rev. Esc. Minas*, Ouro Preto, 48 (4): 264-273.
- Carneiro, M.A.; Teixeira, W.; Carvalho Jr., I.M.; Fernandes, R.A. 1998b. Enialic tectonic setting of the Archaean Rio das Velhas greenstone belt: Nd and Pb isotopic evidence from the Bonfim metamorphic complex, Quadrilátero Ferrífero, Brazil. *Rev. Bras. Geoc.*, 28 (1): 29-44.
- Chaves, A.O. 2001. Enxames de diques máficos do setor sul do Cráton do São Francisco-MG. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 153p.
- Chemale Jr., F.; Rosière, C.A.; Endo, I. 1994. The tectonic evolution of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. *Precambrian Research*, 65: 25-54.

- Chesley, J.T. 1999. Integrative geochronology of ore deposits: new insights into the duration and timing of hydrothermal circulation. In: Lambert, D.D. & Ruiz J. (Eds.). *Application of Radiogenic Isotopes to Ore Deposit, Research and Exploration*. Reviews in Economic Geology, v. 12, Society of Economic Geology, 199p.
- Cohen, A.S. & Waters, F.G. 1996. Separation of osmium from geological materials by solvent extraction for analysis by thermal ionization mass spectrometry. *Analytica Chimica Acta*, 332: 269-275.
- Cordani, U.G.; Kawashita, K.; Mueller, G.; Quade, H.; Reimer, V.; Roeser, H. 1980. Interpretação tectônica e petrológica de dados geocronológicos do embasamento no bordo sudeste do Quadrilátero Ferrífero/MG. *An. Acad. Bras. Ciênc.*, 52 (4): 785-799.
- Costa, M.N.S. 2001. *Estudos dos isótopos de carbono e oxigênio e caracterização petrográfica do minério da mina Cuiabá*. Inst. de Geociências, UFMG, Belo Horizonte, Dissertação de Mestrado, 135 p.
- Cox, S.F.; Etheridge, M.A.; Hobbs, B.E. 1981. The experimental ductile deformation of polycrystalline and single crystal pyrite. *Econ. Geol.*, 76: 2105-2117.
- Craig, J.R. & Vokes, F.M. 1993. The metamorphism of pyrite and pyritic ores: an overview. *Mineral. Mag.*, 57(1): 3-18.
- Craig, J.R. & Vaughan, D.J. 1994. Ore microscopy and ore petrography. 2nd Edition. New York. John Wiley & Sons. 434p.
- Cumming, G.L. & Richards, J.R. 1975. Ore lead isotope ratios in a continuously changing earth. *Earth Planet. Sci. Let.*, 28: 155-171.
- Dahl, N.; McNaughton, N.J.; Groves, D.I. 1987. A lead isotope study of sulphides associated with gold mineralization in selected deposits from the archaean eastern goldfields of Western Australia. The University of Western Australia, *Publicação 11*, p. 189-201.
- Dardenne, M.A. & Schobbenhaus, C. 2001. *Metalogênese do Brasil*. Brasília, Edit. UnB. 392p.
- De Paolo, D.J. 1988. *Neodymium Isotope Geochemistry*. Springer-Verlag, Berlim
- De Paolo, D.J., Linn, A.M. and Schubert, G. 1991. The continental crustal age distribution: methods of determining mantle separation ages from Sm-Nd isotopic data and application to the southwestern United States. *J. Geophys. Res.*, 96 (B2), 2071-2088.
- De Wit, E.D.; Landis, G.P.; Zartman, R.E.; Garaype, E.; Pereira, S.L.M.; Prado, M.G.B.; Vieira, F.W.R.; Thorman, C.H. 1994. Isotopic and fluid-inclusion data on the age and origin of the São Bento and Morro Velho gold deposits, Minas Gerais, Brazil. In: Carter, L.M.H.; Toth, M.I.; Day, W.C. (Eds.) Research on minerals resources, Part A. Programs and Abstracts. 9th V.E. McKelvey forum on energy and mineral resources. U.S. Geological Survey Circular, 1103-A, p.27-29.
- De Wit, E.D.; Thorman, C.H. Landis, G.P.; Zartman, R.E. 1996. A progress report on the age and origin of gold deposits hosted by iron-formation. In: Cong. Bras. Geol., 39, Salvador. *Anais*, Salvador, vol. 7, p. 199-202.
- De Wit, E.D.; Thorman, C.H.; Zartman, R.E.; Wooden, J.L.; Landis, G.P. *Geology and origin of gold deposit in iron-formation, Brazil and United States*. 15p. (inédito)
- Deer, W.A., Howie, R.A., Zussman, M.A. 1972. An introduction to the rock-forming minerals. New York. Wiley & Sons. 528p.
- Delhal, J. & Demaiffe, D. 1985. U-Pb archaean geochronology of the São Francisco craton (eastern Brazil). *Rev. Bras. Geoc.*, 15(1): 55-60.
- Deloule, E.; Gariépy, C.; Dupré, B. 1989. Metallogenesis of the Abitibi greenstone belt of Canadá: a contribution from the analysis of trace lead in sulfide minerals. *Can. J. Earth Sci.*, 26: 2529-2540.
- Doe, B.R. & Zartman, R.R. 1979. Plumbotectonics I, the Phanerozoic. In: H.L. Barnes. *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*. 2ed. Holt, Rinehart and Winston, New York.
- Dorr, J.V.N. 1969. Physiographic, stratigraphic and structural development of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. *USGS*, 110. *Prof. Paper* 641-A.
- Dorr, J.V.N.; Gair, J.E.; Pomerene, J.B.; Rynearson, G.A. 1957. Revisão da estratigrafia pré-cambriana do Quadrilátero Ferrífero, Brazil. DNPM/DFPM, Rio de Janeiro. 31p (*avulso* 81).
- Dupré, B. & Arndt, N.T. 1990. Pb isotopic compositions of archaean komatiites and sulfides. *Chem. Geol.*, 85: 35-56.
- Endo I. 1997. *Regimes tectônicos do Arqueano e Proterozóico no interior da placa sanfranciscana: Quadrilátero Ferrífero e áreas adjacentes, Minas Gerais*. Inst. de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutorado, 243p.

- Endo, I. & Machado, R. 2002. Reavaliação e novos dados geocronológicos (Pb/Pb e K/Ar) da Região do Quadrilátero Ferrífero e adjacências. *Rev. Inst. Geoc. USP (Geol. USP Ser. Cient.)*, 2: 23-40.
- Endo, I., Hartmann, L.A.; Suita, M.T.F.; Santos, J.O.S.; Frantz, J.C.; McNaughton, N.J.; Barley, M.E.; Carneiro, M.A. 2002. Zircon Shrimp U/Pb isotopic evidence for neoarchean age of the Minas Supergroup, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. In: Cong. Bras. Geol., 41, João Pessoa. *Resumos*. p. 518.
- Erel, Y.; Harlavan, Y.; Stein, M.; Blum, J.D. 1997. U-Pb dating of Fe-rich phases using a sequential leaching method. *Geoch. Cosmoch. Acta.*, 61 (8): 1697-1703.
- Eugster, O.; Niedermann, S.; Thalmann, C.; Frei, R.; Kramers, J.; Krahenbühl, U.; Liu, Y.Z.; Hofmann, B.; Boer, R.H.; Reimold, W.U.; Bruno, L. 1995. Noble gases, K, U, Th, Pb in native gold. *J. Geophys. Res.*, 100 (B12): 24677-24689.
- Faure, G. 1986. *Principles of Isotope Geology*. 2ed. New York, John Wiley & Sons. 589p.
- Faure, G. & Mensing, T.M. 2005. *Isotopes. Principles and Applications*. 3ed. New York, John Wiley & Sons, 896p.
- Frei, R.; Bridgwater, D.; Rosing, M.; Stecher, O. 1999. Controversial Pb-Pb and Sm-Nd isotope results in the early Archean Isua (West Greenland) oxide iron formation: Preservation of primary signatures versus secondary disturbances. *Geoch. Cosmoch. Acta*, 63 (3/4): 473-488.
- Frei, R. & Kamber, N.S. 1995. Single mineral Pb-Pb dating. *Earth Planet. Sci. Let.*, 129: 261-268.
- Frei, R. & Pettke, T. 1996. Mono-sample Pb-Pb dating of pyrrhotite and tourmaline: Proterozoic vs Archean intracratonic gold mineralization in Zimbabwe. *Geology*, 24 (9): 823-826.
- Frei, R.; Nögler, Th.F.; Schönberg, R.; Kramers, J.D. 1998. Re-Os, Sm-Nd, U-Pb and stepwise lead leaching isotope systematics in shear-zone hosted gold mineralization: genetic tracing and age constraints of crustal hydrothermal activity. *Geoch. Cosmoch. Acta.*, 62 (11): 1925-1936.
- Frei, R.; Villa, I.M.; Nögler, Th.F.; Kramers, J.D.; Przybylowicz, W.J.; Prozesky, V.M.; Hofmann, B.A.; Kamber, B.S. 1997. Single mineral dating by the Pb-Pb step-leaching method: assessing the mechanisms. *Geoch. Cosmoch. Acta*, 61 (2): 393-414.
- Freydier, C.; Ruiz, J.; Chesley, J.; McCandless, T.; Munizaga, F. 1997. Re-Os isotope systematic of sulfides from felsic igneous rocks: application to base metal porphyry mineralization in Chile. *Geology*, 25(9): 775-779.
- Gilligan, L.B.; & Marshal, B. 1987. Textural evidence for remobilization in metamorphic environments. *Ore Geol. Rev.*, 2: 205-229.
- Groves, D.I.; Goldfarb, R.J.; Gebre-Marian, 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 Geol. Rev.*, 13: 7-27.
- Hamilton, P.J.; O'Nions, R.K.; Evensen, N.M. 1977. Sm-Nd dating of Archean basic and ultrabasic volcanics. *Earth Planet. Sci. Let.*, 36: 263-268.
- Herz, N. 1970. Gneissic and igneous rocks of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. *Geological Survey Professional Paper*, 641-B: 1-58.
- Hippertt, J. & Davis, B. 2000. Dome emplacement and formation of kilometre-scale synclines in a granite-greenstone terrain (Quadrilátero Ferrífero, southeastern Brazil). *Precambrian Research*, 102: 99-121.
- Hirt, B.; Tilton, G.R.; Herr, W.; Hoffmeister, W. 1963. The half life of ¹⁸⁷Re. In: Geiss, J. & Goldberg, E. (Eds.) *Earth Science Meteoritics*. North Hollan Pub., p. 273-280.
- Jensen, L.S. 1976. *A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks*. Ontario Div. Mines, Misc. Paper, 66.
- Jiang, S-Y.; Slack, J.F.; Palmer, M.R. 2000. Sm-Nd dating of the giant Sullivan Pb-Zn-Ag deposit, British Columbia. *Geology*, 28 (8): 751-754.
- Jinhui, Y. & Xinhua, Z. 2002. The Rb-Sr isochron of ore and pyrite sub-samples from Linglong gold deposit, Jiaodong Peninsula, eastern China and their geological significance. *Chinese Science Bulletin*, 45 (24): 2272-2276.
- Kawashita, K. 1972. *O método Rb/Sr em rochas sedimentares. Aplicação para as bacias do Paraná e Amazonas*. Tese de Doutorado. IG/USP. 111p.
- Kerr, P.F. 1959. *Optical mineralogy*. New York. McGraw Hill Book. 492p.
- Kirk, J.; Ruiz, J.; Chesley, J.; Walshe, J.; England, G. 2002. A major archean, gold-and crust-forming event in the Kaapvaal Craton, South Africa. *Science*, 297: 1856-1858.

- Kirk, J.; Ruiz, J.; Chesley, J.; Titley, S.; Walshe, J. 2001. A detrital model for the origin of gold and sulfides in the Witwatersrand basin based on Re-Os isotopes. *Geoch. Cosmoch. Acta.*, 65 (13): 2149-2159.
- Ladeira, E.A. 1980. *Metallogenesis of gold at the Morro Velho mine, and in the Nova Lima district, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil*. Dept. of Geol, University of Western Ontario, Canada, Tese de Doutorado. 272 p.
- Ladeira, E.A. 1988. Metalogenia dos depósitos de ouro do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. In: Schobbenhaus, C. & Coelho, C.E.S. (Coords.). *Principais Depósitos Minerais do Brasil*. Vol. III, Brasília, DNPM/CVRD, p. 301-375.
- Ladeira, E.A. 1991. Genesis of gold in Quadrilátero Ferrífero: a remarkable case of permanency, recycling and inheritance – a tribute to Djalma Guimarães, Pierre Routhier Nad Hans Ramberg. In: E.A. Ladeira (ed.) *Proceedings of Gold' 91, the Economics, Geology, Geochemistry and Genesis of Gold Deposits*. Rotterdam, A.A. Balkema, p. 11-30.
- Lambert, D.D.; Foster, J.G.; Frick, L.R.; Ripley, E.M. 2001. Re-Os isotope geochemistry of magmatic sulfide ore systems. In: D.D. Lambert & J. Ruiz (Eds.). *Application of radiogenic isotopes to ore deposit research and exploration. Reviews in Economic Geology*, v.12, p. 29-57.
- Lambert, D.D.; Foster, J.G.; Frick, L.R.; Ripley, E.M.; Zientek, M.L. 1998. Geodynamics of magmatic Cu-Ni-PGE sulfide deposits: new insights from the Re-Os isotopic system. *Econ. Geol.*, 93: 121-136.
- Le Maitre, R.W.; Bateman, P.; Dudek, A. Keller, J.; Lameyre Le Bas, M.J.; Sabine, P.A.; Schimid, R.; Sorensen, H.; Streckeisen, A.; Woolley, A.R.; Zanettin, B. 1989. *A classification of igneous rocks and glossary of terms*. Blackwell, Oxford.
- Lobato, L.M.; Ribeiro-Rodrigues, L.C.; Costa, M.N.S.; Martins, M. Lehne, E.; Alves, J.V.; Tassinari, C.C.G.; Vieira, F.W.R.; Biasi, E.E.; Silva, R.C.F.; Pereira, C.A.; Noce, C.M. 2001a. Depósito de Ouro Cuiabá, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. In: H. Jost, J.A.Brod, E.T. Queiroz (Coordenação Editorial) *Caracterização de depósitos auríferos em distritos mineiros brasileiros*. Brasília, DNPM/ADIMB. p. 3-77.
- Lobato, L.M.; Ribeiro-Rodrigues, L.C.; Vieira, F.W.R. 2001b. Brazil's premier gold province. Part II: geology and genesis of gold deposits in the Archean Rio das Velhas greenstone belt, Quadrilátero Ferrífero. *Mineralium Deposita*, 36 (3-4): 249-277.
- Lobato, L.M.; Vieira, F.W.R.; Ribeiro-Rodrigues, L.C.; Pereira, L.M.M.; Menezes, M.G.; Junqueira, P.A.; Pereira, S.L.M. 1998. Styles of hydrothermal alteration and gold mineralizations associated with the Nova Lima group of the Quadrilátero Ferrífero: Part I, description of selected gold deposit. *Rev. Bras. Geoc.*, 28 (3): 339-354.
- Luck, J.M. & Allègre, C.J. 1982. The study of molybdenites through the ^{187}Re - ^{187}Os chronometer. *Earth Planet. Sci. Let.*, 61: 291-296.
- Luck, J.M. & Allègre, C.J. 1983. ^{187}Re - ^{187}Os systematics in meteorites and cosmochemical consequences. *Nature*, 302:130-132
- Ludwig, K.R. 1993. Isoplot: a plotting and regression program for radiogenic-isotope data, version 2.70. *USGS open-File Report* 91-445. 42p.
- Machado, N. & Carneiro, M. 1992. U-Pb evidence of late Archean tectono-thermal activity in the southern São Francisco shield, Brazil. *Can. J. Earth Sci.*, 29: 2341-2346
- Machado, N.; Noce, C.M.; Ladeira, E.A.; Oliveira, O.B. 1992. U-Pb geochronology of archaean magmatism and proterozoic metamorphism in the Quadrilátero Ferrífero, southern São Francisco craton, Brazil. *Geolog. Soc. Am. Bull.*, 104: 1221-1227.
- Machado, N.; Schrank, A.; Abreu, F.R.; Knauer, L.G.; Almeida-Abreu, P.A. 1989. Resultados preliminares da geocronologia U-Pb na Serra do Espinhaço Meridional. In: Simp. Geol. Minas Gerais, 5, Belo Horizonte, 1989. SBG. *Boletim*, v.10, p. 171-175.
- Machado, N.; Schrank, A.; Noce, C.M.; Gauthier, G. 1996. Ages of detrital zircon from Archean-Paleoproterozoic sequences: implications for greenstone belt setting and evolution of a Transamazonian foreland basin in Quadrilátero Ferrífero, southeast Brazil. *Earth Planet. Sci. Let.*, 141 (1-4): 259-276.
- Marshak S., Alkmim F.F., Jordt Evangelista H. 1992. Proterozoic crustal extension and the generation of dome-and-keel structure in an Archean granite-greenstone terrane. *Nature*, 357: 491-493.

- Martins R. 2000. *Caracterização petrográfica e geoquímica mineral do minério da mina de ouro Cuiabá, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais*. Inst. de Geociências/UFMG, Belo Horizonte, Dissertação de Mestrado, 125 p.
- Mathur, R. 2000. Re-Os isotopes of base metal porphyry deposits. Ph.D. Thesis, Tucson, University of Arizona, 153p.
- McCandless, T.E.; Mathur, R.D.; Ruiz, J. 1998. The osmium isotopic record of Precambrian seafloor massive sulfides. *Eos*, Trans. Amer. Geophys. Union, 79, F967.
- McClay, K.R. & Ellis, P.G. 1984. Deformation of pyrite. *Econ. Geol.*, 79: 400-403.
- McDougall, I & Harrison, T.M. 1988. Geochronology and thermochronology by the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ method. 2 ed. University Press, Oxford. 269p.
- McLennan, S.M., Nance, W.B., Taylor, S.R. 1980. Rare earth element-thorium correlations in sedimentary rocks, and the composition of the continental crust. *Geoch. Cosmoch. Acta*, 44: 1833-1839.
- McNaughton, N.J. 1987. Lead-isotope systematics for archaean sulphide studies. Universidade da Austrália, Perth, *Publicação 11*, p. 181-188
- McNaughton, N.J.; Cassidy, K.F.; Dahl, N.; Laeter, J.R.; Golding, S.D.; Groves, D.I.; Ho, S.E. Mueller, A.G.; Perring, C.S.; Sang, J.H.; Turner, J.V. 1992. The source of ore components in lode-gold deposits of the Yilgarn Block, Western Australia. The University of Western Australia, Perth, *Publicação 22*, p. 351-363.
- Mellito, K.M. 1988. *Aplicação dos sistemas Rb-Sr, Pb-Pb e Sm-Nd no depósito polimetálico de Salobo 3A, Província Mineral de Carajás*. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências/USP, São Paulo. 95p.
- Menezes Filho, M.R.; Mattos, G.M.M.; Ferrari, P.G.. 1977. Projeto Três Marias. Belo Horizonte, DNPM/CPRM. Relatório Final.
- Meschede, M. 1986. A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalt and continental tholeiites with Nb-Zr-Y diagram. *Chem. Geol.*, 56:207-218.
- Miller, R.G. & O'Nions, R.K. 1985. Source of precambrian chemical and clastic sediments. *Nature*, 314: 325-330
- Moorbath, S.M. & Taylor, P.N. 1981. Isotopic evidence for continental growth in the Precambrian. In: Kroner, A. (Ed.). *Precambrian plate tectonics*. Developments in Precambrian Geology, 4: 491-525.
- Morgan, J.W. & Walker, R.J. 1989. Isotopic determinations of rhenium and osmium in meteorites by using fusion, distillation and ion-exchange separations. *Analytica Chimica Acta*, 222: 291-300.
- Morgan, J.W., Walker, R.J., Grossman, J.N. 1991. Rhenium and osmium abundances and $^{187}\text{Os}/^{186}\text{Os}$ ratios in IIAB and IIIAB iron meteorites. *Lunar and Meteorites Science*, 22: 919-920.
- Noce, C.M. 1995. *Geocronologia dos eventos magmáticos, sedimentares e metamórficos na região do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais*. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências/USP, São Paulo. 128p.
- Noce, C.M. 2000. Geochronology of the Quadrilátero Ferrífero: a review. *Geonomos*, 7 (1,2): 15-23.
- Noce, C.M.; Armstrong, R.; Dantas, E.; Zuccheti, M.; Baltazar O. F.; Renger, F. E.; Lobato, L. M. 2004. Novas datações U-Pb (SHRIMP e ID-TIMS) para o *greenstone belt* Rio das Velhas, Quadrilátero Ferrífero. In: Cong. Bras. Geol., 42, Araxá. CD-ROM.
- Noce, C.M.; Dantas, E.L.; Lobato, L.M.; Zuccheti, M.; Baltazar, O.F. 2002. Múltiplos eventos de vulcanismo no Greenstone Belt Rio das Velhas, Quadrilátero Ferrífero (MG): Novos dados U-Pb, implicações geotectônicas e metalogenéticas. In: Cong. Bras. Geol., 41, João Pessoa. *Resumos*. p. 522.
- Noce, C.M.; Machado, N.; Teixeira, W. 1998. U-Pb geochronology of gneisses and granitoids in the Quadrilátero Ferrífero (southern São Francisco cráton). *Rev. Bras. Geoc.*, 28(1): 95-102.
- Noce, C.M.; Zuccheti, M.; Baltazar, O.F.; Armstrong, R.; Dantas, E.L.; Renger, F.E.; Lobato, L.M. 2005. Age of felsic volcanism and the role of ancient continental crust in the evolution of the Neoproterozoic Rio das Velhas Greenstone belt (Quadrilátero Ferrífero, Brazil): U-Pb zircon dating of volcanoclastic graywackes. *Prec. Res.*, 141: 67-82.
- Oliveira, G.A.I.; Clemente, P.L.C.; Vial, D.S. 1983. Excursão à mina de ouro de Morro Velho. In: Simp. Geol. Minas Gerais, 2, Belo Horizonte. SBG, *Anais*. p. 497-505.
- Passchier, C.W. & Trouw, R.A. 1996. *Micro-tectonics*. Berlim. Springer-Verlag. 289p.
- Pearce, J.A. & Cann, J.R. 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace elements analyses. *Earth Planet. Sci. Let.*, 19: 290-349.

- Pimentel, M. & Silva, M.G. 2003. Sm-Nd age of the fazenda brasileiro gabbro, Bahia, Brazil: example of robust behavior of the Sm-Nd isotopic system under extreme hydrothermal alteration. *An. Acad. Bras. Ciênc.*, 75(3): 383-392.
- Ramdhor, P. 1980. *The ore minerals and their intergrowths*. New York. Pergamon Press. 1205p.
- Requia, K.; Stein, H.; Fontboté, L.; Chiaradia, M. 2003. Re-Os and Pb-Pb geochronology of the Archean Salobo iron oxide copper-gold deposit, Carajás mineral province, northern Brazil. *Mineralium Deposita*, 38: 727-738.
- Ribeiro-Rodrigues, L.C.; Vieira, F.W.R.; Friedrich, G.; Chemale Jr, F.; Oliveira, C.G. 1997. Structural styles of greenstone-hosted gold mineralization in the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. In: Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, Brasília, *Extended Abstracts*, p. 363-364.
- Ribeiro-Rodrigues, L.C. 1998. *Gold in Archaean banded iron-formation of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil-the Cuiabá mine*. (Augustinus Verlag, Aachener Geowissenschaftliche Beiträge Band 27) Aachen University of Technology, Aachen, Germany, Ph.D. Thesis, 264 p.
- Ribeiro-Rodrigues, L.C.; Friedrich, G.; Oliveira, C.G.; Vieira, F.W.R.; Biasi, E.E.; Callegari, L.A. 1996. The BIF-hosted Cuiabá Gold Deposit, Iron Quadrangle, Minas Gerais, Brazil: characteristics, controls and genesis. In: Gold Deposits of South America Symposium, Congr. Bras. Geol., 39, Salvador, *Anais*, 7: 224-228.
- Roddick, J.C. 1984. Emplacement and metamorphism of Archaean mafic volcanics at Kambalda, western Australia – geochemical and isotopic constraints. *Geoch. Cosmoch. Acta*, 48: 1305-1318.
- Rollison, H. 1993. *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*. Longman. Singapura. 352p.
- Romano A.W. 1989. *Evolution tectonique de la région NW du Quadrilatère Ferrifère, Minas Gerais, Brésil*. Thèse Docteur, Université de Nancy I, 259p.
- Ruiz, J.; Jones, L.M.; Kelly, W.C. 1984. Rubidium- strontium dating of ore deposits hosted by Rb-rich rocks, using calcite and other common Sr-bearing minerals. *Geology*, 12: 259-262.
- Sato, K.; Tassinari, C.C.G.; Kawashita, K.; Petronilho, L. 1995. O método geocronológico Sm-Nd no IG-USP e suas aplicações. *An. Acad. Bras. Ci.*, 67(3): 313-336.
- Schorscher, J.H.D. 1976. Polimetamorfismo do pré-cambriano na região de Itabira, Minas gerais, Brasil. In: Cong. Bras. Geol., 29, Ouro Preto. *Resumos*, p.194-195.
- Schorscher, J.H.D. 1978. Komatiítos na estrutura “greenstone belt” Série Rio das Velhas, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brasil. In: Cong. Bras. Geol., 30, Recife. *Anais*, SBG, v.1, p. 292-293.
- Schrank, A. & Machado, N. 1996a. Idades U-Pb em monazitas e zircões das minas de Morro Velho e Passagem de Mariana- Quadrilátero Ferrífero(MG). In: Congr. Bras. Geol., 39, Salvador, *Resumos Expandidos*, 6: 470-472.
- Schrank, A. & Machado, N. 1996b. Idades U-Pb em monazitas e zircões do distrito aurífero de Caeté, da mina de Cuiabá e do depósito de Carrapato, Quadrilátero Ferrífero (MG). In: Cong. Bras. Geol., 39, Salvador. *Anais*, v. 6, p. 473-475.
- Schrank, A.; Machado, N., Stern, R. 2002. Eventos no arqueano com base em idades U/Pb – SHRIMP de zircões detriticos em metassedimentos da Mina de Morro Velho – Quadrilátero Ferrífero – Minas Gerais. In: Cong. Bras. Geol., 41, João Pessoa. *Resumos*. p. 219.
- Shen, J.J.; Papanastassiou, D.A.; Wasserburg, G.J. 1996. Precise Re-Os determinations and systematics of iron meteorites. *Geoch. Cosmoch. Acta*, 60: 2887-2900.
- Shirey, S.B. & Walker, R.J. 1995. Carius tube digestion for low blank rhenium-osmium analysis. *Analytical Chemistry*, 34: 2136-2141.
- Silva, L.C. 1998. Petrologia e Litogeoquímica. In: M. Zucchetti & O.F. Baltazar (organizadores). *Projeto Rio das Velhas: Texto Explicativo do Mapa Geológico Integrado, escala 1:100.000*, Belo Horizonte, DNPM/CPRM. p. 55-102.
- Smoliar, M.I.; Walker, R.J.; Morgan, J.W. 1996. Re-Os ages for group IIA, IIIA, IVA and IVB iron meteorites. *Science*, 271: 1099-1102.
- Stacey, J.S. & Krammers, J.D. 1975. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 26: 207-221.
- Steiger, R.H. & Jäger, E. 1977. Subcommission on geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 36: 359-362.
- Stein, H.J.; Markey, R.J.; Morgan, J.W.; Hannah, J.L.; Scherstén, A. 2001. The remarkable Re-Os chronometer in molybdenite: how and why it works. *Terra Nova*, 13: 479-486.

- Stein, H.J.; Sundblad, K.; Markey, R.J.; Morgan, J.W.; Motuza, G. 1998. Re-Os ages for archean molybdenite and pyrite, Kuittila-Kivisuo, Finland and Proterozoic molybdenite, Kabeliais, Lithuania: testing the chronometer in a metamorphic and metasomatic setting. *Mineralium Deposita*, 33: 329-345.
- Suita, M.T.F.; Hartmann, L.A.; Endo, I.; Santos, J.O.S., McNaughton, N.J. 2002. The oldest detrital zircon in South America – 3,8 Ga, determined by Shrimp geochronology from a Quadrilátero Ferrífero sandstone. In: Cong. Bras. Geol., 41, João Pessoa. *Resumos*. p. 528.
- Suzuki, K. 1993. Reliable Re-Os for molybdenite. *Geoch. Cosmoch. Acta*, 57: 1625-1628.
- Suzuki, K.; Shimizu, H.; Masuda, A. 1996. Re-Os dating of molybdenites from ore deposit in Japan: implication for the closure temperature of the Re-Os system for molybdenite and cooling history of molybdenum ore deposits. *Geoch. Cosmoch. Acta*, 60: 3151-3159.
- Taylor, S.R. & McLennan, S.M. 1985. *The continental crust: its composition and evolution*. Blackwell, Oxford.
- Teixeira, W.; Carneiro, M.A.; Noce, C.M.; Machado, N.; Sato, K.; Taylor, P.N. 1996. Pb, Sr and Nd isotope constraints on the Archaean evolution of gneissic-granitoid complexes in the southern São Francisco Craton, Brazil. *Prec. Res.*, 78: 151-164.
- Thorpe, R.I.; Cummings, G.L.; Krstic, D. 1984. Lead isotope evidence regarding the age of gold deposits in the Nova Lima District, Minas Gerais. *Rev. Bras. Geoc.*, 14(3): 147-152.
- Toledo, C.L.B. 1997. *Controle estrutural da mineralização aurífera na mina de Cuiabá, setor noroeste do greenstone belt Rio das Velhas, Quadrilátero Ferrífero*. Inst. de Geociências, Universidade Estadual Campinas, Campinas, Dissertação de Mestrado, 166p.
- Vasconcelos, P.M., Onoe, A.T., Kawashita, K., Soares, A.J., Teixeira, W. 2002. ⁴⁰Ar/³⁹Ar geochronology at the Instituto de Geociências, USP: instrumentation, analytical procedures and calibration. *Anais Acad. Bras. Ciênc.*, 74(2): 297-342.
- Vial, D.S. 1988. Mina de ouro de Cuiabá. Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. In: Schobbenhaus, C. & Coelho, C.E.S. (Coords.). *Principais Depósitos Minerais do Brasil*. Vol. III, Brasília, DNPM/CVRD, p. 413-419.
- Vieira, F.W.R. 1992. *Geologia da Mina de Cuiabá, Níveis 03 e 04*. Relatório inédito, Mineração Morro Velho S. A., Nova Lima, 63p.
- Vieira, F.W.R. & Oliveira, G.A.I. 1988. Geologia do distrito aurífero de Nova Lima, Minas Gerais. In: Schobbenhaus, C. & Coelho, C.E.S. (Coords.). *Principais Depósitos Minerais do Brasil*. Vol. III, Brasília, DNPM/CVRD, p. 377-391.
- Vieira, F.W.R. & Simões, E.J.M. 1992. Geology of the Nova Lima area and excursion to the Raposos mine. In: IUGS UNESCO, *Gold Deposit Modelling Course*, p. 1-24.
- Vieira, F.W.R. 1988. Processos epigenéticos da formação dos depósitos auríferos e zonas de alteração hidrotermal do Grupo Nova Lima, Quadrilátero Ferrífero Minas Gerais. In: Cong. Bras. Geol., 35, Belém. *Anais*, Belém, vol. 1, p. 76-86.
- Vieira, F.W.R. 1991. Textures and processes of hydrothermal alteration and mineralization in the Nova Lima group, Minas Gerais, Brazil. In: E.A. Ladeira (ed.) *Proceedings of Gold' 91, the Economics, Geology, Geochemistry and Genesis of Gold Deposits*. Rotterdam, A.A. Balkema, p. 319-325.
- Vieira, F.W.R. 2000. *Geologia da mina de ouro de Cuiabá, Quadrilátero Ferrífero*. Mineração Morro Velho S.A. Relatório Interno. 7p.
- Volkening, J.; Walczyk, T.; Heumann, K.G. 1991. Osmium isotope ration determinations by negative thermal ionization mass spectrometry. *Int. J. Mass Spectrom. Proc.*, 105: 147-159.
- Walker, R.J. & Fassett, J.D. 1986. Isotopic measurements of sub-nanogram quantities of rhenium and osmium by resonance ionization mass spectrometry. *Anal. Chem.*, 58: 2923-2927.
- Walker, R.J.; Carlson, R.W.; Shirey, S.B.; Boyd, F.R. 1989. Os, Sr, Nd and Pb isotope systematics of southern African peridotite xenoliths: implications for the chemical evolution of subcontinental mantle. *Geoch. Cosmoch. Acta*, 53: 1583-1595.
- Winchester, J.A. & Floyd, P.A. 1977. Geochemical magma type discrimination: application to altered and metamorphosed basic igneous rocks. *Earth Planet. Sci. Let.*, 28: 459-469.
- Xavier, R.P.; Toledo, C.L.B.; Taylor, B.E.; Schrank, A. 2000. Fluid evolution and gold deposition at the Cuiabá mine, SE Brazil: fluid inclusions and stable isotope geochemistry of carbonates. *Rev. Bras. Geoc.*, 30(2): 337-341.
- Zartman, R.E. & Doe, B.R. 1981. Plumbotectonics – the model. *Tectonophysics*, 75: 135-162.

- Zucchetti, M.; Lobato, L.M.; Baars, F.J. 2000a. Genetically diverse basalt geochemical signatures developed in the Rio das Velhas Greenstone belt, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. *Rev. Bras. Geoc.*, 30(3): 397-402.
- Zucchetti, M.; Lobato, L.M.; Baltazar, O. 2000b. Volcanic and volcanoclastic features in Archean rocks and their tectonic environments, Rio das Velhas Greenstone belt, Quadrilátero Ferrífero, MG-Brazil. *Rev. Bras. Geoc.*, 30(3): 388-392.
- Zucchetti, M. & Baltazar, O. 2005. Lithofacies associations and structural evolution of the Archean Rio das Velhas greenstone belt, Quadrilátero Ferrífero, Brazil: A review of the setting of gold deposits. *Ore Geol. Rev.*, in press.

ANEXOS

ANEXO I

Relação das amostras coletadas na mina Cuiabá

Amostra	Nível	Local	Corpo	Litologia	Observações
MC-01	8	Sub-nível	Balancão	S	Bandada
MC-02	8	Sub-nível	Balancão	X2	Interno
MC-03	8	Realce	Fonte Grande Su	S	Fino que ocorre na separação dos anéis da FF
MC-04	8	Realce	Fonte Grande Su	S	Grosso em zona de charneir
MC-05	8	Realce	Fonte Grande Su	FFB	Carbonática
MC-06	8	Realce	Fonte Grande Su	S	Maiço
MC-07	8	Realce	Fonte Grande Su	FFB	Estéril com bandamento mal definido
MC-08	8	Realce	Fonte Grande Su	FFB	Estéril bem bandada
MC-09	8	Realce	Fonte Grande Su	FFB	Carbonática
MC-10	8	Realce	Fonte Grande Su	FFB	Carbonática
MC-11	8	Realce	Fonte Grande Su	Po	Agregado mineral em veio de quartzo tipo tard
MC-12	8	Realce	Fonte Grande Su	FFB	Contato com o veio da amostra MC-1
MC-13	8	Distrito	Ao lado do FG	X2	Interno
MC-14	8	Distrito	Ao lado do FG	X2CL	Interno
MC-15	8	Distrito	Ao lado do FG	MANX	Interno
MC-16	8	Distrito	Ao lado do FG	MAN	Interno
MC-17	11	Distrito	A norte do Balancão	X1	Externo fora da zona de alteração hidroterm
MC-18	11	Distrito	A norte do Balancão	X1	Externo fora da zona de alteração hidroterm
MC-19	11	Distrito	A norte do Balancão	X1	Externo fora da zona de alteração hidroterm
MC-20	11	Distrito	Região do Dom Domingo	FFB	Estéril negra
MC-21	11	Distrito	Região do Dom Domingo	FFB	Estéril negra
MC-22	11	Distrito	Região do Dom Domingo	FFB	Estéril negra
MC-23	11	Distrito	Região do Dom Domingo	X2CL	Externo
MC-24	11	Distrito	Região do Dom Domingo	MBAX	Externo
MC-25	11	Distrito	Região do Dom Domingo	Qz/Cb	Veio quartzo carbonático hospedado no MB
MC-26	11	Distrito	Região do Dom Domingo	MBA	Externo
MC-27	11	Distrito	Ao lado do FG	MBA	Externo
MC-28	11	Distrito	Ao lado do FG	X2CL	Externo
MC-29	11	Distrito	Ao lado do FG	Qz/Cb	Veio quartzo carbonático tardio hospedado no X2C
MC-30	11	Distrito	Ao lado do FG	X2CL	Externo, mais sericítico do que MC-28, gradando para X
MC-31	11	Distrito	Ao lado do FG	FFB	Estéril negra
MC-32	11	Sub-nível	Fonte Grande Su	CL	Bolsão de clorita em veio tardio
MC-33	11	Sub-nível	Fonte Grande Su	S	Pirrotita maciça a bandada
MC-34	11	Sub-nível	Fonte Grande Su	Qz	Veio tardio
MC-35	11	Sub-nível	Fonte Grande Su	FFB	Estéril
MC-36	11	Sub-nível	Fonte Grande Su	FG	Contato com a FFE
MC-37	11	Distrito	Balancão	LS	Bege, recristalizada com sulfet
MC-38	11	Distrito	Balancão	S	Maiço
MC-39	11	Distrito	Balancão	LS	Bege de granulação fina com pouco sulfet
MC-40	7	Distrito	Região do Dom Domingo	MAN	Interno
MC-41	7	Distrito	Região do Dom Domingo	MAN	Interno
MC-42	7	Distrito	Região do Dom Domingo	MANX	Interno
MC-43	7	Distrito	A norte do Balancão	FG	Intercalado em X2CL (externo)
MC-44	7	Distrito	A norte do Balancão	FG	Intercalado em X2CL (externo)
MC-45	7	Distrito	A norte do Balancão	X2CL	Externo
MC-46	7	Distrito	A norte do Balancão	FG	Contato com a FFE

S = sulfeto, Po = pirrotita, Qz = quartzo, CL = clorita, Cb = carbonato, FFB = formação ferrífera bandada, MBA = máfica toleítica, MAN = máfica andesítica, MANX e MBAX = máfica cloritizada, X2CL = máfica carbonatizada, X2 = máfica sericitizada, FG = filito grafitoso, X1 = pelito, LS = lapa se

MC-47	7	Distrito	A norte do Balancão	FG	Intercalado em X2CL (externo
MC-48	7	Distrito	A norte do Balancão	Cb	Veio carbonático dentro do FC
MC-49	7	Distrito	Rampa de acesso ao Ba	MBA	Externo
MC-50	7	Distrito	Rampa de acesso ao Ba	FG	Intercalado em X2CL (externo
MC-51	7	Distrito	Rampa de acesso ao Ba	Qz/Cb	Veio quartzo carbonático dentro do FG (longe do contato com a FFB)
MC-52	7	Realce	Balancão	Qz/Cb	Veio quartzo carbonático dentro do FG (perto do contato com a FFB)
MC-53	7	Realce	Balancão	S	Grosso maciço
MC-53a	7	Realce	Balancão	Qz	Veio de quartzo dentro do S grosso
MC-54	7	Realce	Balancão	S	Fino com várias bandas
MC-55	7	Realce	Balancão	S	Grosso
MC-56	7	Realce	Balancão	FG	Grosso
MC-57	7	Realce	Balancão	X2	Externo com alguma clorita
MC-58	7	Realce	Fonte Grande Su	X2	Interno
MC-59	7	Realce	Fonte Grande Su	S	Grosso
MC-60	7	Realce	Fonte Grande Su	S	Fino
MC-61	7	Realce	Fonte Grande Su	FFB	Bandada com pouca pirrotita
MC-62	7	Realce	Fonte Grande Su	FG	Contato com a FFE
MC-63	7	Realce	Fonte Grande Su	FFB	Carbonática com pirita grosso
MC-64	7	Realce	Fonte Grande Su	S	Pirrotita
MC-65	7	Realce	Fonte Grande Su	S	Banda de pirita fina
MC-66	7	Realce	Fonte Grande Su	FFB	Carbonática
MC-67	7	Realce	Fonte Grande Su	FFB	Carbonática
MC-68	878,7m	Furo PC-56		diabásico	Contato com X1. Vênulas de pirita e pirrotita
MC-69	880,0 m	Furo PC-56		diabásico	dique de diabásio granulação média
MC-70	880,65 m	Furo PC-56		diabásico	dique de diabásio granulação média
MC-71	882,6 m	Furo PC-56		diabásico	dique de diabásio granulação grosso
MC-72	887,7 m	Furo PC-56		diabásico	dique de diabásio granulação média-fina
MC-73	893,5 m	Furo PC-56		diabásico	dique de diabásio granulação média-fina
MC-74	896,0 m	Furo PC-56		diabásico	dique de diabásio granulação média com fenocristais de F
MC-75	899,4 m	Furo PC-56		diabásico	dique de diabásio granulação grosso
MC-76	899,9 m	Furo PC-56		diabásico	dique de diabásio granulação grosso
MC-77	1361,9 m	Furo PC-57		X2 e X2QZ	
MC-78	1393,2 m	Furo PC-57		MBAX	
MC-79	1412,4 m	Furo PC-57		MBA	
MC-80	8	-	Balancão	esfalerita	coletada em bolsões com espaços vazios
MC-90	5A	Realce	Balancão	S	Grosso
MC-91	5A	Realce	Balancão	S	Grosso
MC-92	7//8	Realce	Balancão	S	Grosso
MC-93	8	Realce	Balancão	Qz/Cb	bolsão de quartzo+carbonato
MC-94	8	Realce	Fonte Grande Sul	FFB	Carbonática
MC-95	8	Realce	Serrotinho	Po	Agregado mineral em veio de quartzo tipo tardio
MC-96	8	Realce	Serrotinho	S	Pirita fina e bandada com magnetita
MC-97	8	Realce	Serrotinho	Qz/Cb	veio de quartzo + carbonato cinza claro
MC-98	8	Realce	Serrotinho	S	Pirita fina e bandada com magnetita
MC-99	9	Realce	Serrotinho	S	Fino
MC-100	9	Realce	Serrotinho	S	Grosso
MC-101	9	Realce	Fonte Grande Sul	S	Pirrotita maciça a bandada
MC-102	9	Realce	Fonte Grande Sul	S	Pirrotita maciça a bandada
MC-103	9	Realce	Balancão	FG	Pirita grosseira em meio ao filito grafitoso

S = sulfeto, Po = pirrotita, Qz = quartzo, CL = clorita, Cb= carbonato, FFB = formação ferrífera bandada, MBA = máfica toleítica, MAN = máfica andesítica, MANX e MBAX= máfica cloritizada, X2CL = máfica carbonatizada, X2= máfica sericitizada, FG = filito grafitoso, X1 = pelito, LS = lapa seca

ANEXO II

MAPA GEOLÓGICO DA MINA CUIABÁ (NÍVEL 11)

(Fonte: AngloGold Ashanti)

ANEXO II

LEGENDA

<p>Cb - rocha carbonatada</p> <p>Sulfetos com: Qzl - quartzo leitoso e Qzf - quartzo fumaça.</p>
<p>Formação ferrífera bandada, formada pela alternância de bandas brancas quartzosas, bege-claras quartzo carbonáticas, negras quartzo-carbonato-grafitosas.</p>
<p>Carbonato-quartzo-sericita xisto com clorita e grafita de cor cinza-escuro a negro (metapelito).</p>
<p>Quartzo-carbonato-sericita xisto com plagioclásio de cor bege, torna-se cinza-esverdeado devido a presença de clorita e grafita (metabasalto sericitizado e carbonatizado).</p>
<p>Quartzo-carbonato-sericita-grafita filito negro (metapelito grafitoso).</p>
<p>Rocha maciça constituída por carbonato, quartzo e albita (lapa seca - metabasalto albitizado)</p>
<p>Quartzo leitoso</p>
<p>Quartzo fumaça</p>

(Fonte: *AngloGold Ashanti*)

CONVENÇÕES GEOLÓGICAS

Contato definido ou observado.

CONVENÇÕES CARTOGRÁFICAS

Galeria subterrânea

MC-31

Amostra coletada

ANEXO III

1) ESQUEMA DO PROCEDIMENTO DE ANÁLISES Pb-Pb POR DIGESTÃO TOTAL UTILIZADO NO CPGeo-USP.

Ataque químico

ROCHA, QUARTZO, SERICITA E CLORITA	SULFETOS	CARBONATOS
Peso = 40 - 500 mg	Peso = 20 - 100 mg	Peso = 500 mg
Adição de 3ml de HF _{conc} + 1 ml de HNO ₃ 7N	Adição de 1ml de HCl 6N + 1ml de HNO ₃ 7N	Adição de 2ml de HBr 0,7 N – 1h a frio
Ultra-som – 60 min	Digestão a quente 12h – 100°C	Jogar fora o HBr e lavar com H ₂ O
Digestão a quente 24h – 100°C	Evaporação ~ 6 h – 100°C	Adição de 10ml de HBr 0,7 N – 24h a frio
Evaporação ~ 6 h – 100°C	Adição de 1ml de HCl 6N	Evaporação ~ 12 h – 80°C
Adição de 6ml de HCl 6N	Digestão a quente 12h – 100°C	Adição de 2ml de HCl 6N
Digestão a quente 12h – 100°C	Evaporação ~ 6 h – 100°C	Digestão a frio – 12h
Evaporação ~ 6 h – 100°C	Adição de 1ml de HBr 0,6 N	Evaporação ~ 6 h – 80°C
Adição de 1ml de HBr 0,6 N	Centrifugação – 20 min	Adição de 1ml de HBr 0,6 N

Coluna de troca aniônica – Extração de Pb

Adição de 35µl de resina na coluna
Lavagem da resina com 2,0 ml de HCl 6,0 N
Lavagem da resina com 0,3 ml de H ₂ O
Condicionamento da resina com 0,3 ml de HBr 0,6 N
Adição da amostra - 1 ml em HBr 0,6 N
Eluição da resina com 0,3 ml de HBr 0,6N
Eluição da resina com 0,3 ml de HBr 0,6N
Eluição da resina com 0,3 ml de HBr 0,6N
Coleta de Pb com 1,0 ml de HCl 6N

2) PROCEDIMENTO DAS ETAPAS DE LIXIVIADOS DAS AMOSTRAS ANALISADAS.

PIRITA

MC-1 pirita porfiroblástica				Massa inicial = 0,41025 g		
<i>Etapas</i>	<i>Massa (g) dissolvida por etapa</i>	<i>Massa (g) dissolvida Acumulada</i>	<i>Reagentes (Quantidades mL)</i>	<i>Tempo</i>	<i>Temp. °C</i>	<i>OBS.</i>
L1	0.01367	0.01367	Mix Forte* (4)	15'	100	Centrifugação 15'
L2	0.00370	0.01737	HCl 2N (3,5) + HNO ₃ 0,5N (0,5)	2 h	100	Centrifugação 10'
L3	0.01665	0.03402	HCl 4N (3) + HNO ₃ 0,5N (1)	5 h 20'	100	
L4	0.01580	0.04982	HCl 6N (3) + HNO ₃ 0,5N (1) + HBr 1N (2 µl)	4h 13'	100	
L5	0.08117	0.13099	HCl 6N (3,5)+ HNO ₃ 0,5N (0,5)+ HBr 1N (2 µl)	16 h 20'	ambiente	Centrifugação 10'
L6	0.19747	0.32846	HCl 6N (2) + HNO ₃ 7N (2ml) + HBr 1N (2 µl)	4 dias	ambiente	Lixiviados no mesmo savilex
	0.06930	0.39776	HNO ₃ 7N (3) + HBr 1N (2 µl)	1 dia	100	
L7	0.00752	0.40528	HF _{conc} (2) +HNO ₃ 7N (2)	5 dias	100	2 µl de HBr 1N na evaporação

* Mix Forte = HBr 1,5N + HCl 2N (12:1)

MC-3 pirita maciça				Massa inicial = 0,20439 g		
<i>Etapas</i>	<i>Massa (g) dissolvida por etapa</i>	<i>Massa (g) dissolvida Acumulada</i>	<i>Reagentes (Quantidades mL)</i>	<i>Tempo</i>	<i>Temp. °C</i>	<i>OBS.</i>
L1	0.00536	0.00536	HCl 6N (3)	2h 50'	100	
L2	0.00499	0.01035	HBr 6N (3)	4h	100	
L3	0.19825	0.20324	HCl 6N (2) + HNO ₃ 7N (2)	4 dias	100	

MC-4 pirita porfiroblástica				Massa inicial = 0,31846 g		
<i>Etapas</i>	<i>Massa (g) dissolvida por etapa</i>	<i>Massa (g) dissolvida Acumulada</i>	<i>Reagentes (Quantidades mL)</i>	<i>Tempo</i>	<i>Temp. °C</i>	<i>OBS.</i>
L1	0.00496	0.00496	HCl 6N (3)	2h 50'	100	
L2	0.00548	0.01044	HBr 6N (3)	4h	100	
L3	0.30146	0.30694	HCl 6N (2) + HNO ₃ 7N (2)	4 dias	100	

MC-6 pirita maciça				Massa inicial = 0,17988 g		
<i>Etapas</i>	<i>Massa (g) dissolvida por etapa</i>	<i>Massa (g) dissolvida Acumulada</i>	<i>Reagentes (Quantidades mL)</i>	<i>Tempo</i>	<i>Temp. °C</i>	<i>OBS.</i>
L1	0.00039	0.00039	HCl 6N (3)	2h 50'	100	
L2	0.00042	0.00081	HBr 6N (3)	4h	100	
L3	0.17148	0.17190	HCl 6N (2) + HNO ₃ 7N (2)	4 dias	100	

MC-65 pirita porfiroblástica			Massa inicial = 0,53524 g			
<i>Etapas</i>	<i>Massa (g) dissolvida por etapa</i>	<i>Massa (g) dissolvida Acumulada</i>	<i>Reagentes (Quantidades mL)</i>	<i>Tempo</i>	<i>Temp. °C</i>	<i>OBS.</i>
L1	0.00187	0.00187	Mix Forte (4)	44'	100	
L2	0.00132	0.00319	HBr 1N (4)	23h 34'	100	
L3	0.00017	0.00336	HBr 4N (4)	50h 26'	100	
L4	0.51088	0.51424	HCl 6N (2) + HNO ₃ 7N (2)	2 dias	100	Resíduo escuro

MC-65 pirita muito fina			Massa inicial = 0.42388g			
<i>Etapas</i>	<i>Massa (g) dissolvida por etapa</i>	<i>Massa (g) dissolvida Acumulada</i>	<i>Reagentes (Quantidades mL)</i>	<i>Tempo</i>	<i>Temp. °C</i>	<i>OBS.</i>
L1	0.00035	0.00035	Mix Forte (4)	15'	100	
L2	0.00101	0.00136	HCl 2N (3,5) + HNO ₃ 0,5N (0,5)l	2 h	100	
L3	0.01965	0.02101	HCl 4N (3) + HNO ₃ 0,5N (1)	5 h 20'	100	
L4	0.01678	0.03779	HCl 6N (3) + HNO ₃ 0,5N (1) + HBr 1N (2 µl)	4h 13'	100	
L5	0.07703	0.11482	HCl 6N (3,5)+ HNO ₃ 0,5N (0,5)+ HBr 1N (2µl)	16 h 20'	ambiente	Centrifugação 10'
L6	0.25686	0.37168	HCl 6N (2) + HNO ₃ 7N (2) + HBr 1N (2 µl)	4 dias	ambiente	Reação forte - Lixiviados no mesmo savilex
	0.0290	0.34267	HNO ₃ 7N (3) + HBr 1N (2 µl)	1 dia	100	
L7	0.06276	0.40543	HF conc (2) + HNO ₃ 7N (2)	5 dias	100	Resíduo escuro

MC-103 pirita porfiroblástica			Massa inicial = 0,47145 mg			
<i>Etapas</i>	<i>Massa (g) dissolvida por etapa</i>	<i>Massa (g) dissolvida Acumulada</i>	<i>Reagentes (Quantidades mL)</i>	<i>Tempo</i>	<i>Temp. °C</i>	<i>OBS.</i>
L1	0.00153	0.00153	Mix Forte (4)	44'	100	
L2	0.00065	0.00218	HBr 1N (4)	23h 34'	100	
L3	0.00168	0.00386	HBr 4N (4)	50h 26'	100	
L4	0.45871	0.46257	HCl 6N (2) + HNO ₃ 7N (2)	2 dias	100	

PIRROTITA

MC-11 pirrotita em veio			Massa inicial = 0.40087 g			
<i>Etapas</i>	<i>Massa (g) dissolvida por etapa</i>	<i>Massa (g) dissolvida Acumulada</i>	<i>Reagentes (Quantidades mL)</i>	<i>Tempo</i>	<i>Temp. °C</i>	<i>OBS.</i>
L1	-	-	Mix Forte (4)	16'	100	Amostra hidratada
L2	0.19190	0.19190	HCl 2N (3,5) + HNO ₃ 0,5N (0,5)	2 h	100	Centrifugação 10'
L3	0.15583	0.34773	HCl 4N (4)	1 h	100	Centrifugação 10'
L4	0.04964	0.39737	HCl 6N (2) + HNO ₃ 7N (2) + HBr 1N (2 µl)	4h 13'	100	
L5	0.00350	0.40087	HCl 6N (2) + HNO ₃ 7N (2) + HBr 1N (2 µl)	3 dias	T1 = 50 T2 = 100	

MC-95 A pirrotita em veio			Massa inicial = 0.49575 g			
<i>Etapas</i>	<i>Massa (g) dissolvida por etapa</i>	<i>Massa (g) dissolvida Acumulada</i>	<i>Reagentes (Quantidades mL)</i>	<i>Tempo</i>	<i>Temp. °C</i>	<i>OBS.</i>
L1	0.00009	0.00009	Mix Forte (4)	18'	70	Amostra hidratada
L2	0.29883	0.29892	HCl 2N (4) + HNO ₃ 7N (0,5)	2 h	80	Centrifugação 10'
L3	0.16263	0.46155	HCl 4N (4)	5 h	80	Centrifugação 10'
L4	0.03360	-	HCl 6N (2) + HNO ₃ 7N (2) + HBr 1N (2 µl)	3 dias	80	

MC-3 pirrotita no minério			Massa inicial = 0.16228g			
<i>Etapas</i>	<i>Massa (g) dissolvida por etapa</i>	<i>Massa (g) dissolvida Acumulada</i>	<i>Reagentes (Quantidades mL)</i>	<i>Tempo</i>	<i>Temp. °C</i>	<i>OBS.</i>
L	0.11347	0.11347	HCl 4N (3)	2h 50'	70	
R	0.04881	0.16221	HCl 6N (2) + HNO ₃ 7N (2)	4 dias	100	

MC-64 pirrotita na FFB			Massa inicial = 0.60090 g			
<i>Etapas</i>	<i>Massa (g) dissolvida por etapa</i>	<i>Massa (g) dissolvida Acumulada</i>	<i>Reagentes (Quantidades mL)</i>	<i>Tempo</i>	<i>Temp. °C</i>	<i>OBS.</i>
L1	0.01733	0.01733	Mix Forte (4)	15'	70	Amostra hidratada
L2	0.00734	0.02467	HCl 2N (4) + HNO ₃ 0,5N (0,5)	2h 26'	90	Centrifugação 10'
L3	0.51485	0.52219	HCl 4N (4)	5 h	90	Centrifugação 10'
L4	0.07893	0.59378	HCl 6N (2) + HNO ₃ 7N (2) + HBr 1N (2 µl)	3 dias	90	Resíduo de quartzo

ESFALERITA

MC-80 A			Massa inicial = 0.49017 g			
<i>Etapas</i>	<i>Massa (g) dissolvida por etapa</i>	<i>Massa (g) dissolvida Acumulada</i>	<i>Reagentes (Quantidades mL)</i>	<i>Tempo</i>	<i>Temp. °C</i>	<i>OBS.</i>
L1	0.00258	0.00258	Mix Forte (4)	15'	70	Amostra hidratada
L2	0.02107	0.02365	HCl 2N (4)	3 h	80	Centrifugação 10'
L3	0.04268	0.06633	HCl 4N (4)	5 h	80	Centrifugação 10'
L4	0.42410	-	HCl 6N (2) + HNO ₃ 7N (2) + HBr 1N (2 µl)	3 dias	80	

MAGNETITA

MC-0 magnetita na FFB			Massa inicial = 0.41729 g		
<i>Etapas</i>	<i>Reagentes (Quantidades mL)</i>		<i>Tempo</i>	<i>Temp. °C</i>	<i>OBS.</i>
L1	HCl 1N (4)		30'	100	
L2	HCl 2N (4)		2 h	100	
L3	HCl 4N (4) + HBr 1N (2 µl)		6 h	100	
L4	HCl 6N (4) + HBr 1N (2 µl)		4h 30'	100	
L5	HCl 6N (4) + HBr 1N (2 µl)		16 h 20'	50	
L6	HCl 6N (2) + HNO ₃ 7N (2) + HBr 1N (2 µl)		2 dias	100	
L7	HCl 8N (2)		5 dias	100	
L8	HF conc (2) + HNO ₃ 7N (2)		3 dias	100	HBr 1N - 2 µl na evaporação

MC-0 magnetita (Repetição)			Massa inicial = 0.29134g			
<i>Etapas</i>	<i>Massa (g) dissolvida por etapa</i>	<i>Massa (g) dissolvida Acumulada</i>	<i>Reagentes (Quantidades mL)</i>	<i>Tempo</i>	<i>Temp. °C</i>	<i>OBS.</i>
L1	0.00085	0.00085	HCl 1N (3)	32'	100	-
L2	0.00205	0.00290	HCl 2N (3)	2 h	100	-
L3	0.01315	0.01605	HCl 3,13 (3)	4h 15'	100	-
L4	0.07210	0.08815	HCl 6N (3)	6 h	100	-
L5	0.20361	0.29176	HCl 6N (3)	4 d	100	-
L6	0.00111	0.29287	HCl 6N (1)+ HNO ₃ 7N (1)	36 h	100	Pirita
L7	-	-	HF conc (2) + HNO ₃ 7N (2)	2 dias	100	Quartzo

OURO

Concentrado de Ouro da Planta Metalúrgica			Massa inicial = 0,47145 g			
<i>Etapas</i>	<i>Massa (g) dissolvida por etapa</i>	<i>Massa (g) dissolvida Acumulada</i>	<i>Reagentes (Quantidades mL)</i>	<i>Tempo</i>	<i>Temp. °C</i>	<i>OBS.</i>
L1	0.04455	0.04455	HF conc (2)	5 dias	100	
L2	0.00549	0.00549	HCl 2N (2) + HNO ₃ 2N (2)	19h 30'	100	
L3	0.15439	0.15988	HCl 4N (3) + HNO ₃ 4N (1)	22h 30'	100	
L4	0.04485	0.20473	HCl 10N (2) + HNO ₃ 13N (1)	4 dias	100	
L5	-	-	HNO ₃ 13 N (3) HCl 10N (2) + HNO ₃ 13N (1)	1 dia 2 dias	100	Resíduo esverdeado

3) ESQUEMA DO PROCEDIMENTO DE ANÁLISES Rb-Sr E Sm-Nd UTILIZADO NO CPGeo-USP.

Ataque químico

ROCHA TOTAL	SULFETOS
Pesagem = 50-200mg	Pesagem = 500mg
Adição de 1ml de HNO ₃ 13N + 3 ml de HF _{conc}	Adição de 3ml de HCl 6N + 1ml de HNO ₃ 7N
Ultrassom – 60 min	Digestão a frio e depois à 60°C ~8h
Digestão a quente* 7 dias – 60°C	Adição de 3ml de HNO ₃ 7N
Evaporação ~ 8 h – 100°C	Digestão a quente* 12h – 60°C
Adição de 2ml de HCl 6N	Evaporação ~ 6 h – 100°C
Digestão a quente* 12h – 60°C	Adição de 5ml de HCl 6N
Evaporação ~ 8 h – 100°C	Digestão a quente 12h – 60°C
Adição de 1ml de HCl 2,62 N	Evaporação ~ 6 h – 100°C
Centrifugação – 20 min para Sr natural ou repouso por 10 dias para DI	Adição de 1ml de HCl 2,62 N
	Centrifugação – 20 min

* digestão utilizando caixa aquecedora com lâmpada de 100W

Coluna de troca catiônica

EXTRAÇÃO DE Rb, Sr e ETR	EXTRAÇÃO DE Sm e Nd
Adição de 1 ml de H ₂ O	Adição de 2 ml de HCl 0,26N
Adição de 1ml de amostra em HCl 2,62N	Adição de 2 ml de HCl 0,26N
Adição de 1 ml de H ₂ O	Adição de 0,2 ml de amostra em HCl 0,26N
Adição de 1 ml de HCl 2,62N	Adição de 0,2 ml de HCl 0,26 N
Adição de 25 ml de HCl 2,62N	Adição de 0,2 ml de HCl 0,26 N
Adição de 8 ml de HCl 2,62N – Coleta de Rb	Adição de 0,2 ml de HCl 0,26 N
Adição de 18 ml de HCl 2,62N	Adição de 3 ml de HCl 0,26 N
Adição de 12 ml de HCl 2,62N - Coleta de Sr	Adição de 5 ml de HCl 0,26 N - Coleta de Nd
Adição de 12 ml de HCl 6,2 N	Adição de 2 ml de HCl 0,55 N
Adição de 15 ml de HCl 6,2 N- Coleta de ETR	Adição de 3 ml de HCl 0,55 N- Coleta de Sm
Limpeza e acondicionamento da coluna – 100ml de HCl 6N	Limpeza e acondicionamento da coluna – 20ml de HCl 6N + 4 ml de HCl 0,26N

4) FOTOGRAFIAS DAS TÉCNICAS UTILIZADAS NO MÉTODO Re-Os DO LABORATÓRIO DA UNIVERSIDADE DO ARIZONA (EUA).

Extração de ósmio por destilação (ao fundo) e *carius tube* (a frente) com amostras de sulfetos e ouro após a digestão na estufa.

Extração de ósmio por solvente (CCl_4)

Extração de rênio em microcolunas de teflon

5) FOTOMICROGRAFIAS DE IMAGENS DE ELÉTRONS RETROESPALHADOS (A) E ESPECTROS POR DISPERSÃO DE ENERGIA - EDS (B) OBTIDOS NO MEV.

Concentrado de cloreto de prata obtido como resíduo da digestão química do ouro pelo método Pb-Pb.

Concentrado de cloreto de prata obtido como resíduo da digestão química do ouro pelo método Re-Os.

Aspectos dos grãos de ouro, com tamanhos variados, que foram analisados isotopicamente.

ANEXO IV

MÉDIAS DAS ANÁLISES QUÍMICAS

	População I*	População II*	População III*	População IV*	População V*	CPRM**
SiO ₂	52,10	51,10	50,33	56,00	54,75	51,49
TiO ₂	0,51	0,94	1,70	1,47	0,68	1,78
Al ₂ O ₃	11,25	14,07	13,40	14,33	11,80	13,49
Fe ₂ O ₃	2,90	3,95	5,40	3,50	4,35	4,56
FeO	7,23	7,32	8,43	6,50	6,70	9,48
MnO	0,16	0,15	0,15	0,12	0,14	5,03
MgO	10,52	6,69	6,27	5,07	8,55	0,20
CaO	7,32	10,49	7,73	6,23	7,05	6,53
Na ₂ O	1,32	2,05	3,70	3,33	1,65	2,34
K ₂ O	0,45	0,18	0,34	0,78	0,70	0,21
P ₂ O ₅	0,24	0,24	0,37	0,33	0,28	0,20
H ₂ O	3,43	2,06	2,29	1,89	2,88	0,05
CO ₂	0,09	5,50	0,10	0,19	0,35	1,45
LOI	3,52	2,10	2,30	2,03	3,20	3,46
Cr	870,00	122,11	130,33	91,67	462,50	159
Ni	189,50	73,89	67,67	29,33	156,50	75
Co	53,67	46,78	47,67	37,67	47,50	74
Ta	0,14	0,29	0,44	0,55	0,37	5
Nb	1,38	3,73	6,23	7,20	3,88	9
Hf	0,85	1,88	3,23	3,67	2,02	3
Zr	29,50	65,44	114,33	130,67	78,50	146
Y	12,00	22,67	36,33	40,33	19,50	44
Th	0,43	1,31	2,00	4,45	3,59	6
La	2,65	7,43	12,33	21,20	15,08	16,62
Ce	5,88	15,07	26,17	39,60	26,65	34,49
Pr	0,81	4,65	3,49	5,08	3,26	
Nd	4,08	9,89	16,57	22,53	13,70	21,67
Sm	1,26	2,83	4,70	26,95	3,12	4,97
Eu	0,55	0,90	1,44	1,47	0,92	1,35
Gd	1,27	2,85	4,65	5,71	12,13	5,24
Tb	0,28	0,57	0,93	1,05	0,52	
Dy	1,94	3,79	6,07	6,74	3,17	6,71
Ho	0,40	0,76	1,21	1,34	0,63	1,37
Er	1,18	2,24	3,57	3,92	1,88	3,83
Tm	0,18	0,34	0,54	0,59	0,28	
Yb	1,22	2,22	3,52	3,69	1,79	3,09
Lu	0,19	0,35	0,54	0,57	0,29	0,39

* ZUCHETTI *et al.* (2000)

** SILVA (1998)

ANEXO V

DIFRATOGRAMAS DE RAIOS-X (A), FOTOMICROGRAFIA DE IMAGENS DE ELÉTRONS RETROESPALHADOS (B; PONTO 1) E ESPECTROS POR DISPERSÃO (C) DAS AMOSTRAS DE SERICITA ANALISADAS PELO MÉTODO Ar-Ar.

(B)
AMOSTRA MC-3

(C)
AMOSTRA MC-3