

UNIVERSIDADE FEDERAL DE MINAS GERAIS
Instituto de Geociências
Programa de Pós-graduação em Geologia

Noreto Carvalhais Sena

**MODELO GENÉTICO E PALEOAMBIENTAL DE FORMAÇÕES FERRÍFERAS,
METACHERT E ROCHAS METAVULCÂNICAS DO DEPÓSITO CUIABÁ,
GREENSTONE BELT RIO DAS VELHAS, QUADRILÁTERO FERRÍFERO, MINAS
GERAIS, BRASIL**

Belo Horizonte
2020

Noreto Carvalhais Sena

**MODELO GENÉTICO E PALEOAMBIENTAL DE FORMAÇÕES FERRÍFERAS,
METACHERT E ROCHAS METAVULCÂNICAS DO DEPÓSITO CUIABÁ,
GREENSTONE BELT RIO DAS VELHAS, QUADRILÁTERO FERRÍFERO, MINAS
GERAIS, BRASIL**

Dissertação de Mestrado apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geologia do Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, como requisito para obtenção do título de Mestre em Geologia.

Orientador: Profa. Dra. Rosaline Cristina Figueiredo e Silva

Coorientadores: Profa. Dra. Lydia Maria Lobato e Prof. Dr. Breno de Souza Martins

**Belo Horizonte
2020**

S474m Sena, Noreto Carvalhais.
2020 Modelo genético e paleoambiental de formações ferríferas, metachert e rochas metavulcânicas do Depósito Cuiabá, Greenstone Belt Rio das Velhas, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brasil [manuscrito] / Noreto Carvalhais Sena. – 2020.

ix, 117 f., enc.: il. (principalmente color.)

Orientadora: Rosaline Cristina Figueiredo e Silva.

Coorientadora: Lydia Maria Lobato.

Coorientador: Breno de Souza Martins.

Dissertação (mestrado) – Universidade Federal de Minas Gerais, Instituto de Geociências, 2020.

Área de concentração: Geologia Econômica e Aplicada.

Bibliografia: f. 59-69.

Inclui apêndices.

1. Geologia econômica – Minas Gerais – Teses. 2. Geoquímica – Teses. 3. Quadrilátero Ferrífero (MG) – Teses. I. Figueiredo e Silva, Rosaline Cristina. II. Lobato, Lydia Maria. III. Martins, Breno de Souza. IV. Universidade Federal de Minas Gerais. Instituto de Geociências. V. Título.

CDU: 553(815.1)



UNIVERSIDADE FEDERAL DE MINAS GERAIS

PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA



FOLHA DE APROVAÇÃO

MODELO GENÉTICO E PALEOAMBIENTAL DE FORMAÇÕES FERRÍFERAS, METACHERT E ROCHAS METAVULCÂNICAS, DEPÓSITO CUIABÁ, GREENSTONE BELT RIO DAS VELHAS, QUADRILÁTERO FERRÍFERO, MINAS GERAIS, BRASIL

NORETO CARVALHAIS SENA

Dissertação submetida à Banca Examinadora designada pelo Colegiado do Programa de Pós-Graduação em GEOLOGIA, como requisito para obtenção do grau de Mestre em GEOLOGIA, área de concentração GEOLOGIA ECONÔMICA E APLICADA.

Aprovada em 30 de setembro de 2020, pela banca constituída pelos membros:

Profa. Rosaline Cristina Figueiredo e Silva - Orientadora
UFMG

Profa. Flávia Cristina Silveira Braga
UEMG

Prof. Gabriel Jubé Uhlein
UFMG

Belo Horizonte, 30 de setembro de 2020.

AGRADECIMENTOS

Meus sinceros agradecimentos a todos que contribuíram de alguma forma para a elaboração e concretização deste trabalho, em especial:

À minha mãe, Teodora, e irmãs, pela generosidade e por me incentivarem, pelos conselhos e estarem sempre ao meu lado, principalmente nos momentos mais difíceis;

À minha orientadora, professora Dra. Rosaline Cristina Figueiredo e Silva, pelas discussões, dedicação, compartilhamento de conhecimento e paciência ao longo deste período. Seu apoio e comprometimento foram essenciais e agregaram muito ao meu trabalho;

Aos meus coorientadores, Profa. Dra. Lydia Maria Lobato e Prof. Dr. Breno de Souza Martins, pelos importantes momentos de trocas, direcionamentos e correções que me foram dadas ao longo do desenvolvimento do trabalho;

À AngloGold Ashanti pelo apoio logístico e financeiro para a execução da pesquisa;

À CAPES, pela bolsa de mestrado concedida;

Aos amigos da geologia pelos momentos de descontração, que ajudaram a tornar essa caminhada mais leve e divertida;

Ao amigo Vinícius Nogueira Duarte pelo imenso apoio e discussões trocadas em diversos momentos do trabalho.

Por fim agradeço à UFMG e ao Programa de Pós-graduação em Geologia pela oportunidade de desenvolvimento acadêmico.

RESUMO

O depósito aurífero de Cuiabá está inserido na província mineral do Quadrilátero Ferrífero, em rochas do *greenstone belt* Rio das Velhas, Minas Gerais, Brasil. Formações ferríferas bandadas (FFB) dominadas por carbonato de ferro representam a principal litologia hospedeira da mineralização em ouro. A estratigrafia do depósito consiste em uma unidade metavulcânica basal associada com rochas metassedimentares carbonosas, seguida por FFB e metapelito carbonoso, unidade metavulcânica máfica superior e metapelitos turbidíticos intercalados com rochas metavulcanoclásticas no topo da sequência. A FFB é essencialmente composta por quartzo e siderita, ambos de granulação fina, com conteúdo variável de matéria carbonosa. Supõe-se que essas rochas sedimentares químicas, classificadas como FFB do tipo Algoma, tenham sido formadas em ambiente marinho profundo, relativamente próximas aos centros exalativos vulcânicos. Esta hipótese é suportada pela assinatura geoquímica dessas rochas que, de forma geral, apresentam anomalia positiva de La ($La/La^*_{pass} = 0,64-3,43$), Eu ($Eu/Eu^*_{pass} = 1,27 - 4,05$) e Y, refletindo características herdadas da água do mar e de fluidos hidrotermais de alta temperatura (>250°C). Além disso, os valores de razão Y/Ho supercondríticos, comumente observados, reforçam a influência da água do mar em sua geoquímica. A ausência da anomalia de Ce diz respeito às condições de oxigenação da água do mar no momento da sua deposição, indicando baixa disponibilidade de oxigênio. O baixo teor em Al_2O_3 (<0,27%) e outros elementos imóveis, típicos de sedimentos detríticos, corroboram com a interpretação de que essas rochas teriam sido depositadas em um ambiente marinho com baixa contribuição siliciclástica. Subordinadamente, metachert ferruginoso, FFB com magnetita e FFB com silicatos também estão presentes no depósito Cuiabá, e essa diversidade litológica possivelmente se relaciona a mudanças específicas na bacia durante a deposição das rochas sedimentares químicas ferruginosas. Essas mudanças podem ser pequenas variações no aporte detrítico, ou então, na disponibilidade de matéria carbonosa, por exemplo. Além disso, estudos geoquímicos das rochas que compõem as unidades metavulcânicas máficas inferior e superior do depósito permitiram melhor compreensão do contexto geotectônico da bacia. Dessa forma, propõe-se um modelo genético que retrate o paleoambiente de formação dessa sequência de rochas. As rochas de ambas as unidades metavulcânicas possuem mineralogia semelhante, porém exibem diferenças

geoquímicas notáveis. A unidade inferior consiste em um basalto/andesito cálcio-alcalino de arco continental, interpretada como desenvolvida durante o evento Rio das Velhas II (2800 - 2760 Ma), enquanto a unidade superior é definida como basalto de afinidade geoquímica transicional, próximo a toleítica, possivelmente formada em um ambiente de fundo oceânico.

Palavras-chave: formação ferrífera bandada (FFB); depósito Cuiabá; paleoambiente; geoquímica.

ABSTRACT

*In the world-class Cuiabá gold deposit, located in the Archean Rio das Velhas greenstone belt in Brazil, metamorphosed carbonate-dominated banded iron formations represent the main lithology hosting gold mineralization. The deposit's stratigraphy consists of a basal metavolcanic unit with carbonaceous metasedimentary rocks, followed by a layer of gold-bearing BIF and thin layer of carbonaceous metapelite, a superior metavolcanic unit, and turbiditic metapelites associated with metavolcanoclastic rocks. The BIF is essentially composed of fine-grained quartz and siderite, with variable contents of carbonaceous matter. It is assumed that these chemical sedimentary rocks, classified as Algoma-type BIF, have been formed in the deep-sea environment, relatively close to volcanic spreading centers. This hypothesis is supported by the BIF's geochemical signature, which in general presents a positive anomaly of La ($La/La^*_{pass} = 0.64-3.43$), Eu ($Eu/Eu^*_{paas} = 1.27-4.05$) and Y, reflecting characteristics inherited from seawater and high-temperature hydrothermal fluids (> 250°C). In addition, the commonly observed superchondritic Y/Ho ratio values reinforce the influence of seawater on the rock's geochemistry. The absence of Ce anomalies concerns the oxygenation conditions of seawater, indicating low oxygen availability. The low content of Al_2O_3 (<0,27%) and other immobile elements, typical of detrital sediments, corroborate the interpretation that these rocks have been deposited in a deep marine environment with low siliciclastic influence. Subordinately, ferruginous metachert, BIF with magnetite and BIF with silicates are also present in the Cuiabá gold deposit. This diversity may be related to specific changes in the basin during the deposition of ferruginous chemical sedimentary rocks - changes that may indicate, for example, variations in the detritic support or availability of carbonaceous matter. Furthermore, geochemical studies from the lower and upper mafic metavolcanic units of the Cuiabá gold deposit helped to constrain and provide a broader understanding of the depositional basin's geotectonic context. Consequently, a genetic model that includes the paleoenvironment of this sequence is proposed. Both rocks of the lower and upper units have very similar mineralogical composition, but register significant geochemical differences. The lower unit is a calc-alkaline basalt/andesite from a continental arc, interpreted as having been developed during the Rio das Velhas II event (2800-2760 Ma), while the upper unit is defined as basalt with a transitional affinity to tholeiitic, possibly corresponding to an ocean floor volcanism.*

Keywords: banded iron formation (BIF); Cuiabá deposit; paleoenvironment; geochemistry.

Lista de Figuras

Figura 1 - Imagem de localização e acesso partindo da capital Belo Horizonte até o depósito Cuiabá.	16
Figura 2 - Localização do QF dentro do contexto do Cráton do São Francisco. (Reproduzida de Roncato, 2016).	17
Figura 3 - Mapa geológico simplificado do GBRV, com destaque para localização do depósito Cuiabá. (Modificado de Baltazar & Zucchetti, 2007).	21
Figura 4 - Coluna estratigráfica do Quadrilátero Ferrífero. (Fonte: Alkmim & Marshak, 1998).	23
Figura 5 – Mapa geológico simplificado do nível 11 do depósito Cuiabá, com destaque para os principais corpos de minério da jazida. (Modificado de Vitorino, 2017).	29
Figura 6 - Desenho esquemático com os diferentes tipos de formações ferríferas segundo a classificação de Gross (1973). Retirado de Costa (2007).	33
Figure 7 - (A) Simplified geological map of the QF emphasizing the Cuiabá Deposit's location (Modified by Baltazar & Zucchetti, 2007). (B) Geological map of level 11, showing the main ore bodies associated with BIFs (FGS - Fonte Grande Sul, SER – Serroti) sulfide bodies associated with BIF and mineralized zones hosted in quartz-carbonate veins (Vitorino, 2017).....	42
Figure 8 - Cuiabá gold deposit stratigraphic column showing the hydrothermal alteration zones associated with each lithotype (Modified from Fernandes et al., 2016).	45
Figure 9 - Three-dimensional image by leapfrog software of the collected sample's location, showing both normal and overturned limbs of Cuiabá fold. The sampling was made in different orebodies and levels of the deposit.....	48
Figure 10 - Hand samples of (A) carbonate-dominated BIF; (B) ferruginous metachert; (C) BIF with magnetite and (D) BIF with silicates.	50
Figure 11 - (A) Core sample of carbonated BIF, with millimetric compositional banding. (B) Photomicrographs in transmitted light (TL) showing compositional banding under plane and crossed polarized view (2.5X). (C) Ferruginous metachert hand sample. (D) Photomicrographs in transmitted light (plane and crossed polarized view) showing carbonate levels in association with carbonaceous matter (C-matter.+ Cb) that defines the compositional banding (2.5x). (E) BIF with magnetite hand sample. (F)	

Photomicrographs in transmitted and reflected light highlighting bands rich in magnetite (Mag) (2.5x). (G) BIF with silicates core sample. (H) Photomicrographs in transmitted light (CP) showing levels rich in stilpnomelane (Stp) (5x, 10x).	50
Figure 12 - Images obtained through scanning electron microscopy, with an emphasis on the common yellow rectangular area of A-F. (A) Backscattered electron images (B) Photomicrography in transmitted light with a crossed polarized view. (C) Calcium chemic map. (D) Iron chemical map. (E) Magnesium chemical map. (F) Chemical map for the three elements (Ca, Fe and Mg) together. (G-I) Result of semiquantitative chemical analyses of an EDS detector for the different carbonate phases under observation.....	52
Figure 13 - Hand samples of (A) and (B) rocks from lower metavolcanic unit; (C) and (D) rocks from upper metavolcanic unit.	53
Figure 14 - (A) Core sample from the lower mafic metavolcanic unit. (B)(C) Photomicrographs of the lower metaigneous rocks under transmitted crossed polarized light (Ab - Albite, Act - Actinolite, Clt - Chlorite) (5X, 10 X). (D) Core sample of the upper mafic metavolcanic lithotype. (E)(F) Photomicrographs of the metaigneous rocks of the upper unit in transmitted crossed polarized light (Ep - Epidote) (5X, 10X).	54
Figure 15 – (A and B) Harker diagrams for oxide concentrations of major elements from BIF and ferruginous metachert.	55
Figure 16 - Spider diagrams of REE+Y normalized to PAAS (McLennan, 1989). A: total samples of BIF and ferruginous metachert; B: carbonate-dominated BIF samples; C: ferruginous metachert samples; D: BIF with magnetite samples; and E: BIF with silicates samples.	56
Figure 17 - Classification diagrams of (A) Le Maitre (1989), (B) Pearce (1996), (C) Winchester & Floyd (1977) for the mafic metavolcanic rocks from the Cuiabá gold deposit.....	58
Figure 18 - (A) Multi-element diagram for metavolcanic units normalized by the primitive mantle (Palme & O'Neill, 2014). (B) Spider diagram of ETR+Y for metavolcanic units normalized by the chondrite (Sun & McDonough, 1989).	59
Figure 19 – (A) Eu/Sm and Sm/Yb binary diagram proposed by Gourcerol et al. (2016) to estimate the contribution of hydrothermal fluid on BIF. (B) Eu/Sm and Y/Ho binary diagram from Alexander et al. (2008). (C) Pr/Yb and Y/Ho diagram proposed by	

Haugaard et. al (2016) presenting a mixing line between potential components to the seawater composition during BIF deposition.....	63
Figure 20 - (A)(B)(D) Discriminating diagram of geotectonic environment (Hollocher et al., 2012; Pearce, 2014; Pearce & Cann, 1973). (C) Y x Zr classification diagram (Ross & Bédard, 2009).	65
Figure 21 - Genetic model for Cuiabá gold deposit rocks. (A) Formation of the lower metavolcanic unit. (B) Deposition of BIFs and ferruginous metachert. (C) Genesis of the upper metavolcanic unit. (D) Other gold deposits of the QF and their relative positions within the context of the GBRV depositional basin.	67

Lista de Tabelas

Tabela 1 - Relação dos elementos analisados, limites de detecção, limites máximos e a técnica empregada para cada elemento.	31
Table 2 - Correlation between sample names and information on the orebody and level in which they are located.	46
Table 3 - Synthesis of the REE+Y geochemical signature of BIF and ferruginous metachert samples.	57

Sumário

1	INTRODUÇÃO	14
1.1	Considerações Iniciais	14
1.2	Apresentação do Trabalho	14
1.3	Objetivos e Justificativa.....	15
1.4	Localização e Vias de Acesso.....	15
2	CONTEXTO GEOLÓGICO.....	16
2.1	Estratigrafia.....	18
2.1.1	Embasamento Granito-Gnáissico.....	18
2.1.2	Supergrupo Rio das Velhas.....	19
2.1.3	Supergrupo Minas	21
2.1.4	Grupo Itacolomi	23
2.2	Geologia Estrutural	24
2.3	Metamorfismo	25
2.4	Geologia Econômica	26
2.5	Depósito Cuiabá.....	28
3	METODOLOGIA.....	29
3.1	Amostragem.....	29
3.2	Petrografia	30
3.3	Litogeoquímica.....	31
4	REVISÃO BIBLIOGRÁFICA: FFB	32
4.1	Definições e Classificações.....	32
4.2	Geoquímica das FFB	33
4.3	Origem das FFB.....	35
5	ARTIGO CIENTÍFICO	37
5.1	Introduction	38
5.2	Regional Geology.....	40
5.2.1	Stratigraphy	40
5.2.2	Structural Geology.....	43
5.3	The Cuiabá Gold Deposit.....	44
5.4	Materials and Methods.....	45
5.5	Results	48

5.5.1	Petrography	48
5.5.2	Litogeochemistry	54
5.6	Discussion.....	59
5.6.1	Ferruginous Chemical Metasedimentary Rocks	59
5.6.2	Lower and Upper Metavolcanic Units	63
5.7	Genetic Model.....	65
5.8	Metallogenetic Implications	68
5.9	Conclusions.....	68
6	CONCLUSÕES	71
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	73
	APÊNDICE 1– Abundances of elements and REE + Y for samples of BIF and ferruginous metachert from the Cuiabá gold deposit.....	84
	APÊNDICE 2– Abundances of elements for samples of the lower and upper metavolcanic units from the Cuiabá gold deposit.....	88
	APÊNDICE 3–Fichas de Descrição Petrográfica	91

1 INTRODUÇÃO

1.1 Considerações Iniciais

Atualmente, o depósito Cuiabá é a maior mina de ouro subterrânea em operação no Brasil. Está localizada no Quadrilátero Ferrífero (QF) entre os municípios de Sabará e Caeté, Minas Gerais. Em 2018 atingiu uma produção histórica de 6 Moz do metal desde a retomada de suas atividades. A mineralização aurífera está associada principalmente a sulfetos, hospedada em formação ferrífera bandada (FFB) e *metachert* ferruginoso.

Ao longo dos anos, a jazida foi objeto de inúmeros trabalhos (e.g.: Vial, 1988; Vieira, 1992; Toledo, 1997; Ribeiro-Rodrigues, 1998; Ribeiro-Rodrigues et al., 2007; Lobato et al., 2001; Victorino, 2017; Kresse, 2018) focados especialmente na mineralização e controle estrutural do depósito. O presente trabalho tem como alvo o estudo das rochas metassedimentares químicas ferruginosas, além das unidades metavulcânicas máficas que ocorrem sobrepostas e sotopostas às FFB, na tentativa de reconstituir o paleoambiente da sequência hospedeira da mineralização.

A dissertação de mestrado faz parte do Programa de Pós-Graduação em Geologia Econômica e Aplicada, do Instituto de Geociências da Universidade Federal de Minas Gerais (UFMG). Foi elaborada sob a orientação da Profa. Dra. Rosaline Cristina Figueiredo e Silva e co-orientação da Profa. Dra. Lydia Maria Lobato e do Prof. Dr. Breno de Souza Martins.

O trabalho está inserido no termo de cooperação técnico-científica firmado entre AngloGold Ashanti (AGA) e a Fundação de Desenvolvimento da Pesquisa (FUNDEP) – UFMG. Esse termo tem por objetivo promover investigações por estudantes de graduação e pós-graduação nas áreas de propriedade da empresa, que, por sua vez, financiou as etapas para o andamento deste estudo.

1.2 Apresentação do Trabalho

A dissertação de mestrado está dividida em capítulos somados a um artigo científico como mostrado a seguir:

- Capítulo 1 (Introdução) - Informa ao leitor sobre o tema da pesquisa, principais objetivos esperados e localização da área.

- Capítulo 2 (Contexto Geológico) - Apresenta o contexto geológico regional do QF, especialmente no que se refere ao *Greenstone Belt* Rio das Velhas (GBRV).
- Capítulo 3 (Metodologia) - Descreve as técnicas analíticas e de amostragem empregadas no trabalho.
- Capítulo 4 (Revisão Bibliográfica) – Apresentação sobre FFB focando no conceito, classificações, aspectos geoquímicos e origem.
- Capítulo 5 (Artigo Científico) - Artigo científico em língua inglesa contendo os principais resultados do trabalho. "*Paleoenvironmental reconstruction of goldbearing BIF from the Archean Cuiabá deposit based on petrographic and geochemical studies*".
- Capítulo 6 (Conclusões) - Apresentação das principais conclusões obtidas da pesquisa.

1.3 Objetivos e Justificativa

O objetivo central deste trabalho consiste na proposta de um modelo genético paleoambiental que retrate as condições de precipitação das rochas metassedimentares químicas ferruginosas hospedeiras de minério aurífero no depósito Cuiabá. Dessa forma, almeja-se compreender:

- I. A contribuição relativa de cada um dos seguintes componentes: água do mar, fluidos hidrotermais e aporte detrítico que aturam no seu processo de deposição;
- II. A ocorrência de diferentes tipologias de formações ferríferas bandadas (FFB) presentes na escala do depósito;
- III. A correlação entre os litotipos e a susceptibilidade à mineralização aurífera.

Adicionalmente, o estudo e classificação das sequências de rochas metavulcânicas máficas que ocorrem imediatamente abaixo e acima das formações ferríferas bandadas também estão contemplados neste trabalho. Assim, é possível ter-se uma visão mais abrangente da bacia Arqueana e propor um modelo genético mais assertivo.

1.4 Localização e Vias de Acesso

O depósito Cuiabá está situado na região centro-sul do estado de Minas Gerais, mais precisamente, entre os municípios de Sabará e Caeté. O acesso a partir da

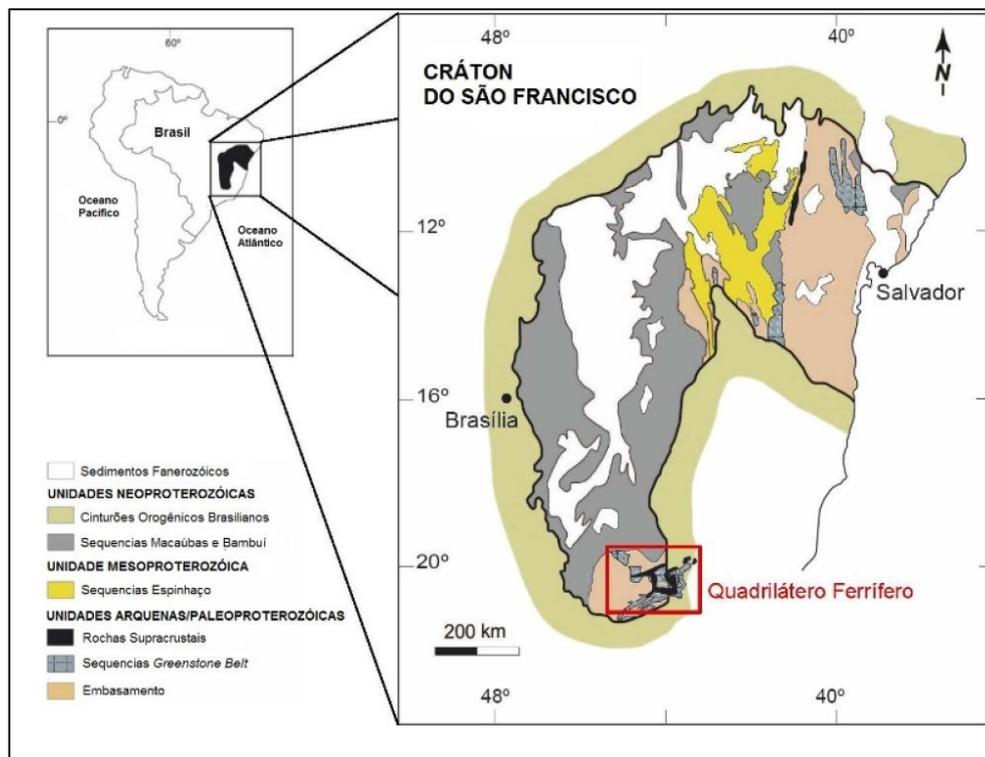


Figura 2 - Localização do QF dentro do contexto do Crátón do São Francisco. (Reproduzida de Roncato, 2016).

O trabalho pioneiro realizado sobre a geologia do QF data do início do século XIX, feito por Barão de Von Eschwege, e desde então a região vem sendo amplamente investigada em decorrência do seu potencial mineral. Ressalta-se ainda a publicação de Dorr (1969), resultado do convênio entre o *United States Geological*

Survey (USGS) e o Departamento Nacional de Produção Mineral (DNPM), cujo objetivo foi o mapeamento geológico sistemático em escala 1:25.000 para prospecção de ferro e manganês.

Dorr (1969) propôs três séries para agrupar os litotipos aflorantes no QF, sendo elas: Rio das Velhas, composta por xistos e metavulcânicas; Minas, dominada por metassedimentos químicos e clásticos; e Itacolomi, composta por quartzitos. Em 1976 a Série Rio das Velhas foi reclassificada como supergrupo por Loczy & Ladeira (1976) e como *greenstone belt* por Almeida (1976). Em trabalhos mais recentes, autores como Zucchetti et al. (2000) subdividem o mesmo em associações litofaciológicas.

2.1 Estratigrafia

Quatro grandes unidades compõem o arcabouço estratigráfico do QF, sendo elas da base para o topo: embasamento granito-gnáissico, Supergrupo Rio das Velhas (SGRV), Supergrupo Minas e Grupo Itacolomi. Além disso, ocorrem localmente rochas ígneas intrusivas pós-Minas e o Supergrupo Espinhaço, restrito à porção nordeste do QF, na Serra dos Cambotas.

2.1.1 Embasamento Granito-Gnáissico

Os granito-gnaisses-migmatitos possuem associação trondhjemitonolitogranodiorito (TTG) e correspondem ao embasamento cristalino do QF, que aflora sob a forma de domos envolvidos por rochas metavulcanossedimentares. São representados pelos complexos Belo Horizonte, Bonfim, Bação, Campo Belo, Caeté, Santa Bárbara e Santa Rita (Figura 3), todos de idade arqueana, formados no intervalo de 3,22 a 2,77 Ga (Lana et al., 2013), e migmatizados entre 2,86 e 2,77 Ga (Noce et al., 1998).

Segundo Lana et al. (2013), Romano et al. (2013) e Farina et al. (2015b) houveram ao menos quatro eventos durante o arqueano responsáveis pela história tectonomagmática no QF, denominados por: Santa Bárbara (SB – 3.220-3.220 Ma), Rio das Velhas I (RVI – 2.930-2.850 Ma), Rio das Velhas II (RVII – 2.800-2.760 Ma) e Mamona (2.750-2.680 Ma). O evento SB representa o magmatismo inicial, formando a crosta TTG paleoarqueana, quase totalmente retrabalhada pelos eventos posteriores. O período RVI adicionou rochas TTGs juvenis ao segmento continental, enquanto o RVII delimita o final de produção de crosta TTG com magmatismo de ambiente convergente. Os períodos RVI e RVII representam maior amalgamação de blocos continentais concomitante à deposição das sequências supracrustais do GBRV (Lana et al., 2013). Por fim o evento Mamona marca a cratonização do QF, produzindo em abundância magmatismo potássico sob a forma de granitoides.

Os complexos cristalinos apresentam-se na maior parte das vezes como domos circundados por rochas metavulcanossedimentares do SGRV, formando assim, o padrão de domos e quilhas característico dos *greenstone belts*. O contato entre o embasamento e as rochas supracrustais, comumente, possui caráter tectônico (Machado et al., 1992).

2.1.2 Supergrupo Rio das Velhas

O Supergrupo Rio das Velhas (Dorr et al., 1957; Loczy & Ladeira, 1976) corresponde a uma sequência de rochas metavulcanossedimentares de idade arqueana, que junto aos domos do embasamento definem o *greenstone belt* homônimo (Almeida, 1976; Schorscher, 1976).

Dorr (1969) subdividiu as rochas do GBRV em dois grupos: Nova Lima e Maquiné (Figura 4), e posteriormente, Schorscher (1978) descreveu fluxos komatiíticos na base da sequência, definindo o Grupo Quebra Osso como sendo a unidade mais antiga. Em uma abordagem mais recente, Zucchetti et al. (2000) englobam o Grupo Quebra Osso ao Grupo Nova Lima, e além disso, subdividem todo o pacote em associações de litofácies, baseados no ambiente de deposição das rochas sedimentares e nas suas áreas fontes. São essas associações, da base para o topo: (I) vulcânica máfica - ultramáfica, (II) vulcânica / sedimentar química, (III) sedimentar clasto - química, (IV) vulcanoclástica, (V) ressedimentada, (VI) costeira e (VII) não marinha (Figura 3).

O Grupo Nova Lima (Figura 3) é composto por três unidades, sendo a de base constituída por rochas de baixo grau metamórfico de origem vulcânica máficaultramáfica, formada por derrames basálticos maciços e almofadados, e derrames komatiíticos com textura *spinifex* e cumulática. Depósitos químico-exalativos com FFB, *chert*, e níveis de pelito carbonoso ocorrem associados ao vulcanismo. A unidade intermediária é de natureza vulcanoclástica metamorfizada. Ocorre relacionada aos níveis de vulcanismo félsico, composta predominantemente por tufos e aglomerados dacíticos, e subordinadamente, por lavas cálcio-alcálicas. As rochas vulcanoclásticas se caracterizam por grauvacas feldspáticas e quartzosas, com feições turbidíticas, associadas a intervalos de pelito carbonoso e FFB rica em magnetita.

A unidade de topo do Grupo Nova Lima corresponde ao membro de maior contribuição siliciclástica, com rochas de composições variadas e de fontes mistas. Destaca-se a ocorrência de pelitos, psamitos e grauvacas, associados à pelito carbonoso, rocha cálcio-silicática, marga e, raramente, paraconglomerado, todos exibindo baixo grau metamórfico.

A sequência de rochas metassedimentares detríticas que se sobrepõe ao Grupo Nova Lima é denominada Grupo Maquiné (Figura 4), subdividido nas formações: Palmital (O'Rourke 1957) na base e Casa Forte (Gair 1962) no topo. O contato entre as unidades é gradacional, e localmente, por discordância angular (Dorr, 1969), e dessa forma, Baltazar & Zucchetti (2007) propõem que a unidade basal ainda seja parte da associação costeira do Grupo Nova Lima.

A Formação Palmital relaciona-se a turbiditos e arenitos proximais de ambiente marinho, enquanto a Formação Casa Forte representa uma associação não marinha, de ambiente fluvial, cujos protólitos dominantes são: arenitos e conglomerados depositados em bacia do tipo foreland (Baltazar & Zucchetti 2007).

O princípio de associações litofaciológicas, abordado por Eriksson et al. (1994) em *greenstone belts* arqueanos, foi utilizado por Baltazar & Zucchetti (2007) para definir ciclos relacionados à deposição dessas associações no GBRV. São eles:

- Ciclo I - Formação das associações vulcânica máfica - ultramáfica e vulcânica/sedimentar química em ambiente marinho profundo, com a abertura de uma bacia e progressiva diminuição de derrames seguida de aumento na deposição química.
- Ciclo II - Deposição das associações sedimentar clasto - química, ressedimentada e costeira, em ambiente plataformar e costeiro, de águas mais rasas e até subaéreo, distante dos centros vulcânicos. Observam-se estruturas sedimentares que denotam turbiditos, correntes de planície de maré e dunas eólicas.
- Ciclo III - Formação das associações vulcanoclástica e ressedimentada, em ambiente colisional com desenvolvimento de arcos de ilha. Presença turbiditos proximais e distais, leques aluviais e depósitos fluviais.
- Ciclo IV - Deposição da associação não-marinha, em bacia antepaís, além do arco magmático. Ocorrem leques aluviais e depósitos fluviais típicos de rios entrelaçados - jovens.

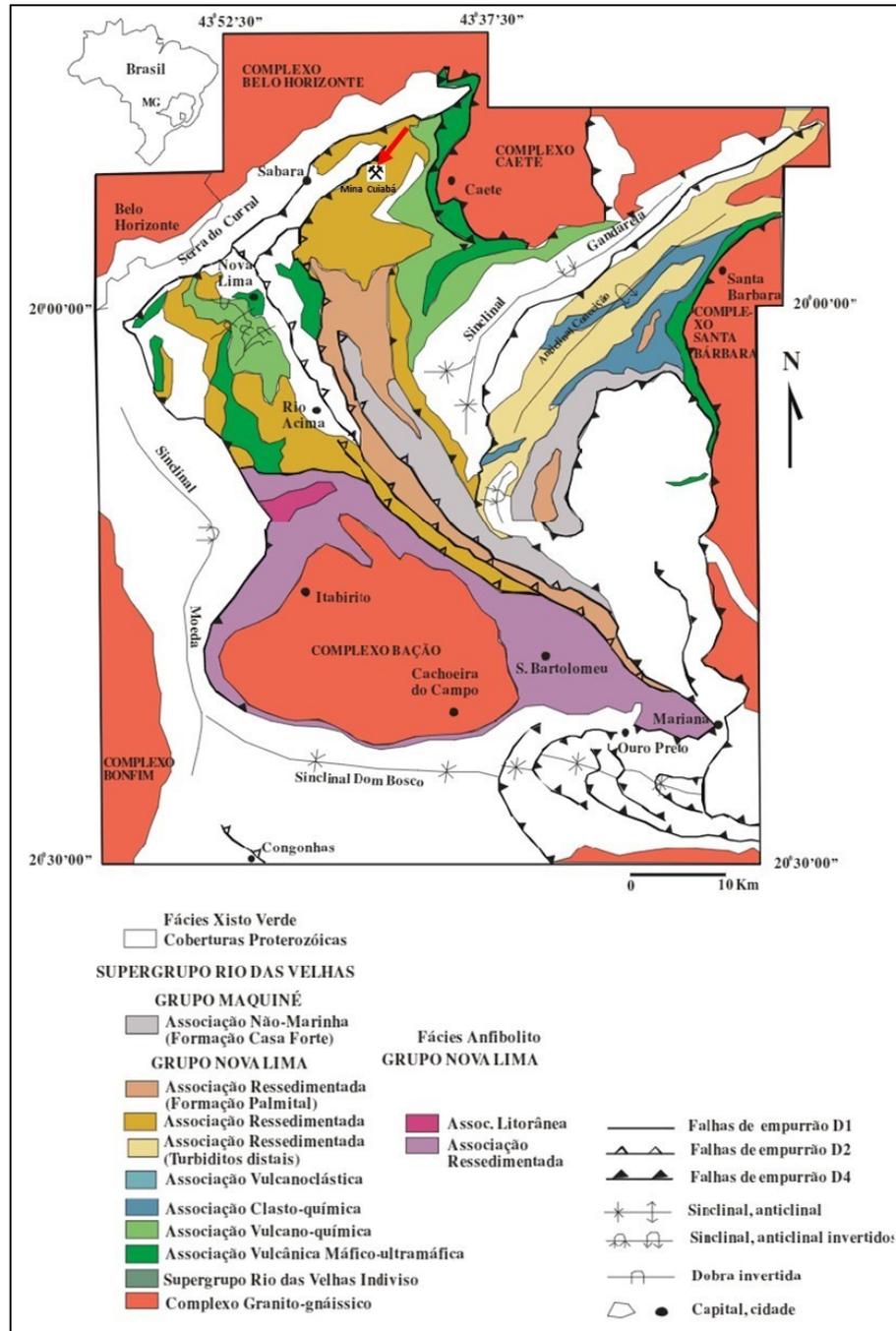


Figura 3 - Mapa geológico simplificado do GBRV, com destaque para localização do depósito Cuiabá. (Modificado de Baltazar & Zucchetti, 2007).

2.1.3 Supergrupo Minas

O Supergrupo Minas, definido por Dorr et al. (1957), corresponde a uma seqüência metassedimentar de idade paleoproterozoica, depositada em ambiente

plataformal de margem passiva. Ocorre em contato discordante angular ou erosivo com as rochas do SGRV. Dorr (1969) subdividiu o Supergrupo Minas nos Grupos: (I) Tamanduá (Formação Cambotas); (II) Caraça (Formações Moeda e Batatal); (III) Itabira (Formações Cauê e Gandarela); (IV) Piracicaba (Formações Cercadinho, Fecho do Funil, Taboões e Barreiro); e finalmente, (V) Grupo Sabará (Figura 4).

A base da sequência é caracterizada por unidades formadas em ambiente aluvial e eólico, em transição para ambiente marinho (Alkmim & Noce, 2006) representada pelos grupos Tamanduá e Caraça (Figura 4). O primeiro composto por quartzitos, filitos, xistos quartzosos e argilosos, itabiritos filíticos e dolomíticos, metaconglomerados e quartzitos grossos. O Grupo Caraça, por sua vez, é subdividido nas formações Moeda e Batatal, a primeira constituída por quartzitos, metaconglomerados e níveis metapelíticos, enquanto filitos sericíticos, *metachert*, FFB e metapelitos grafitosos dominam na unidade superior.

O Grupo Itabira foi dividido nas formações Cauê e Gandarela (Figura 4), e corresponde a unidade intermediária, com deposição predominantemente química, em ambiente plataformal raso a profundo. A Formação Cauê é composta por itabiritos, itabiritos dolomíticos, FFB, metamargas e lentes de filito (Endo, 1997). Já na Formação Gandarela destacam-se metadolomitos, metacalcários dolomíticos, FFB, metapelitos, metaconglomerados e *metachert* (Alkmim & Noce, 2006).

O Grupo Piracicaba (Figura 4), subdividido nas formações Cercadinho, Fecho do Funil, Taboões e Barreiro, representa a deposição em ambiente deltaico e marinho raso. A Formação Cercadinho é composta por quartzitos puros a ferruginosos, filitos, filitos ferruginosos e metadolomitos. A Formação Fecho do Funil caracteriza-se pela presença de filitos dolomíticos, metadolomitos argilosos e silicosos e filitos. A Formação Taboões, por sua vez, contém quartzitos finos e equigranulares, enquanto na Formação Barreiro dominam filitos cinza e rosados, além de metapelitos grafitosos, (Mendes et al., 2014).

O Grupo Sabará (Figura 4), primeiramente descrito como Formação Sabará por Dorr (1969), e mais tarde reclassificado como grupo por Renger et al. (1994), corresponde a unidade superior do Supergrupo Minas, representando a deposição em ambiente de leque submarino com formação de turbiditos. Os litotipos predominantes são xistos, metagrauvacas, filitos, metarenitos, metatufos e, localmente, metaconglomerados e FFB.

2.1.4 Grupo Itacolomi

O Grupo Itacolomi (Figura 4) (Barbosa, 1968; Dorr, 1969; Alkmim & Marshak, 1998) é composto por rochas metassedimentares clásticas, predominando quartzitos e metaconglomerados na base, filitos na porção intermediária e quartzitos no topo. Ocorre em discordância angular sobre o Supergrupo Minas por meio de falha de empurrão (Rosière et al., 2008), restrito ao sul do QF. É entendido como depósito molássico associado à Orogênese Transamazônica (Alkmim & Noce, 2006).

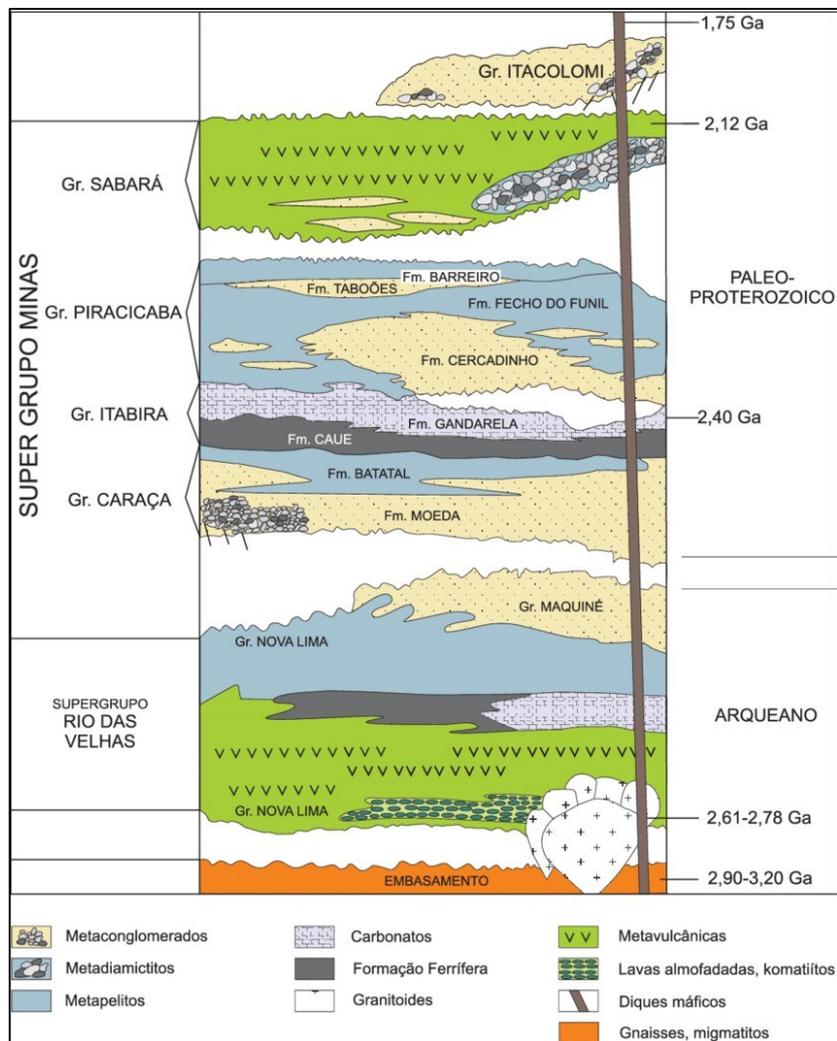


Figura 4 - Coluna estratigráfica do Quadrilátero Ferrífero. (Fonte: Alkmim & Marshak, 1998).

2.2 Geologia Estrutural

O QF exibe uma ampla gama de estruturas tectônicas em decorrência de sua complexa história deformacional, que aliada à sua importância econômica impulsionou inúmeros trabalhos publicados sobre a geologia estrutural da região. Existem múltiplas propostas de modelos evolutivos, porém há um consenso entre os autores de que a deformação tem caráter polifásico.

Um dos modelos adotados pela comunidade geológica, proposto por Baltazar & Zucchetti (2007), sugere quatro fases de geração de estruturas no GBRV, relacionadas a três eventos deformacionais.

A primeira família de estruturas afeta apenas as rochas do Grupo Nova Lima e teria ocorrido entre 2,749 Ga (Suito et al., 2002) e 2,672 Ga (Lobato et al., 2007). Se manifesta sob a forma de dobras e falhas de empurrão com vergência para S, relacionadas a um grande evento compressivo sub-horizontal na direção N-S, em regime dúctil e não-coaxial.

A segunda geração se relaciona a um evento compressivo e se destaca por estar associada à importantes depósitos auríferos do QF. Teria se formada em regime dúctil e não-coaxial, com vergência para SW, exibindo alteração hidrotermal característica. Esse evento tem idade estimada de 2,672 Ga obtida por Lobato et al. (2007).

A terceira geração está associada a um evento extensivo de escala regional de idade aproximada 2,095 Ga (Marshak et al., 1997) em regime dúctil a dúctil-rúptil. Esse evento teria ocasionado o soerguimento dos complexos e núcleos metamórficos do embasamento granito-gnáissico, e posterior subsidência das rochas supracrustais, gerando sinclinais de grande porte.

Finalmente, a quarta família de estruturas se manifesta como dobras e falhas de empurrão com vergência para W, formadas em regime compressivo, dúctil-rúptil e não-coaxial. Esse evento possui idade neoproterozoica, e está relacionado à Orogênese Brasileira (Chemale et al., 1991; Alkmim et al., 1994; Schrank & Machado, 1996).

Uma outra abordagem a respeito da evolução estrutural é apresentada no modelo de Alkimin & Marshak (1998), que sugere a ocorrência de três eventos deformacionais posteriores à deposição das rochas do Supergrupo Minas. O primeiro estaria relacionado ao estágio compressivo da Orogenia Transamazônica (2,125 Ga),

resultando na edificação do orógeno, com frentes de empurrão e dobramentos de casca fina com vergência para NNW.

O segundo evento se relaciona ao estágio de colapso do orógeno em regime extensional, com idade de 2,095 Ga. Neste cenário, as rochas supracrustais, mais densas, teriam sofrido subsidência, formando *grabens*, enquanto as rochas graníticas do embasamento, por serem menos densas e mais quentes, soergidas em *horsts*, criando assim, o padrão geométrico de domos e quilhas.

O terceiro evento, de idade neoproterozoica, relaciona-se à Orogenia Brasileira, novamente em regime compressivo. Estruturas pretéritas teriam sido reativadas, gerando frentes de empurrão e dobramentos com vergência para W. As estruturas produzidas nessa fase modificam ou até mesmo obliteram as mais antigas, com destaque para foliação penetrativa com mergulhos para E e SE, além de lineações de crenulação com direção N-S.

2.3 Metamorfismo

Ao menos dois tipos de metamorfismo são descritos nas unidades que compõem o QF (Herz, 1978). O primeiro está associado a auréolas de contatos, próximos aos complexos TTG, e outro possui caráter regional.

O evento mais antigo afetou apenas os gnaisses TTG com migmatização e metamorfismo de alto grau, em fase anterior à instalação da sequência *greenstone belt*. O segundo evento está registrado nas rochas do GBRV, marcando metamorfismo de baixo a médio grau (xisto verde a anfibolito) em cerca de 2700 Ma (Hertz, 1978). As rochas do Supergrupo Minas, por sua vez, registram ao menos dois eventos metamórficos progressivos regionais, de idades 2200 - 2000 Ma (Marshak & Alkmim, 1989) e 600 - 400 Ma. Esses eventos estão relacionados aos ciclos orogênicos Transamazônico e Brasileiro, respectivamente.

Rosière et al. (2001) subdivide a província do QF em dois domínios metamórficos, separados pelo sistema de falhas Cambotas - Fundão. O sistema oeste exibe baixa deformação e fácies xisto verde inferior, enquanto o domínio leste, de mais alta deformação, encontra-se nas fácies xisto verde superior a anfibolito.

2.4 Geologia Econômica

O QF possui um histórico de exploração mineral anterior ao período colonial, associado especialmente aos seus numerosos depósitos de ouro e ferro. O desenvolvimento econômico, demográfico e cultural das cidades que compõem essa região foi fortemente marcado pelas atividades de extração mineral, uma vez que a mineração, em suas mais diversas formas, sempre esteve presente nessas localidades.

O ouro, juntamente com o ferro, se destaca entre os recursos minerais explorados no QF, região notadamente reconhecida como uma das principais províncias auríferas do Brasil. Os depósitos ocorrem relacionados a terrenos arqueanos e paleoproterozoicos, bem como em aluviões atuais. A produção de ouro na região já ultrapassa 350 anos de atividade, e acumula mais de 1000 toneladas do metal, o que equivale a cerca de 40% da totalidade extraída no Brasil (Lobato et al., 2001b). Além disso, ressalta-se que durante os séculos XVIII e XIX foi a região com maior produção de ouro no mundo (Vial et al., 2007).

Grande parte dos depósitos está concentrado nas jazidas do tipo orogênica relacionadas aos litotipos do Grupo Nova Lima, que compõe a base do GBRV. Nesses casos, o ouro está associado a sulfetos, principalmente nas FFB e *metacherts* ferruginosos, e nas designadas "lapa seca", que se tratam de rochas carbonáticas/silicosas, resultante do processo de alteração hidrotermal de diversos litotipos (Zucchetti et al., 1998; Zucchetti & Baltazar, 2000; Lobato et al., 2001 a b; Araújo, 2001; Baltazar & Zucchetti, 2007). De acordo com Lobato et al. (2001 a, b), as FFB hospedam 49% das jazidas e a "lapa seca" 47%. Os 4% restantes estão relacionados a rochas máfica-ultramáficas, vulcanoclásticas e clásticas.

Outro estilo de mineralização de ouro significativo no QF é conhecido como Jacutinga, nome de uma ave preta que habita a região. Ocorre relacionado às rochas do Supergrupo Minas, e aparentemente é restrito ao QF, sendo também explorado desde o século XVIII em Gongo Soco, Bananal, Cata Preta, Maquiné e Itabira (Galbiatti et al., 2007). Da mesma forma que as orogênicas, essas jazidas também são de origem hidrotermal, porém com forte associação do metal ao paládio, e encaixadas em zonas de cisalhamento nas FFB tipo Lago Superior da Formação Cauê (Lobato et al.2001b).

Também associadas às rochas do Supergrupo Minas, mais precisamente da Formação Moeda, ocorrem as mineralizações do tipo *paleoplacer* na forma de lentes de metaconglomerados em quartzitos de origem aluvionar, produtos da deposição em paleocanais fluviais. Essas rochas hospedam além do ouro associado a sulfetos, mineralizações de urânio. Os teores variam bastante, e podem atingir até algumas dezenas de g/t, sendo os principais depósitos localizados nos sinclinais Moeda, Gandarela e Ouro Fino. Koglin et al. (2010, 2011) sugerem que a origem do ouro esteja relacionada a piritas detríticas provenientes das rochas máficas/ultramáficas do GBRV, enquanto autores como Pires (2005) propõem que a mineralização seja de origem hidrotermal, tendo sido precipitada em zonas de cisalhamento.

O ferro se trata de um dos principais bens minerais explorados no QF. Na região ocorrem inúmeros depósitos de minério de alto teor (>62% wt% Fe), e por isso, a região se destaca mundialmente como uma das principais produtoras (Rosière & Chemale, 2000), onde a atividade acontece desde o final da década de 1960.

As jazidas do QF estão relacionadas aos itabiritos do Supergrupo Minas, Formação Cauê, cuja origem se deu em ambiente marinho plataformar, caracterizando-as como do tipo Lago Superior. O termo itabirito foi introduzido por Eschwege (1822), e faz referência a uma rocha maciça, com textura granular a xistosa, composta principalmente por especularita, hematita granoblástica e alguma magnetita. Originalmente o termo descrevia FFB e minérios compactos de alto teor, porém hoje é usado como sinônimo de FFB metamorfizadas.

No QF podem ser encontrados três tipos principais de minério de ferro (Rosière et al., 2008), sendo eles: (I) não-tectônicos, de origem hipo ou supergênica, concordantes ao bandamento; (II) sin-tectônicos, de origem hidrotermal, fortemente condicionados por processos deformacionais, concentrando-se em zonas de cisalhamento; e (III) pós-tectônicos, de origem supergênica, onde as estruturas funcionam apenas como facilitadoras para percolação de fluidos superficiais que irão promover o enriquecimento relativo do metal durante o intemperismo.

Além dos recursos minerais listados acima, o QF também abriga pequenos depósitos e jazidas de manganês e bauxita, sendo algumas delas já exauridas. As ocorrências de manganês situam-se predominantemente nas serras da Moeda e Gandarela, no município de Ouro Preto, e no distrito manganífero de Conselheiro Lafaiete (e.g. Lobato et al., 2014). Sua origem estaria associada, principalmente, aos

produtos metamórficos de rochas sedimentares quartzo-carbonáticas-aluminosas, e minérios supergênicos contendo óxidos de manganês, em menor quantidade (Lobato et al., 2014). Já no caso da bauxita, os depósitos teriam sua gênese relacionada ao intemperismo das rochas do Supergrupo Minas que possibilitaram a formação de bauxita ferruginosa juntamente com a canga nos altos topográficos (Lobato et al., 2014).

2.5 Depósito Cuiabá

A jazida aurífera de Cuiabá está localizada na porção noroeste do QF, encaixada em uma sequência de rochas metavulcânicas e metassedimentares que fazem parte do Grupo Nova Lima, base do GBRV. É um depósito de ouro orogênico de classe mundial, que já produziu mais de 6 Moz do metal e ainda contém recursos da ordem de 5 Moz (AngloGold Ashanti, 2018).

Os primeiros registros de exploração na região da jazida datam de 1740, em 1877 o depósito foi adquirido pela St. John Del Rey Mining Co mantendo-o em operação até 1910. Em 1977 os trabalhos de avaliação foram restabelecidos pela Mineração Morro Velho por meio do mapeamento geológico de detalhe e desenvolvimento no Nível 3. Somente em 1985 houve a retomada das atividades de lavra sistemática (cúcu aberto e subterrânea).

A sucessão estratigráfica do depósito é constituída por: (i) rochas metavulcânicas básicas a intermediárias intercaladas com metapelitos carbonosos, (ii) nível de FFB capeada por metapelito carbonoso, (iii) metabasaltos de ocorrência restrita e (iv) conjunto de metapelitos turbidíticos alternados com metatufos félsicos. Todo este pacote encontra-se metamorfizado na fácies xisto verde.

Ao menos três estilos de mineralização aurífera são reconhecidos no depósito Cuiabá, sendo o principal relacionado à substituição dos carbonatos de ferro por sulfetos na FFB, acompanhado pela precipitação do ouro (Lobato et al., 2001b). O minério pode ainda estar contido em zonas de cisalhamento dúctil hospedadas em rochas ricas em ferro da unidade metavulcânica máfica superior (Ribeiro-Rodrigues et al., 2007). Há um último estilo associado a veios quartzo-carbonáticos na unidade metavulcânica inferior, denominado por VQZ (Vitorino, 2017).

A mineralização está controlada por uma dobra reclinada antiformal (Fernandes et al., 2016) que funcionou com conduto para percolação do fluido hidrotermal. O

flanco norte dessa dobra encontra-se em posição invertida, enquanto o flanco sul está em sequência normal, com eixo possuindo azimute 116° e ângulo de caimento variando de 12° a 35° (Vitorino, 2017). Os principais corpos de minério são nomeados por: Fonte Grande Sul, Serrotinho, Canta Galo, Galinheiro, Balancão e Galinheiro Extensão (Figura 5).

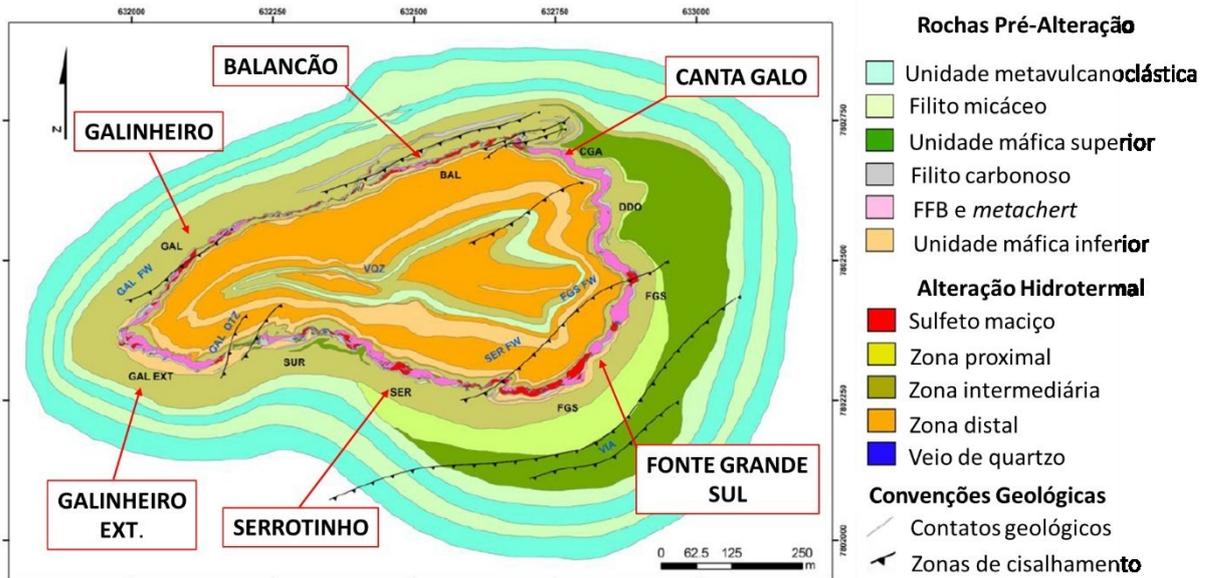


Figura 5 – Mapa geológico simplificado do nível 11 do depósito Cuiabá, com destaque para os principais corpos de minério da jazida. (Modificado de Vitorino, 2017).

3 METODOLOGIA

O desenvolvimento do trabalho contou com as etapas de levantamento bibliográfico, amostragem, estudos petrográficos em microscopia ótica e eletrônica, estudos litogeoquímicos, interpretação dos dados e confecção do manuscrito.

3.1 Amostragem

Neste trabalho foram coletadas 28 amostras de FFB e *metachert* ferruginoso, além de outras 12 amostras de rochas metavulcânicas máficas das unidades inferior e superior, conforme Table 2 apresentada no Capítulo 5 do presente documento. As coletas se deram em diferentes corpos de minério da jazida e em diferentes profundidades. Deste total, 30 amostras foram retiradas de furos de sondagem, executados pela AngloGold Ashanti, e as outras 10 em galerias subterrâneas.

De modo a se obter resultados mais próximos das condições originais de formação dessas rochas, e assim alcançar os objetivos do trabalho, a amostragem cumpriu as seguintes premissas:

- Os litotipos foram coletados em porções onde feições de alteração por processos secundários (hidrotermal e intempérico) fossem as mínimas possíveis;
- Priorizou-se trechos onde o bandamento composicional milimétrico, no caso das FFB, e estruturas ígneas primárias, no caso das rochas metavulcânicas, estivessem melhor preservadas;
- Evitou-se amostras que estivessem próximas às regiões venuladas ou que exibissem sulfetos visíveis a olho nú;
- Descreveu-se as rochas encaixantes, de modo a permitir melhor compreensão do contexto geológico da amostra.

3.2 Petrografia

Foram feitas lâminas delgadas polidas das 40 amostras de rochas metassedimentares químicas ferruginosas e rochas metavulcânicas máficas coletadas no depósito Cuiabá. Essas amostras serviram para caracterização mineralógica e textural e foram analisadas sob microscopia óptica de luz transmitida e refletida. As lâminas foram descritas no Laboratório de Metalogenia do Centro de Pesquisa Manoel Teixeira da Costa na UFMG em microscópio petrográfico modelo DM2500P da marca Leica. Para aquisição das fotomicrografias utilizou-se câmera Leica DFC295 em conjunto com o *software* LAS.

Duas amostras de FFB foram selecionadas para serem avaliadas sob o microscópio eletrônico de varredura FEG – Quanta 200 FEI, no Centro de Microscopia da UFMG. As lâminas foram metalizadas com carbono de modo a aumentar a condutividade da superfície da amostra por meio de uma fina camada do elemento. A partir daí foram realizadas análises semi-quantitativas pelo detector EDS (Espectroscopia de Raio-X por Dispersão em Energia), além de imageamento de elétrons retroespalhados, elétrons secundários e mapas químicos. Essas análises serviram, principalmente, para diferenciar as fases carbonáticas que ocorrem nessas rochas.

3.3 Litogeoquímica

As amostras descritas petrograficamente foram enviadas ao Laboratório Bureau Veritas Mineral, em Vancouver, no Canadá. Os elementos foram quantificados por diferentes métodos, como mostrado na Tabela 1. Elementos maiores, Ba, Ni e Sc foram analisados pelos métodos ICP-OES (espectrometria de emissão óptica com plasma) ou por fluorescência de raios X (FRX), com abertura das amostras por fusão de borato de lítio. Os demais elementos traços foram avaliados por ICP-MS (espectrometria de massa por plasma acoplado indutivamente), exceto carbono e enxofre, analisados pelo método LECO. Foram enviados pequenos fragmentos representativos das amostras de rochas metassedimentares químicas ferruginosas e rochas metavulcânicas máficas, que foram pulverizados a 200 mesh para realização das análises. A Tabela 1 apresenta a relação de cada um dos elementos avaliados, a metodologia empregada e os limites mínimos e máximos para cada caso.

Tabela 1 - Relação dos elementos analisados, limites de detecção, limites máximos e a técnica empregada para cada elemento.

Elem.	Técnica	Unid.	L.D.	L.M.	Elem.	Técnica	Unid.	L.D.	L.M.
SiO ₂	ICP-ES*	%	0.01	100	La	ICP-MS	ppm	0.1	50.000
Al ₂ O ₃	ICP-ES*	%	0.01	100	Ce	ICP-MS	ppm	0.1	50.000
Fe ₂ O ₃	ICP-ES*	%	0.04	100	Pr	ICP-MS	ppm	0.02	10.000
MgO	ICP-ES*	%	0.01	100	Nd	ICP-MS	ppm	0.3	10.000
CaO	ICP-ES*	%	0.02	100	Sm	ICP-MS	ppm	0.05	10.000
Na ₂ O	ICP-ES*	%	0.03	100	Eu	ICP-MS	ppm	0.02	10.000
K ₂ O	ICP-ES*	%	0.04	100	Gd	ICP-MS	ppm	0.05	10.000
TiO ₂	ICP-ES*	%	0.05	100	Tb	ICP-MS	ppm	0.01	10.000
P ₂ O ₅	ICP-ES*	%	0.06	100	Dy	ICP-MS	ppm	0.05	10.000
MnO	ICP-ES*	%	0.07	100	Ho	ICP-MS	ppm	0.02	10.000
Cr ₂ O ₃	ICP-ES*	%	0.002	100	Er	ICP-MS	ppm	0.03	10.000
Ba	ICP-ES*	ppm	1	50.000	Tm	ICP-MS	ppm	0.01	10.000
Ni	ICP-ES*	ppm	20	10.000	Yb	ICP-MS	ppm	0.05	10.000
Sc	ICP-ES*	ppm	1	10.000	Lu	ICP-MS	ppm	0.01	10.000
LOI	Gravim.	%	5.1	100	Ce	LECO	%	0.02	100
Be	ICP-MS	ppm	1	10.000	Sm	LECO	%	0.02	20
Co	ICP-MS	ppm	0.2	10.000	Mo	ICP-MS	ppm	0.1	2.000
Cs	ICP-MS	ppm	0.1	1.000	Cu	ICP-MS	ppm	0.1	10.000
Ga	ICP-MS	ppm	0.5	10.000	Pb	ICP-MS	ppm	0.1	10.000
Hf	ICP-MS	ppm	0.1	10.000	Zn	ICP-MS	ppm	1	10.000
Nb	ICP-MS	ppm	0.1	1.000	Ni	ICP-MS	ppm	0.1	10.000

Rb	ICP-MS	ppm	0.1	1.000	As	ICP-MS	ppm	0.5	10.000
Sn	ICP-MS	ppm	1	10.000	Cd	ICP-MS	ppm	0.1	2.000
Sr	ICP-MS	ppm	0.5	50.000	Sb	ICP-MS	ppm	0.1	2.000
Ta	ICP-MS	ppm	0.1	1.000	Bi	ICP-MS	ppm	0.1	2.000
Th	ICP-MS	ppm	0.2	10.000	Ag	ICP-MS	ppm	0.1	100
U	ICP-MS	ppm	0.1	10.000	Au	ICP-MS	ppm	0.5	100.000
V	ICP-MS	ppm	8	10.000	Hg	ICP-MS	ppm	0.01	50
W	ICP-MS	ppm	0.5	10.000	Tl	ICP-MS	ppm	0.1	1.000
Zr	ICP-MS	ppm	0.1	50.000	Se	ICP-MS	ppm	0.5	100
Y	ICP-MS	ppm	0.1	50.000					
* O método de análise utilizado pelo laboratório pode ser ICP-ES ou FRX									

4 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA: FFB

4.1 Definições e Classificações

Formações ferríferas são, segundo James (1954), rochas sedimentares químicas, tipicamente laminadas ou bandadas com conteúdo de ferro maior ou igual a 15%. São compostas por bandas silicosas e bandas ricas em minerais de ferro (e.g.: James, 1954; Gross, 1980). Segundo Klein (2005), a mineralogia característica dessas rochas constitui-se em *chert*, quartzo, magnetita, hematita, siderita, ankerita, greenalita, stilpnomelano e ribeckita, sendo que muitas dessas fases minerais têm sua formação associada a processos diagenéticos ou metamórficos. As FFB ocorrem em diversas localidades do mundo e sua formação se deu especialmente entre o Arqueano e o Paleoproterozoico (3,8 a 1,8 Ga), com ocorrências mais discretas durante o Neoproterozoico.

Gross (1973) subdivide as formações ferríferas em três grupos (Figura 6): (I) Algoma; (II) Lago Superior e (III) Rapitan, de acordo com as características geológicas e geotectônicas das sequências que ocorrem relacionadas. O primeiro tipo está comumente associado a *greenstone belts* de idade Arqueana, formadas em ambientes marinhos de bacia restrita, próximo a centros exalativos vulcânicos. Formações ferríferas do tipo Lago Superior, por sua vez, tem idade predominantemente Paleoproterozoica, depositadas em um contexto marinho plataformal em margens cratônicas. Finalmente, o grupo denominado por Rapitan é relacionado a sedimentação glacial, dominando no Proterozoico superior e Paleozoico inferior.

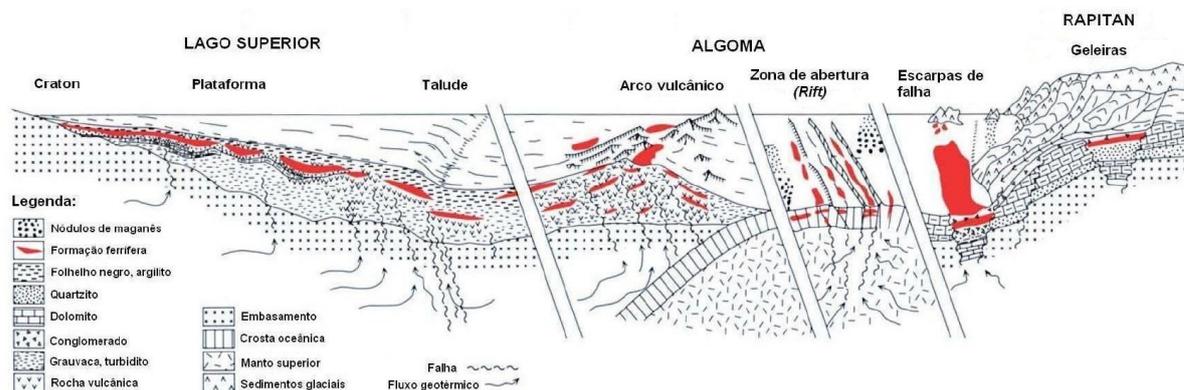


Figura 6 - Desenho esquemático com os diferentes tipos de formações ferríferas segundo a classificação de Gross (1973). Retirado de Costa (2007).

4.2 Geoquímica das FFB

Formações ferríferas registram características geoquímicas herdadas dos oceanos onde foram precipitadas, e por esse motivo, fornecem importantes informações acerca da composição e evolução da água do mar e atmosfera do planeta desde os períodos mais remotos (Bau & Dulski, 1996; Ilouga et al., 2013).

De modo geral, as FFB possuem altos teores de Fe_2O_3 e de SiO_2 , e menores quantidades de CaO , MgO , MnO , Al_2O_3 , Na_2O e K_2O (Klein, 2005). Elevados teores de CaO , MgO e MnO podem refletir a presença de carbonatos em sua composição, enquanto altos conteúdos de Al_2O_3 são interpretados como produto da contaminação siliciclástica (Klein, 2005).

Os elementos terras raras (ETR) são uma importante ferramenta de estudo para a compreensão dos processos geológicos atuantes na formação dessas rochas, principalmente aqueles que envolvem a variação no estado de oxi-redução. Além disso, seu padrão primário não se altera facilmente por processos diagenéticos ou metamórficos de baixo grau (Bau, 1993).

Os ETR compreendem os elementos da série dos lantanídeos, que apresentam números atômicos de 57 a 71. O promécio (Pm) não é apresentado em estudos geoquímicos, devido ao fato de não ser encontrado na natureza em decorrência de sua rápida desintegração isotópica. Podem ser divididos em: ETR leves, do La ao Sm, e ETR pesados, do Gd ao Lu. Os ETR apresentam estado de valência 3^+ com exceção do Eu e Ce que também podem apresentar estados 2^+ e 4^+ , respectivamente. Esse conjunto de elementos possui comportamento geoquímico similar, sendo o Y

comumente acrescentado nesse grupo por ter propriedades iônicas equivalentes (Ilouga et al., 2013). A principal diferença entre os ETR, reside no fato de possuírem cada vez maior tendência em se complexar na água a medida em que o número atômico aumenta.

Outra propriedade importante dos ETR é a baixa solubilidade comparativamente aos demais elementos, sendo assim, menos móveis durante o metamorfismo de baixo grau, alteração hidrotermal e intempérica, exceto se a razão fluido/rocha for muito alta (Rollinson, 1995). Por esse motivo a assinatura geoquímica dos ETR em FFB está associada com a presença desses elementos na água do mar onde foram precipitadas (Bekker et al., 2010).

De modo geral, formações ferríferas Arqueanas e Paleoproterozoicas apresentam-se enriquecidas nos ETR pesados em relação aos ETR leves, além de anomalia positiva de Eu, quando normalizadas pelo PAAS (*Post-Archean Australian Shale*). Esse padrão de normalização é amplamente utilizado no estudo de formações ferríferas, uma vez que representa a média dos elementos em rochas sedimentares. O comportamento anômalo do Eu em relação aos seus vizinhos se deve ao processo de redução do Eu^{3+} , que ocorre em condições hidrotermais de alta temperatura (Klinkhammer et al. 1983). Formações ferríferas bandadas Arqueanas, comumente apresentam anomalias mais pronunciadas, indicando que foram geradas com maior influência do componente hidrotermal (Huston & Logan, 2004).

O Ce fornece informações a respeito das condições de oxigenação das massas aquosas que deram origem a essas rochas. Em ambientes com alta disponibilidade de oxigênio, o Ce encontra-se principalmente na forma de Ce^{4+} , que é menos solúvel, e se adsorve na superfície das partículas. Este fato proporciona forte anomalia negativa de Ce_{PAAS} , o que não se observa em ambientes anóxicos ou com subóxicos (Bau & Dulski, 1996). Por esse motivo FFB Arqueanas não exibem anomalia significativa do elemento quando normalizadas pelo folhelho.

De acordo com Alexander et al. (2009), FFB arqueanas, comumente, exibem anomalias positivas de Eu, ao passo que nas proterozoicas essa anomalia tende a desaparecer, e a anomalia de Ce tende a se ressaltar.

Os elementos Y e Ho também são frequentemente avaliados em estudos de FFB e ambos possuem comportamento geoquímico similar. Em ambientes oxidantes a solubilidade do Y aumenta e o Ho é incorporado por partículas em suspensão gerando

altas razões Y/Ho, enquanto em águas anóxicas ou subóxicas a solubilidade do Ho aumenta, refletindo em menores razões (Bau et al., 1997; Nozaki et al., 1997). Em bacias com limitada disponibilidade de oxigênio do final do arqueano e início e paleoproterozoico, o aumento da solubilidade do Y e a fixação de Ho em partículas em suspensão por oxidação microbiana, ocasionaram maiores razões Y/Ho em FFB. Contudo a ausência de expressivas anomalias negativas de Ce nesses litotipos sugere que o processo de oxidação microbiana, responsável pelo aumento da solubilidade do Y, não foi suficiente para oxidar o Ce^{3+} em Ce^{4+} , resultando sedimentos sem empobrecimento em Ce (Planavsky et al. 2010).

Sedimentos clásticos possuem valores de Y/Ho condríticos (~27), assim como fluidos hidrotermais de alta temperatura (Bau & Dulski, 1999; Bau & Dulski, 1996). Por outro lado, a água do mar possui valores supercondríticos, sendo significativamente maiores (44-74). As FFB comumente exibem razões supercondríticas, em decorrência da influência exercida pela água do mar em sua geoquímica.

4.3 Origem das FFB

Inúmeros modelos genéticos são propostos para demonstrar como seriam as condições de precipitação das FFB. A maior dificuldade vem do fato de não existirem atualmente ambientes análogos que favoreçam a gênese desses litotipos. Na atualidade, grande parte dos autores indicam a fonte de ferro e sílica relacionado às fumarolas (e.g. Bekker et al., 2010).

Segundo Fryer et al. (1979) durante o Arqueano a atividade hidrotermal teria injetado uma grande quantidade de elementos no estado de valência reduzida, incluindo os complexos ferrosos, nos oceanos. Isso teria possibilitado o acúmulo do metal dissolvido nas massas aquosas.

De acordo com Planavsky et al. (2008), durante o arqueano, bactérias quimioautotróficas seriam responsáveis por oxidar o ferro através da oxidação metabólica. Alguns microorganismos microaerófilos teriam a capacidade de oxidar o Fe^{2+} pelo processo de fotossíntese anoxigênica. Por outro lado, autores como Braterman et al. (1983) atribuem que o ferro pode ter sido foto-oxidado pelo alto fluxo de fótons de raios ultravioleta que alcançaram a Terra antes da presença de oxigênio atmosférico.

Acredita-se que fases minerais ricas em ferro se formariam contemporaneamente à atividade hidrotermal, formando uma série de oxi-hidróxidos de ferro, como é o caso da ferrihidrita (Gourcerol et al., 2016). Os precipitados primários seriam então, transformados por meio da diagênese ou por processos metamórficos, para hematita, magnetita ou siderita, dando origem às FFB no estado como as encontramos hoje.

5 ARTIGO CIENTÍFICO

Paleoenvironmental reconstruction of gold-bearing BIF from the Archean Cuiabá deposit based on petrographic and geochemical studies

Abstract: In the world-class Cuiabá gold deposit, located in the Archean Rio das Velhas greenstone belt in Brazil, metamorphosed carbonate-dominated banded iron formations represent the main lithology hosting gold mineralization. The deposit's stratigraphy consists of a basal metavolcanic unit with carbonaceous metasedimentary rocks, followed by a layer of gold-bearing BIF and thin layer of carbonaceous metapelite, an upper metavolcanic unit, and turbiditic metapelites associated with metavolcanoclastic rocks. The BIF is essentially composed of fine-grained quartz and siderite, with variable contents of carbonaceous matter. It is assumed that these chemical sedimentary rocks, classified as Algoma-type BIF, have been formed in the deep-sea environment, relatively close to volcanic spreading centers. This hypothesis is supported by the BIF's geochemical signature, which in general presents a positive anomaly of La ($La/La^*_{paas} = 0.64-3.43$), Eu ($Eu/Eu^*_{paas} = 1.27-4.05$) and Y, reflecting characteristics inherited from seawater and high-temperature hydrothermal fluids ($> 250^{\circ}C$). In addition, the commonly observed superchondritic Y/Ho ratio values reinforce the influence of seawater on the rock's geochemistry. The absence of Ce anomalies concerns the oxygenation conditions of seawater, indicating low oxygen availability. The low content of Al_2O_3 ($<0,27\%$) and other immobile elements, typical of detrital sediments, corroborate the interpretation that these rocks have been deposited in a deep marine environment with low siliciclastic influence. Subordinately, ferruginous metachert, BIF with magnetite and BIF with silicates are also present in the Cuiabá gold deposit. This diversity may be related to specific changes in the basin during the deposition of ferruginous chemical sedimentary rocks - changes that may indicate, for example, variations in the detritic support or availability of carbonaceous matter. Furthermore, geochemical studies from the lower and upper mafic metavolcanic units of the Cuiabá gold deposit helped to constrain and provide a broader understanding of the depositional basin's geotectonic context. Consequently, a genetic model that includes the paleoenvironment of this sequence is proposed. Both rocks of the lower and upper units have very similar mineralogical composition, but register significant geochemical differences. The lower

unit is a calc-alkaline basalt/andesite from a continental arc, interpreted as having been developed during the Rio das Velhas II event (2800-2760 Ma), while the upper unit is defined as basalt with a transitional affinity to tholeiitic, possibly corresponding to an ocean floor volcanism.

5.1 Introduction

Cuiabá is a world-class orogenic gold deposit (Figure 7A) hosted in the Archean banded iron formations (BIF) of the Rio das Velhas greenstone belt, located in the Quadrilátero Ferrífero (QF), Minas Gerais, Brazil. These BIFs are classified as Algoma-type (Gross, 1980) and are related to greenstone belt sequences, indicating the occurrence of intrabasinal pulses of hydrothermal magmatic activity close to volcanic exhalation centers in a deep marine environment. They are usually formed in restricted basins under the influence of seawater and hydrothermal fluids, and their geochemistry is controlled mainly by these two components (Bolhar et al., 2005; Bekker et al., 2010). This is especially evidenced by the rare earth elements (REE) pattern exhibited by such rocks, which shows both seawater and hydrothermal fluid signatures. The positive Eu anomaly, commonly observed in the Archean BIF, is a reflection of the influence of high temperature hydrothermal fluids (Danielson et al., 1992) on the BIF's geochemistry. On the other hand, both the positive La anomaly and the heavy REE enrichment (comparatively to the light REE) result from seawater involvement (Bau & Dulski, 1999).

The origin of the iron present in the BIFs is associated to submarine volcanogenic sources (Bau & Dulski, 1996; Kump & Seyfried, 2005; Beukes &

Gutzmer, 2008) as well as silica - the latter still presenting some siliciclastic contribution (Beukes & Gutzmer, 2008; Ilouga et al., 2013). It is assumed that the iron-rich mineral phases are formed concurrently to hydrothermal activity, and produced a series of iron oxyhydroxides, such as ferrihydrite (Gourcerol et al., 2016). The primary precipitates are transformed through diagenesis or metamorphic processes into hematite, magnetite, and siderite, depending on the concentration of microbial biomass and the oxy-reduction conditions (Posth et al., 2013). With the progress of metamorphism, they can show complex mineral paragenesis, including silicate phases, such as amphibole, garnet and plagioclase (Gourcerol et al., 2016).

Banded iron formations tend to host gold deposits on greenstone belts terrains, as in the case in the Rio das Velhas greenstone belt and in several other parts of the world - like the Slave and Kaapvaal cratons, in Canada and South Africa, respectively (Dubé & Mercier-Langevin, 2015; Adomako-Ansah et al., 2017). The RVGB hosts the most important gold deposits within the mineral province of the QF, Minas Gerais (Lobato et al., 2001a, 2020). Most of these are associated with BIF and ferruginous metachert, which is also the case of Cuiabá, Lamego, São Bento, Raposos and other deposits. Lamego and Urubu are deposits where gold mineralization occurs associated especially with ferruginous metachert, while in Raposos it is hosted in BIFs with magnetite and in São Bento, Sumidouro and Campo Grande associated with turbiditic sequences and iron formations with silicate minerals (Araújo & Lobato, 2019).

The Cuiabá gold deposit, owned by Anglo Gold Ashanti, is currently the largest underground gold mine operated in Brazil. It has an estimated total resource of 5.78 Moz at 10.26 g/t (AngloGold Ashanti, 2018). The deposit's stratigraphy consists of metavolcanic and metasedimentary rocks, with a mineral paragenesis typical of greenschist facies (Figure 7B). It encompasses a lower mafic metavolcanic unit, BIF, ferruginous metachert, carbonaceous phyllite, an upper mafic metavolcanic unit, micaceous phyllite, and metavolcanoclastic rocks on the uppermost section (Figure 8). The main orebodies are accommodated in layers of massive and disseminated sulfide, mainly pyrite and pyrrhotite, in bands of BIF and ferruginous metachert (Figure 7C). Previous studies have addressed mainly the gold mineralization process, its genesis, the hydrothermal alteration and the controls on BIF-hosted ore formation (Ribeiro Rodrigues, 1998; Lobato et al., 2001b; Ribeiro Rodrigues et al., 2007). More recent works by Vitorino (2017), Kresse (2017) and Kresse et al. (2018) are essentially related to structural control, fluid inclusion studies, and the classification of vein systems hosted in the lower mafic metavolcanic unit of the Cuiabá gold deposit, focusing on the so-called VQZ (quartz vein) orebody.

The present work aims to investigate the BIF and ferruginous metachert paleoenvironment in order to understand their formation conditions. For this purpose, different types of ferruginous chemical metasedimentary rocks are classified, based on the petrographic and lithogeochemical data. Mafic metavolcanic units under- and overlaying the chemical metasedimentary sequences are also investigated. Therefore,

it is possible to establish a comprehensive view of the depositional system and assertively propose a genetic model.

5.2 Regional Geology

The Cuiabá gold deposit is inserted within the QF metallogenic province (Figure 7A) and is located in the southeastern portion of the São Francisco Craton (Almeida, 1977). The name of the province derives from the abundant occurrence of iron formations and its quadrangular morphology (a tendency which can be recognized in the map, with a set of orogenic belts delimiting its contours). Such belts are composed by supracrustal metasedimentary rocks preserved in keels and surrounded by granite-gneissic domes of the Archean basement, as seen in Figure 7A.

5.2.1 Stratigraphy

Four large units compose the stratigraphic framework of the QF. They are, from bottom to top: a granite-gneiss basement, the Rio das Velhas Supergroup, the Minas Supergroup, and the Itacolomi Group. Moreover, intrusive igneous post-Minas rocks and the Espinhaço Supergroup occur - restrictedly in the northeast portion of the QF, the Serra dos Cambotas.

Granite-gneiss-migmatites of trondhjemite-tonalite-granodiorite (TTG) association correspond to the crystalline basement of the QF. They are represented by the Belo Horizonte, Bonfim, Baçã, Campo Belo, Caeté, Santa Bárbara and Santa Rita Archean complexes (Figure 7A); these were formed between 3.22 and 2.77 Ga (Lana et al., 2013) and migmatized between 2.86 and 2.77 Ga (Noce et al., 1998).

The Rio das Velhas Supergroup (Dorr et al., 1957; Loczy & Ladeira, 1976) corresponds to a sequence of Archean metavolcanosedimentary rocks that, together with the basement domes, defines the homonymous greenstone belt (Almeida, 1976; Schorscher, 1976). The whole set is metamorphosed into greenschist facies, but eventually the metamorphic terms will be replaced by its sedimentary or volcanic protoliths.

Dorr (1969) subdivided the Rio das Velhas greenstone belt rocks into two groups: Nova Lima and Maquiné. Later on, Schorscher (1978) described komatiitic flows at the bottom of the sequence, thus defining the Quebra Osso Group. In a different

proposal, Zucchetti et al. (2000a) included the Quebra Osso Group into the Nova Lima Group and, furthermore subdivided the entire set into lithofacies associations (Figure 7A).

The Nova Lima Group is composed by three units. The first one is made up of mafic-ultramafic volcanic rocks, formed by massive basaltic pillow flows and komatiitic flows, with spinifex and a cumulate texture. Chemical-exhalative deposits with BIF, chert, and levels of carbonaceous pelite occur in association with this volcanism. The intermediate unit is a volcanoclastic succession and occurs as volcanic-felsic levels, composed predominantly by tuffs and dacitic aggregations, and subordinately, by calcium-alkaline lavas. The upper Nova Lima Group has the greatest siliciclastic contribution, with rocks of diverse compositions and mixed sources. The occurrence of pelites, psamites and greywackes is often associated with carbonaceous pelite, calcium silicate rock, marl and, rarely, paraconglomerate.

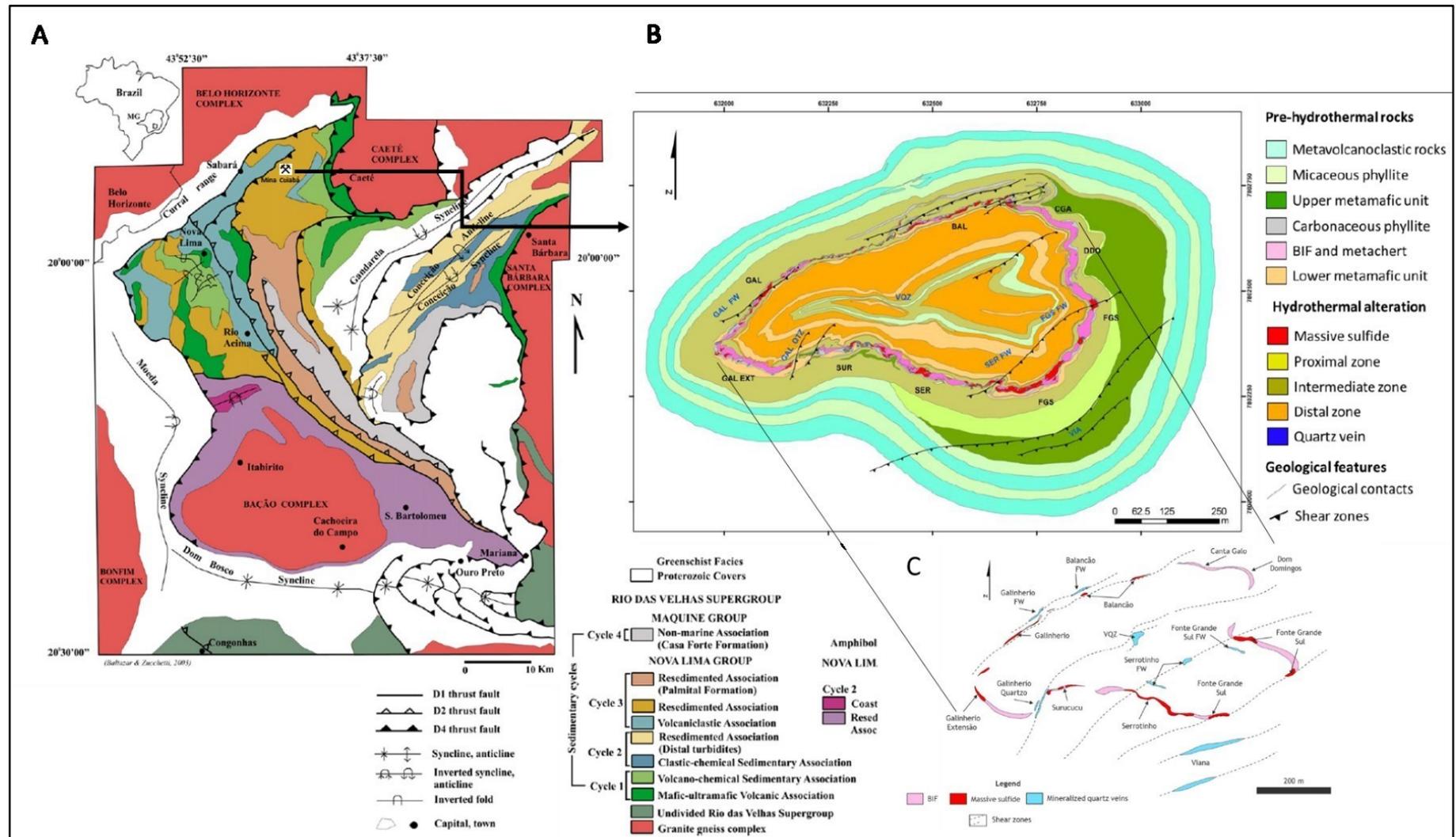


Figure 7 - (A) Simplified geological map of the QF emphasizing the Cuiabá Deposit's location (Modified by Baltazar & Zucchetti, 2007). (B) Geological map of level 11, showing the main ore bodies associated with BIFs (FGS - Fonte Grande Sul, SER – Serroiti) sulfide bodies associated with BIF and mineralized zones hosted in quartz-carbonate veins (Vitorino, 2017).

The sequence of detrital rocks that overlaps the Nova Lima Group is called Grupo Maquiné and is subdivided into the Palmital (O'Rourke 1957) and Casa Forte (Gair, 1962) formations, at the bottom and at the top, respectively. According to Dorr (1969), the contact between these units is gradual, and locally due to angular unconformity. The Palmital Formation corresponds to turbidites and proximal sandstones from a marine environment, while the Casa Forte Formation represents a non-marine association from a fluvial environment, whose dominant protoliths are sandstones and conglomerates deposited in a foreland-type basin (Baltazar & Zucchetti, 2007).

The Minas Supergroup, as defined by Dorr et al. (1957), is a Paleoproterozoic metasedimentary sequence deposited in a passive margin platform environment. It occurs either in an angular unconformity or in erosive contact with the Rio das Velhas Supergroup. Dorr (1969) subdivided it into the: (i) Tamanduá Groups (Cambotas Formation); (ii) Caraça (Moeda and Batatal formations); (iii) Itabira (Cauê and Gandarela Formations); (iv) Piracicaba (Cercadinho, Fecho do Funil, Taboões and Barreiro formations); and (v) Sabará Group.

The Itacolomi Group, formed by clastic metasedimentary rocks, overlies the Minas Supergroup in an angular unconformity. Its occurrence is restricted to the QF's south and is understood as a molassic deposit associated with a Transamazonian-type orogeny (Alkmim & Noce, 2006).

5.2.2 Structural Geology

The QF exhibits a large collection of tectonic structures due to its complex deformational history. Despite having multiple proposals for evolutionary models, its polyphasic deformation character is a consensus among the authors (eg. Baltazar & Zucchetti, 2007; Alkmim & Marshak, 1998).

Baltazar & Zucchetti (2007) recognize four phases of structures generation in the Rio das Velhas greestone belt, in turn related to three deformational events. The first generation affects only rocks of the Nova Lima Group and is dated at 2.749 Ga (Suita et al., 2002). It manifests as folds-and-thrust faults with a southwestern vergence, associated with a large, sub-horizontal, compressive event, N-S-directed, in a non-coaxial ductile regime.

The second generation stands out for its linkage to important gold deposits of the QF. Its estimated age is of 2.672 Ga (Lobato et al. 2007). Its formation took place in a ductile and non-coaxial, compressive, S-W-vergent regime, exhibiting characteristic hydrothermal alteration.

The third generation is associated with an extensive regional event, with an age of approximately 2.095 Ga (Marshak et al., 1997). It was formed under a ductile to ductile-brittle regime, which led to the uplift of the complexes and metamorphic nucleus of the granite-gneiss basement.

Finally, folds-and-thrust faults with a westward vergence, formed in a compressive, ductile-brittle, and non-coaxial regime, are distinguished as the fourth generation of structures. This event is related to the Neoproterozoic Brasiliano Orogen (Chemale et al., 1991; Alkmim et al., 1994; Schrank & Machado, 1996).

5.3 The Cuiabá Gold Deposit

Currently the largest underground gold mine in operation in Brazil, the Cuiabá gold deposit is located in the north-central portion of the QF, between the towns of Sabará and Caeté (Figure 7A). It is a world-class orogenic deposit; its historical gold production already exceeds 6 Moz and presently contains more than 5 Moz in gold resources (AngloGold Ashanti, 2018).

Gold mineralization is controlled by a reclining antiformal structure (Fernandes et al., 2016) that acted as a conduit for the hydrothermal fluid's percolation. The fold's northern limb is inverted, while the southern limb displays a normal sequence. The fold axis plunges to azimuth by 116° , with an angle varying between 12° and 35° (Vitorino, 2017), and defines the structural trend of the deposit. The main orebodies are contained in the sulfidized BIF and are named: Fonte Grande Sul and Serrotinho, located on the fold normal limb, and Canta Galo, Galinheiro, Balancão, and Galinheiro Extensão, on the inverted limb (Figure 7B).

The stratigraphy is depicted by the column in Figure 8. From the bottom to the top, it is arranged as follows: (i) a lower mafic metavolcanic unit with carbonaceous metasedimentary rocks; (ii) gold-bearing BIF; (iii) a thin layer of carbonaceous metapelite; (iv) a superior mafic metavolcanic unit; and (v) turbiditic metapelites

(micaceous phyllite) associated with metavolcanoclastic rocks (Figure 8). This entire package is metamorphosed into greenschist facies (Zucchetti et al., 2000b).

At least three styles of gold mineralization are recognized throughout the Cuiabá gold deposit. The main kind is related to stratabound portions, in which the iron carbonates present in BIF are replaced by sulfides - mainly pyrite, arsenopyrite and pyrrhotite (Lobato et al., 2001b). The ore may also be contained within ductile shear zones and hosted in iron-rich rocks from the upper mafic metavolcanic unit (Ribeiro-Rodrigues et al., 2007). Finally, the last style, detailed by Vitorino (2017), is represented by quartzcarbonate with sulfide veins, associated with the basal mafic metavolcanic unit, named VQZ (quartz vein). Gold mineralization is concentrated along distal chlorite hydrothermal alteration zones, as well as in carbonate and sericite alteration portions, corresponding to intermediate and proximal zones, respectively (Figure 8).

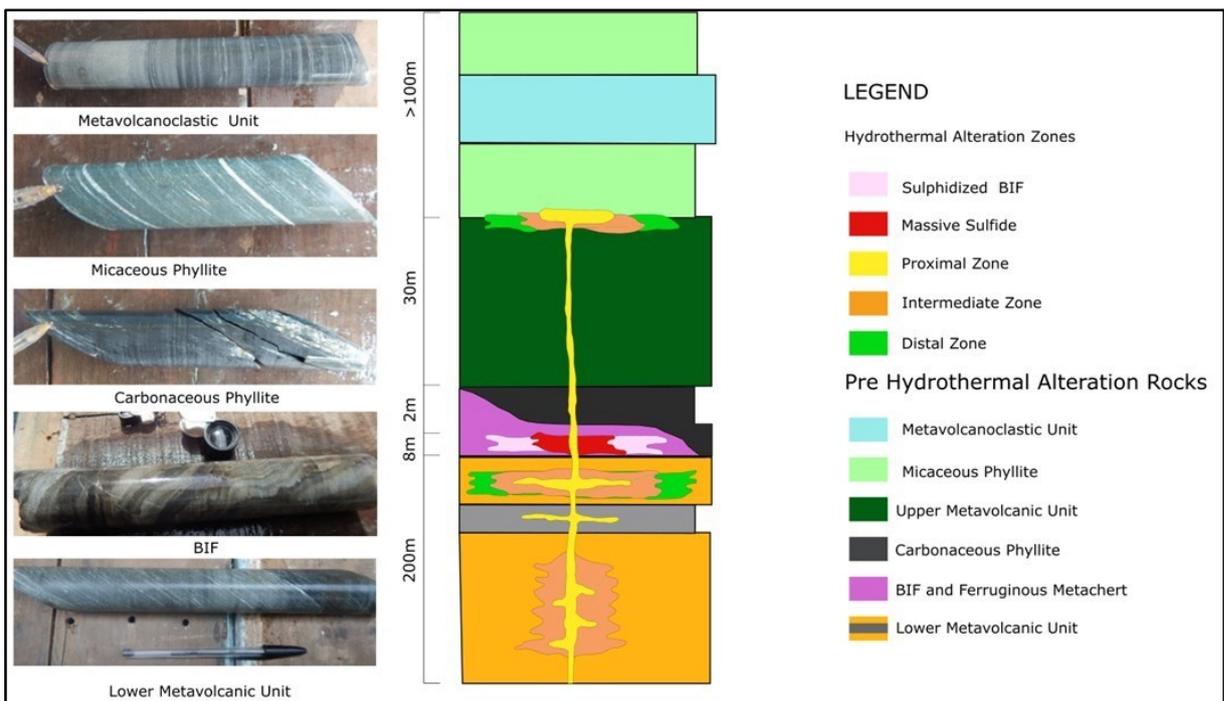


Figure 8 - Cuiabá gold deposit stratigraphic column showing the hydrothermal alteration zones associated with each lithotype (Modified from Fernandes et al., 2016).

5.4 Materials and Methods

In total, twenty-eight samples of BIF and ferruginous metachert were selected; eighteen were from boreholes, and another ten came from underground galleries

(Figure 9). In addition, nine other samples from the lower mafic metavolcanic unit, and three others from the upper unit were also included. The samples were selected from six orebodies located at different depths in areas where the lithotypes held minimal secondary alteration. They were collected in the Fonte Grande Sul, Balancão, Galinheiro, Canta Galo, Serrotinho, and Surucucu orebodies (Figure 9, Table 2). The samples selection was mainly based on drill holes and also from accessible underground stopes at different levels. Intervals with well-preserved primary structures, such as compositional banding for metasedimentary rocks, and varioles and vesicles for metavolcanics, were prioritized, while mineralized areas with veins and/or sulfides were avoided.

Table 2 - Correlation between sample names and information on the orebody and level in which they are located.

Sample	Lithotype	Orebody	Level	Sample	Lithotype	Orebody	Level
N-01	Carbonatedominated BIF	Fonte Grande Sul	19.4	N-25	Carbonatedominated BIF	Canta Galo	16/17
N-02	BIF with magnetite	Fonte Grande Sul	19.1	N-26	Ferruginous metachert	Canta Galo	16/17
N-03	Ferruginous metachert	Fonte Grande Sul	13.3	N-27	Ore	Fonte Grande Sul	20
N-04	Carbonatedominated BIF	Fonte Grande Sul	19.1	N-28	Carbonatedominated BIF	Canta Galo	16/17
N-05	Ferruginous metachert	Fonte Grande Sul	13/14	CB-02*	Carbonatedominated BIF	*	*
N-06	BIF with magnetite	Fonte Grande Sul	20/21	CB-04*	Carbonatedominated BIF	*	*
N-07	BIF with silicates	Fonte Grande Sul	20/21	N-29	Lower metavolcanic unit	Canta Galo	16/17
N-08	Ferruginous metachert	Galinheiro	13	N-30	Lower metavolcanic unit	Surucucu	5/6
N-09	Carbonatedominated BIF	Galinheiro	13/14	N-31	Lower metavolcanic unit	Balancão	21/22
N-10	Carbonatedominated BIF	Fonte Grande Sul	20/21	N-32	Lower metavolcanic unit	Fonte Grande Sul	21
N-11	BIF with magnetite	Fonte Grande Sul	20/21	N-33	Lower metavolcanic unit	Balancão	21/22
N-12	Ferruginous metachert	Galinheiro	8	N-34	Upper metavolcanic unit	Fonte Grande Sul	20
N-13	Carbonatedominated BIF	Balancão	13.1	N-35	Lower metavolcanic unit	Surucucu	5/6
N-14	Ferruginous metachert	Balancão	12.3	N-36	Lower metavolcanic unit	Surucucu	5/6
N-15	Ferruginous metachert	Fonte Grande Sul	13.3	N-37	Lower metavolcanic unit	Surucucu	5/6

N-16	Carbonatedominated BIF	Fonte Grande Sul	13.1	N-38	Lower metavolcanic unit	Surucucu	5/6
N-17	Carbonatedominated BIF	Galinheiro	9	N-39	Upper metavolcanic unit	Fonte Grande Sul	20
N-18	BIF with Magnetite	Fonte Grande Sul	20	N-40	Upper metavolcanic unit	Fonte Grande Sul	20
N-19	Carbonatedominated BIF	Fonte Grande Sul	20	MC-16**	Lower metavolcanic unit	**	**
N-20	Carbonatedominated BIF	Serrotinho	-	MC-40**	Lower metavolcanic unit	**	**
N-21	Ferruginous metachert	Galinheiro	9.3	MC-41**	Lower metavolcanic unit	**	**
Sample	Lithotype	Orebody	Level	Sample	Lithotype	Orebody	Level
N-22	BIF with silicates	Fonte Grande Sul	20	MC-26**	Upper metavolcanic unit	**	**
N-23	Ferruginous metachert	Fonte Grande Sul	20/21	MC-27**	Upper metavolcanic unit	**	**
N-24	BIF with magnetite	Fonte Grande Sul	20/21	MC-79**	Upper metavolcanic unit	**	**
* Samples from Araújo & Lobato (2019)							
** Samples from Silva (2006)							

Polished thin sections were described under transmitted and reflected light, in a Leica DM2500P microscope, at the Metallogeny Laboratory of the Manoel Teixeira da Costa Research Center (CPMTC-UFMG). Two polished thin sections were further analyzed at the Microscopy Center, UFMG under a scanning electron microscope, model Quanta 200 FEI, where semi-quantitative analyses were performed with an EDS detector (energy-dispersive X-ray spectroscopy). Additionally, backscattered, secondary electrons images and chemical maps were taken.

Whole rock geochemistry quantification was performed at the Bureau Veritas Minerals laboratory (Canada) through different methods, according to the desired element for each analysis. Major elements, barium, nickel, and scandium were determined by the inductively coupled plasma optical emission spectrometry ICP-OES, with sample opening by lithium borate dissolution. The other elements were quantified by inductively coupled plasma mass spectrometry (ICP-MS), except for carbon and sulfur, which were analyzed using the LECO method. The detection limits for each element are presented in Appendices I and II. Litho-geochemical data were processed and plotted on ioGAS software, version 7.0.

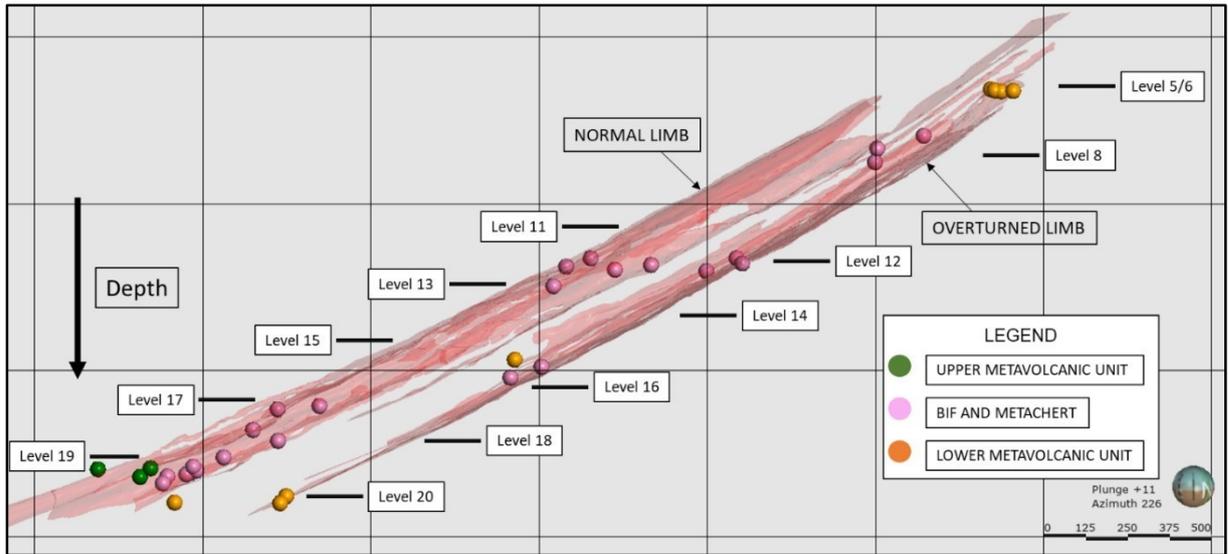


Figure 9 - Three-dimensional image by leapfrog software of the collected sample's location, showing both normal and overturned limbs of Cuiabá fold. The sampling was made in different orebodies and levels of the deposit.

5.5 Results

5.5.1 Petrography

5.5.1.1 Ferruginous Chemical Metasedimentary Rocks

Ferruginous chemical metasedimentary rocks at the Cuiabá gold deposit have a varied mineralogical composition, based on their orebody and level location at the mine site. They are classified as: carbonate-dominated BIF, ferruginous metachert, BIF with magnetite, and BIF with silicates (Figs. 10 and 11).

Carbonate-dominated BIF (Figs. 10A and 11A) is the predominant lithotype present in all studied orebodies. They are banded or laminated, with millimeter to centimeter, white-to-beige levels, interspersed by gray bands. It is composed of quartz (50-70%) combined with dark, siderite-rich, layers (30-50%) associated with carbonaceous matter (Figure 11B). In addition, sub-millimetric films of carbonaceous matter are common and occur in parallel to compositional banding planes. Both quartz and carbonate are fine to very fine-grained (<50 μm), except for those cases where they are associated with veinlets, thus displaying crystals of a slightly larger size (up to 0.2 mm) and euhedral shape. Minor occurrences of chlorite, sericite, and sulfides (pyrite, pyrrhotite and arsenopyrite) are also observed.

Ferruginous metachert (Figs. 10B and 11C) differs from the carbonatedominated BIF by (i) the predominance of quartz over siderite (less than 20% of modal composition), (ii) its lighter color, and (iii) thinner banding. The banding is evidenced by the intercalation of thin bands of carbonate in association with carbonaceous matter (Figure 11D) and thicker bands of quartz, which makes up 75–90% of the rock. It is very fine to fine-grained, and most minerals exhibit polygonal contacts. Rarely, very fine-grained sulfide crystals (pyrite or pyrrhotite) are observed, limited to carbonate or venulated portions.

BIF with magnetite (Figs. 10C and 11E) is characterized by the presence of bands composed by fine-grained (<30 µm) anhedral magnetite. Such bands reach up to 15% of the rock's modal composition. In general, this mineral is recrystallized, thus exhibiting slightly coarser-grained (up to 0.3 mm), euhedral crystals, but maintaining the parallel orientation with compositional banding (Figure 11F). The coarser-grained magnetite is commonly associated with coarser carbonate and quartz bands. Siderite does not exceed 30% of the total and is very fine-grained, impregnated with carbonaceous matter. It is concentrated in levels parallel to the magnetitic portions, with rare crystals of chlorite and sericite, which do not reach 1%. Locally, it is possible to observe that the magnetite is partially replaced by sulfides, predominantly pyrrhotite and pyrite.

BIF with silicates (Figs. 10D and 11G) has the highest mineralogical variability. Macroscopically, these rocks are differentiated by their yellowish color and incipient foliation. The compositional banding is defined by carbonate-dominated levels intercalated with quartz-rich portions and subordinate bands with silicates, such as stilpnomelane, chlorite, sericite, and biotite. Quartz and carbonate make up about 60–70% and 25–35% of the modal composition, respectively. Stilpnomelane, alternatively, varies from 3–5% and occurs with an elongated shape, up to 0.5 mm in size, without preferential orientation (Figure 11H). It is associated with siderite and, more rarely, with sulfides (pyrite and pyrrhotite). Chlorite, sericite and biotite appear in a minor proportion, reaching up to 1%.

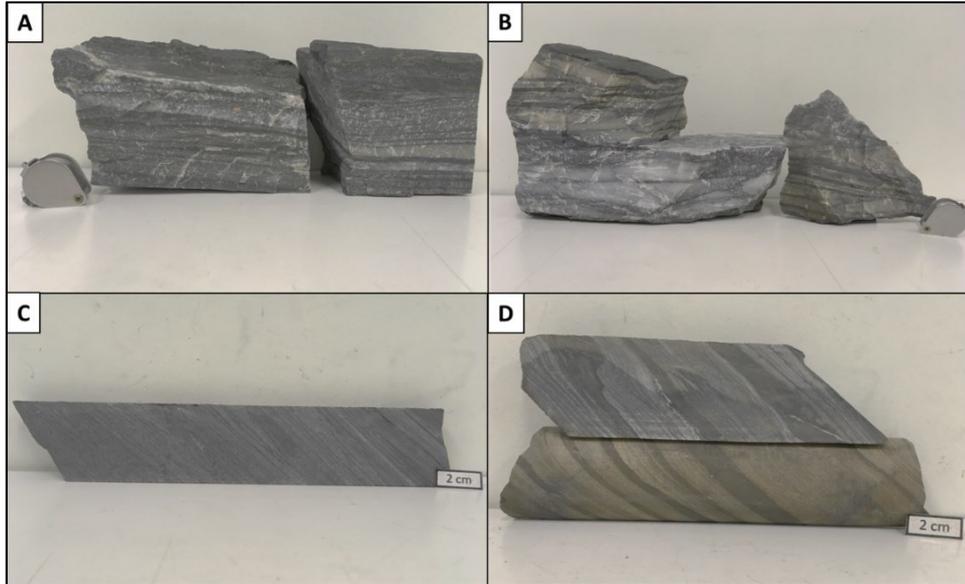


Figure 10 - Hand samples of (A) carbonate-dominated BIF; (B) ferruginous metachert; (C) BIF with magnetite and (D) BIF with silicates.

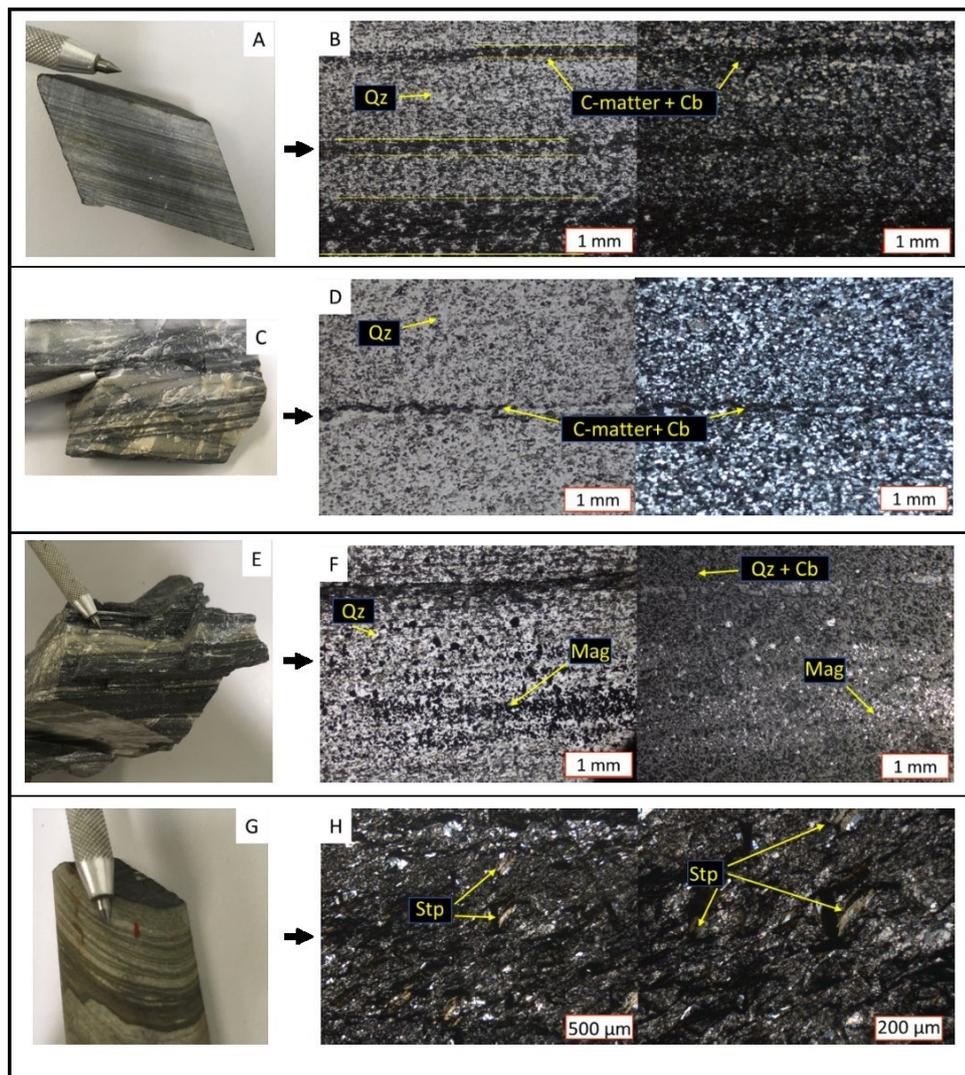


Figure 11 - (A) Core sample of carbonated BIF, with millimetric compositional banding. (B) Photomicrographs in transmitted light (TL)

showing compositional banding under plane and crossed polarized view (2.5X). (C) Ferruginous metachert hand sample. (D) Photomicrographs in transmitted light (plane and crossed polarized view) showing carbonate levels in association with carbonaceous matter (C-matter.+ Cb) that defines the compositional banding (2.5x). (E) BIF with magnetite hand sample. (F) Photomicrographs in transmitted and reflected light highlighting bands rich in magnetite (Mag) (2.5x). (G) BIF with silicates core sample. (H) Photomicrographs in transmitted light (CP) showing levels rich in stilpnomelane (Stp) (5x, 10x).

In all the BIF-types and ferruginous metachert that were studied, carbonate mineral phases are identified. The determination of the variety of carbonates using optical microscopy is complex, mainly due to their very fine granulation. However, this identification process could be performed by scanning with an electron microscope (Figure 12) with support of an EDS detector. Fine-grained carbonate, which occurs in association with the carbonaceous matter and outlines the compositional banding, presents a typical siderite spectrum (Figure 12G), exhibiting pronounced iron peak. Coarser-grained carbonate from veins and/or replacing siderite displays peaks of calcium, iron, and magnesium (Figs. 12H and 12I), suggesting an ankerite composition. Eventually, Ca-rich crystals are identified, limited to portions with carbonate and quartz vein (Figure 12I).

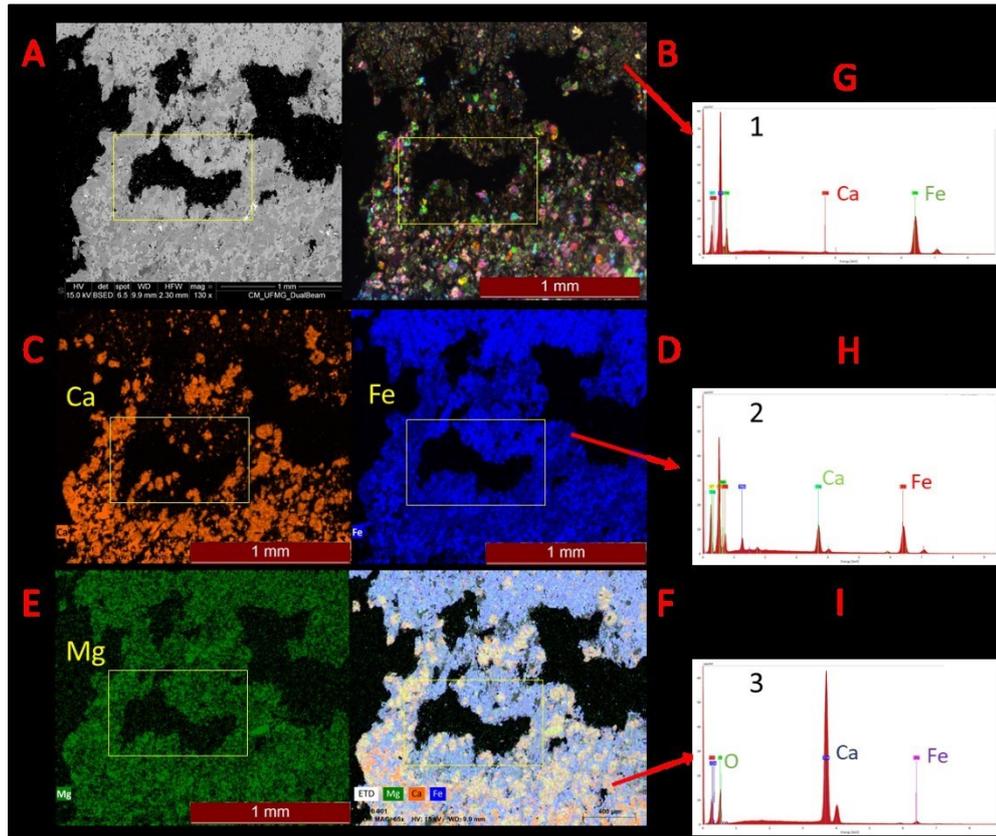


Figure 12 - Images obtained through scanning electron microscopy, with an emphasis on the common yellow rectangular area of A-F. (A) Backscattered electron images (B) Photomicrography in transmitted light with a crossed polarized view. (C) Calcium chemical map. (D) Iron chemical map. (E) Magnesium chemical map. (F) Chemical map for the three elements (Ca, Fe and Mg) together. (G-I) Result of semiquantitative chemical analyses of an EDS detector for the different carbonate phases under observation.

5.5.1.2 Lower and Upper Metavolcanic Units

The lower and upper metavolcanics units present at the Cuiabá gold deposit constitute two packages of metamorphosed extrusive rocks that occur over and underlying the BIF and ferruginous metachert. These metavolcanics units are described by other authors, such as Ribeiro-Rodrigues (1998), Vitorino (2017) and Silva (2006), as metandesite and metabasalt, respectively.

Macroscopically, it is quite difficult to differentiate these two lithotypes, as they have similar mineralogy. Therefore, they are usually discriminated due to their stratigraphic position in the deposit in relation to specific layers such as carbonaceous metapelite and BIF (Figure 8).

The **lower metavolcanic unit** (Figs. 13A, 13B and 14A) is represented by a slightly foliated, light-green rock composed of chlorite (30-40%) plagioclase (20-35%), amphibole (10-25%), quartz (3-15%), epidote (<7%) and opaque minerals (<1%) (Figs. 14B and 14C). Locally, primary igneous textures - for instance, varioles and preserved amygdales - are observed. Plagioclase (Figure 14B) crystals are tabular, locally exhibiting Carlsbad twinning and undulose extinction, and may be partially substituted by carbonate or epidote. Actinolite (Figure 14C) occurs in aggregates or as acicular crystals arranged according to the foliation. Chlorite forms a very fine-grained (<50 μm) matrix, which defines an incipient foliation (Figure 14C). Epidote, possibly clinozoisite, appears as anhedral crystals of slightly coarser granulation (~ 100 μm) in relation to the matrix. Quartz is fine-grained, without well-defined crystals, generally with undulose extinction.

The **upper metavolcanic unit** (Figs. 13C, 13D and 14D) corresponds to a darker green hue fine to very fine-grained rock incipiently foliated, slightly different from the lower unit rocks. Pillow lavas are locally preserved. Its mineralogical composition is similar to that described for the lower unit, varying only in the concentration of the mineral phases. In this case, chlorite, actinolite and epidote (Figs. 14E and 14F) are more abundant, while quartz and plagioclase are scarcer. This lithotype, commonly, presents chloritized and with plagioclase altered to epidote.

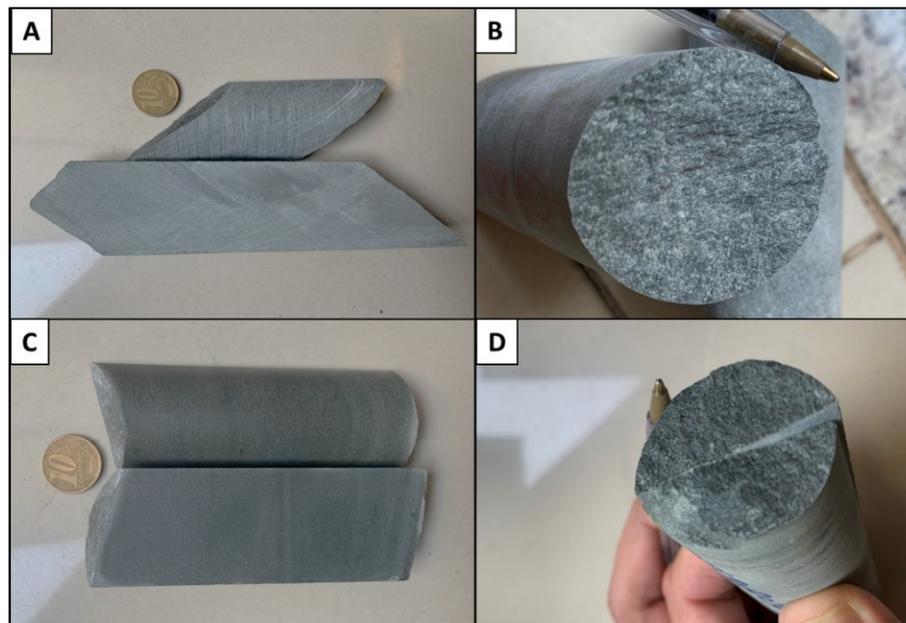


Figure 13 - Hand samples of (A) and (B) rocks from lower metavolcanic unit; (C) and (D) rocks from upper metavolcanic unit.

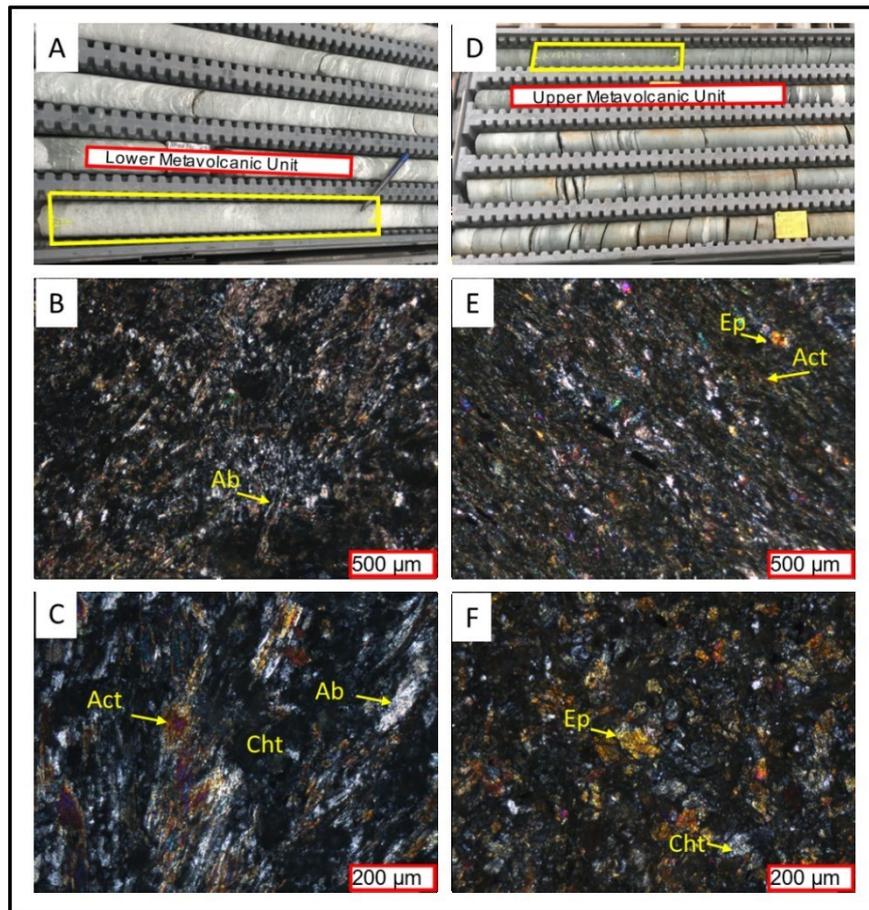


Figure 14 - (A) Core sample from the lower mafic metavolcanic unit. (B)(C) Photomicrographs of the lower metaigneous rocks under transmitted crossed polarized light (Ab - Albite, Act - Actinolite, Cht - Chlorite) (5X, 10 X). (D) Core sample of the upper mafic metavolcanic lithotype. (E)(F) Photomicrographs of the metaigneous rocks of the upper unit in transmitted crossed polarized light (Ep - Epidote) (5X, 10X).

5.5.2 Litogeochemistry

The results of the analyzed geochemistry are presented in the Appendices I and II. The first appendix consists of data from ferruginous chemical metasedimentary rocks, and the second refers to mafic metavolcanic rocks.

5.5.2.1 Ferruginous Chemical Metasedimentary Rocks

Considering major elements, carbonate-dominated BIFs present intermediate values of Fe_2O_3 , from 15.18 to 25.67%, whereas the ferruginous metachert exhibits lower levels, from 3.43 to 14.66% (Figure 15A). Both BIFs, with magnetite and with

silicates have the Fe_2O_3 highest concentrations, ranging from 18.56 to 34.24%. When analyzing the SiO_2 content, metachert contains the highest quantities, reaching up to 88.52%. A strong negative correlation between SiO_2 and Fe_2O_3 is noted as shown in Figure 15A. All analyzed samples contain low concentrations of Al_2O_3 (Figure 15B) at a maximum value of 0.27%, with the highest content relative to silicate and carbonatedominated BIF samples. The levels of TiO_2 are, in most cases, below the detection limit.

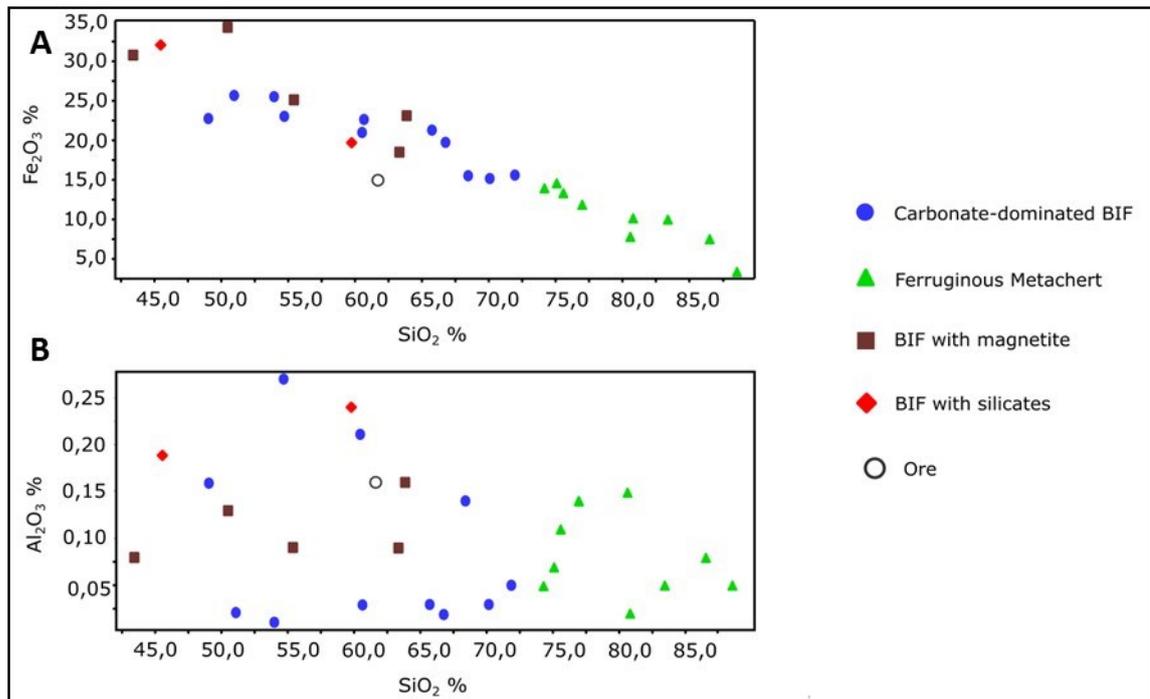


Figure 15 – (A and B) Harker diagrams for oxide concentrations of major elements from BIF and ferruginous metachert.

Samples of carbonate-dominated BIF, CB-02 and CB-04, from Araújo & Lobato (2019), were also plotted in order to compare the REE patterns. The authors have followed the same sampling premises of prioritizing portions without hydrothermal alteration.

The REE diagram (Figure 16A) shows a similar pattern for the sample sets, with metachert having the lowest total REE contents (Figure 16C). Most of them are depleted in relation to PAAS (McLennan, 1989), with a relative enrichment of the heavy REE, compared to light REE. This is highlighted by the $\text{Pr}/\text{Yb}_{\text{PAAS}}$ ratio (Table 3), that ranges from 0.19 (ferruginous metachert) to 0.75 (carbonate-dominated BIF), with the exception of samples N-17 (carbonate-dominated BIF) and N-26 (ferruginous

metachert), which have ratios of 1.33 and 1.18, respectively. In addition, light REE have a concave upward pattern with positive La anomaly ($La/La^* = 0.87 - 3.43$) and, in general, Ce enrichment ($Ce/Ce^* = 0.86 - 2.35$) (Table 3).

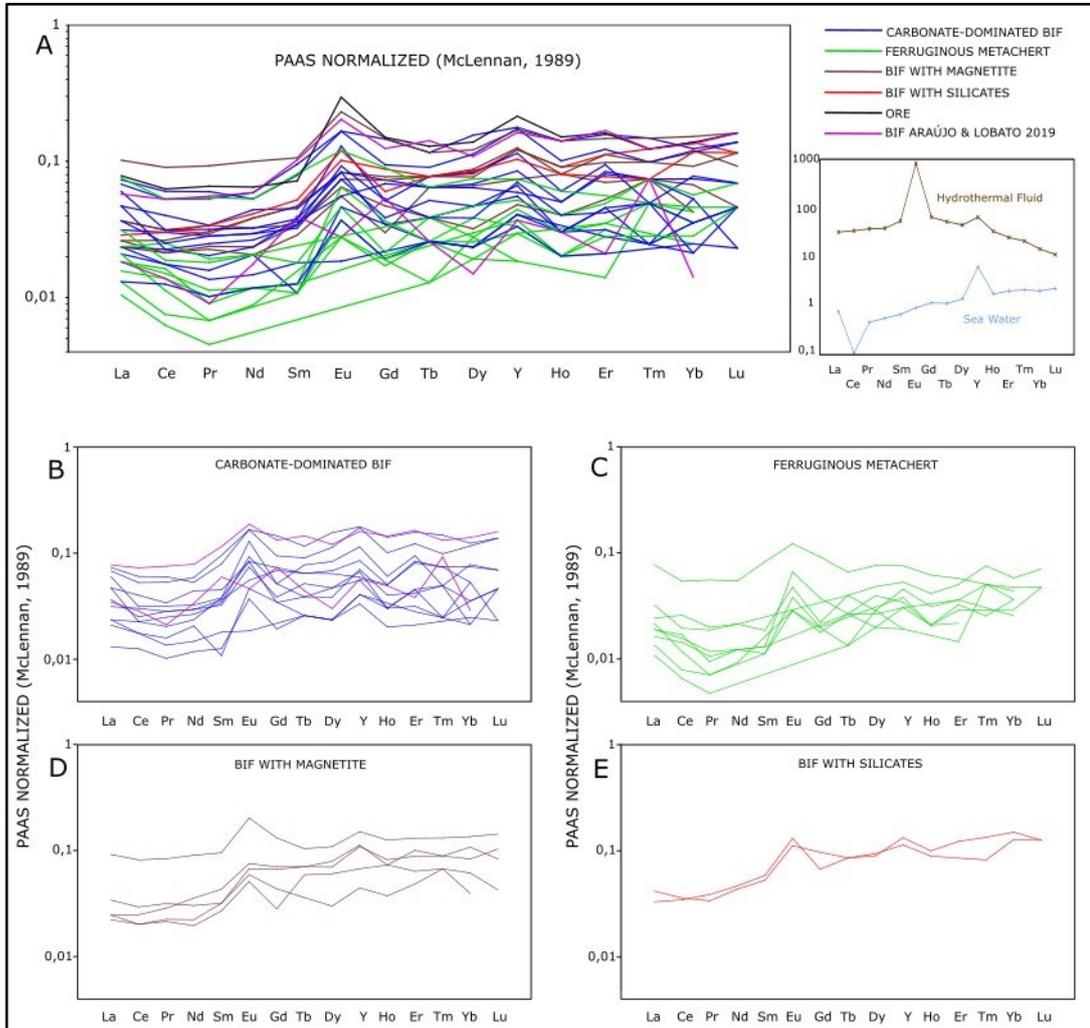


Figure 16 - Spider diagrams of REE+Y normalized to PAAS (McLennan, 1989). A: total samples of BIF and ferruginous metachert; B: carbonate-dominated BIF samples; C: ferruginous metachert samples; D: BIF with magnetite samples; and E: BIF with silicates samples.

Table 3 summarizes the REE data, Y/Ho ratio and the Eu, La and Ce anomalies separated by different BIF types and ferruginous metachert. The BIF with magnetite is the typology with the highest concentration of REE in addition to some carbonatedominated BIF samples. It is noteworthy that samples of ferruginous metachert generally have a lower amount of REE comparatively to the different BIF typologies. Most of them have a superchondritic Y/Ho ratio, that is above 26.

Table 3 - Synthesis of the REE+Y geochemical signature of BIF and ferruginous metachert samples.

	Σ REE (ppm)	Y/Ho	Eu/Eu* _{PAAS}	La/La* _{PAAS}	Ce/Ce* _{PAAS}	Pr/Yb* _{PAAS}
Carbonate- Dominated BIF	3.38 - 17.34	32.00 - 62.00	1.27 - 3.20	0.96 - 2.35	0.89 - 1.54	0.38 - 0.75
Ferruginous Metachert	1.54 - 13.17	33.33 - 50.00	1.60 - 4.05	1.33 - 3.43	0.95 - 2.35	0.19 - 0.45
BIF With Magnetite	6.01 - 23.23	25.00 - 42.50	1.47 - 2.11	0.86 - 1.35	0.86 - 1.08	0.28 - 0.61
BIF With Silicates	9.87 - 10.88	35.00 - 36.70	1.84 - 2.02	1.25 - 2.11	1.08 - 1.39	0.21 - 0.29

5.5.2.2 Lower and Upper Metavolcanic Units

In addition to the samples collected in the present work, six samples from Silva (2006) are included in the lithogeochemical results. Three of them correspond to the lower metavolcanic unit (basaltic metandesite), and the others to the upper unit (metabasalt).

With regard to major elements (Appendix II), samples from the lower metavolcanic unit have SiO₂ contents ranging from 48.13 to 56.74%, whereas those from the upper unit vary between 44.90 and 50.17%. The TiO₂ concentrations in the first group range from 0.58 to 0.80%, and in the second from 1.73 to 2.29%. With respect to Fe₂O₃, the values oscillate from 5.49 to 13.86% and 14.96 to 18.06, respectively. The percentage of MgO is between 3.70 and 8.11% for rocks from the lower unit and among 4.03 and 5.99% for the other unit. Additionally, total alkalis (Na₂O + K₂O) contents vary from 1.09 to 6.02% in the lower unit, and from 0.23 to 3.59% in the upper unit.

As shown in the Le Maitre (1989) classification diagram (Figure 17A), rocks from the lower metavolcanic unit are mostly arranged in the basaltic andesite field, with few subordinate samples corresponding to basalts. In contrast, the upper unit samples are more concentrated and are classified as basalts.

In order to better classify the metavolcanic rocks, other diagrams, such as Pearce's (1996) and Winchester & Floyd's (1977) (Figs. 17B and 17C), are also applied. These two diagrams include less mobile elements, such as Zr and Nb. Samples are well-defined and plotted in two groups. In the Nb-Y versus Zr-Ti diagram (Figure 17B), lithotypes of the lower metavolcanic unit form a cluster at the limit between the basaltic andesite and basalt fields, whereas those of the upper unit are defined as basalts. According to the Winchester & Floyd (1977) diagram (Figure 17C),

both units are inserted in the andesite/basalt field, with rocks from the lower unit closer to the andesite field, and those from the upper unit, arranged nearer to the subalkaline basalts field.

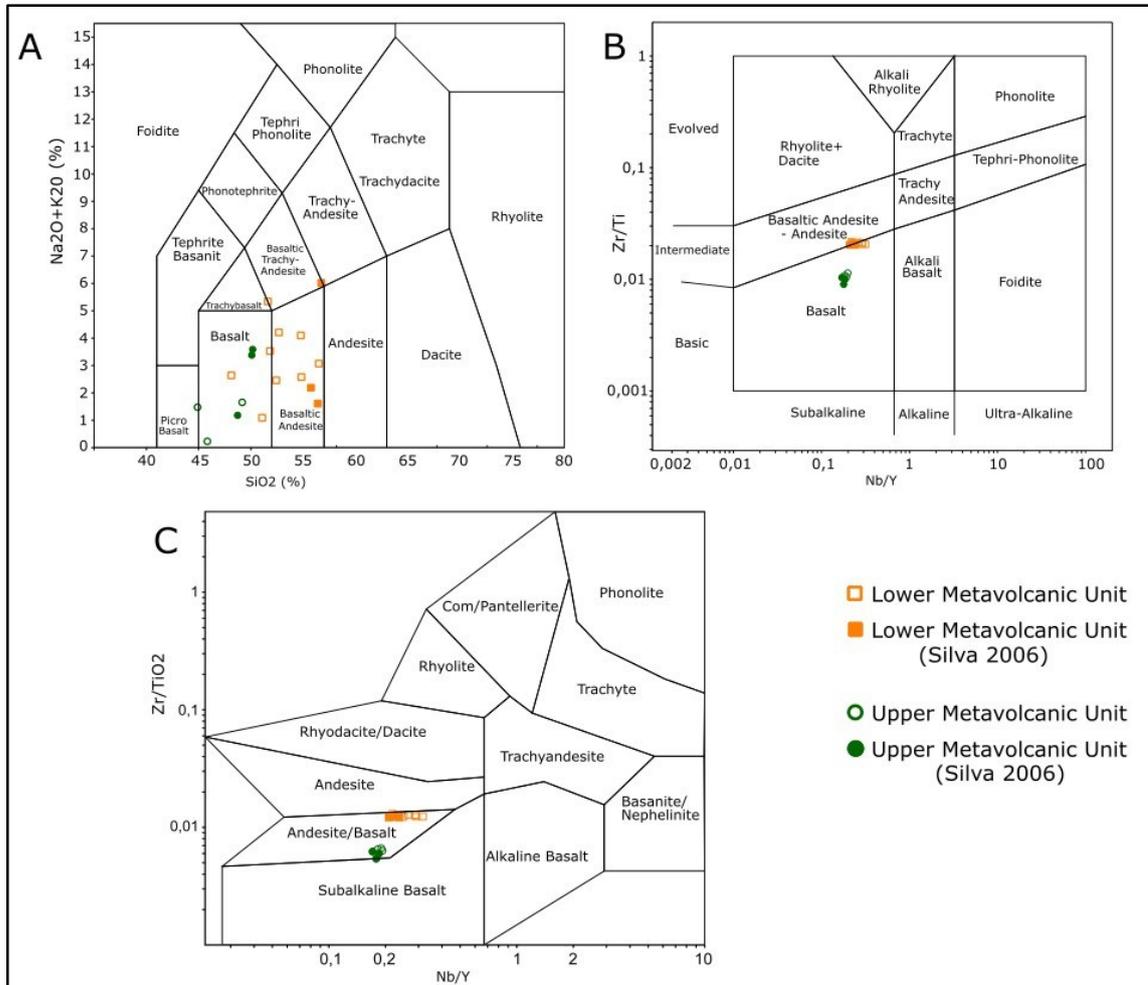


Figure 17 - Classification diagrams of (A) Le Maitre (1989), (B) Pearce (1996), (C) Winchester & Floyd (1977) for the mafic metavolcanic rocks from the Cuiabá gold deposit.

As for the analysis of trace elements, the multi-element diagram (Figure 18A) shows that both samples from the upper and lower units are enriched in relation to the primitive mantle (Palme & O'Neill, 2014). This enrichment is noticed for both large-ion lithophile elements (LILE) and high-field-strength elements (HFSE). The rocks of the lower metavolcanic unit are more impoverished in relation to some HFSE (Y, Nb, Zr and REE) when compared to those of the upper unit.

Regarding the REE, lower and upper sets reveal different patterns, as shown in the REE spider diagram (Figure 18B) normalized to the Sun & McDonough (1989)

chondrite. The lower unit samples show a distinguished enrichment of light REE comparatively to the heavy REE (Figure 18B), with an average La_N/Yb_N ratio of 6.04. The samples of the upper metavolcanic unit have a slightly tilted pattern in light REE ($La_N/Sm_N = 1.69$) and are almost flat in heavy REE ($Gd/Yb = 1.21$). In addition, they have an Eu (Eu/Eu^*) anomaly ranging from 0.78 to 1.08 and from 0.78 to 1.15, respectively. Furthermore, rocks from upper metavolcanic unit show a flatter pattern, similar to that of the tholeiitic basalts from the mafic-ultramafic volcanic and volcanochemical-sedimentary associations of Baltazar & Zucchetti (2007).

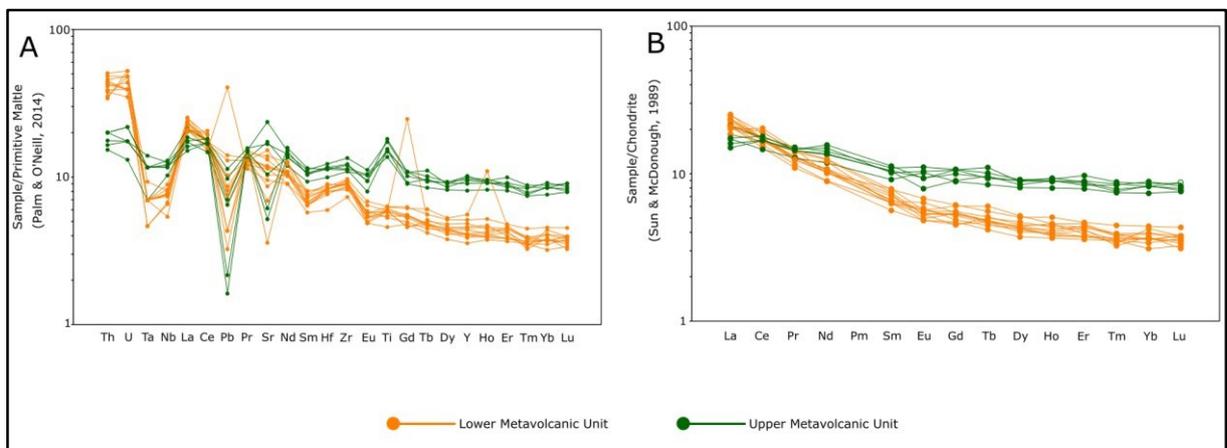


Figure 18 - (A) Multi-element diagram for metavolcanic units normalized by the primitive mantle (Palme & O'Neill, 2014). (B) Spider diagram of ETR+Y for metavolcanic units normalized by the chondrite (Sun & McDonough, 1989).

5.6 Discussion

5.6.1 Ferruginous Chemical Metasedimentary Rocks

Carbonate-dominated BIF is the predominant lithology among the types of ferruginous chemical metasedimentary rocks identified in the Cuiabá gold deposit. It is essentially composed of quartz and siderite with a certain amount of carbonaceous matter. The formation of siderite is here interpreted as diagenetic stage, a perspective which also suggested by Araújo & Lobato (2019) for Cuiabá and other gold deposits in the QF, and in analogous Archean BIF-hosted gold deposits (e.g. Gourcerol et al., 2016). In such deposits, the primary iron-rich mineral phase (for example, ferrihydrite) would have been transformed through the microbial dissimilatory reduction of Fe^{3+} , resulting in the formation of siderite. This process depends on the availability of organic

matter, in addition to p_{CO_2} . The formation of siderite characteristically occurs under the presence of organic carbon in the system and high levels of p_{CO_2} .

Ferruginous metachert is the second most common type of chemical metasedimentary rock found in the Cuiabá gold deposit. The presence of this lithotype possibly indicates that the deposition occurred in an environment near to volcanic centers, since a seafloor hydrothermal system would have produced SiO_2 -rich fluids that deposit closer to the source in comparison to iron (Shibuya et al., 2010). This is discussed by Araújo & Lobato (2019) for the ferruginous metachert host to the gold present in Urubu and Lamego deposits in the QF.

For the case of **BIF with magnetite**, this iron oxide is locally observed in the Cuiabá BIF and, like siderite, it is also interpreted as having formed from transformation of mineral phases deposited directly from seawater, such as ferrihydrite and other iron oxyhydroxides. This process occurred during diagenesis under microbial activity (Gourcerol et al., 2016), and the transformation is favored in environments with limited availability of organic matter and low p_{CO_2} . The coarser-grained magnetite along bands, commonly associated with hydrothermal carbonate and quartz, coexists with the very fine-grained syngenetic one. This coarser-grained magnetite probably represents the so-called Mag2 according to Araújo & Lobato (2019) classification, interpreted as formed in the early hydrothermal stage in other gold-bearing BIF deposits.

The discriminated **BIF with silicates** is characterized by the presence of the iron-rich minerals stilpnomelane and chlorite, in addition to siderite and magnetite. Araújo & Lobato (2019) have also described this type of BIF in other gold deposits of the QF, such as São Bento, Sumidouro and Campo Grande. The presence of silicate minerals in these deposits is interpreted as a product of detrital contamination during deposition in a higher energy environment, close to submarine fans (Araújo & Lobato, 2019). Due to variations in eustatic level, the increase in siliciclastic input and the precipitation stability of chemical sedimentary rocks alternate between regressive and transgressive events. It is assumed that the same variations in sea level are responsible for creating specific episodes that favored detrital input and, consequently, the eventual appearance of this typology in the Cuiabá geological context.

The geochemical signatures of BIF and metachert from the Cuiabá gold deposit show a similar REE+Y pattern (Figure 16A). The REE are important for understanding

the origin and depositional conditions of these sedimentary rocks, as their primary behavior is not easily altered by diagenetic or low-grade metamorphic processes. However, if they are hydrothermally altered or under high-grade metamorphism significant changes can arise (Bau, 1993). When normalized to PAAS (McLennan,

1989), the whole set exhibits relative enrichment of heavy REE comparatively to light

REE, with a common positive anomaly of La, Eu and Y and the absence of negative Ce anomalies (Figure 16A).

The heavy REE enrichment is possibly due to the fact that these elements have a greater tendency to settle in water when compared to light REE, which are better adsorbed on the particle's surfaces (Sholkovitz et al., 1994). In the case of La (Table 3), the anomaly may be common in seawater, since this element is more stable in solution than the other light REEs (Bolhar et al., 2005), thus causing a slight fractionation. In the same way as La, Y is also enriched in seawater due to its lower reactivity, being stable in solution for longer than Ho (Bau & Dulski, 1999).

The Eu anomaly is interpreted as a result of the reduction of Eu^{3+} , which occurs in high temperature hydrothermal conditions ($> 250\text{ }^{\circ}\text{C}$; Klinkhammer et al., 1983) and leads to the element's fractionation. The Ce anomaly, on the other hand, concerns the seawater oxidation conditions. In oxidizing environments, it is found mainly as Ce^{4+} , which is less soluble and preferably adsorbed on the particle's surface, resulting in a strong negative anomaly (Bau & Dulski, 1996). Thus, the absence of negative Ce anomaly (Table 3) suggests that the deposition occurred in an environment with low oxygen availability.

The Y/Ho ratio (Table 3; Figure 19B) also provides significant information about the genesis of both BIF and ferruginous metachert (Bau, 1999). Chondritic values, ranging around 27, are common for clastic sediments (Bau & Dulski, 1996) and Precambrian hydrothermal fluids (Bau & Dulski, 1999). Seawater, however, exhibits superchondritic values (up to 60) as Ho is more reactive in relation to Y in marine systems particles (Bau et al., 1997; Nozaki et al., 1997). Most samples have a superchondritic Y/Ho ratio, which is common for iron formations due to the seawater's influence (Gourcerol et al., 2016). As shown in Figure 16D, one sample of BIF with magnetite (N-06) presents chondritic value and the highest REE contents, which may be the result of interaction with hydrothermal fluids and/or siliciclastic contamination during its deposition (Bau & Dulski, 1996). The presence of slightly coarser-grained

magnetite and some rare sulfides (pyrite and pyrrhotite), possibly indicating the beginning of the hydrothermal stage, corroborates the interpretation that these fluids would have been responsible for the geochemical disturbances.

High-temperature hydrothermal fluids (>250°C) are differentiated from seawater by their positive Eu anomaly (Danielson et al., 1992). Based on this observation, Gourcerol et al. (2016) have proposed a diagram (Figure 19A) that estimates the relative influence of the hydrothermal input during chert precipitation of the Meadowbank, Meliadine, Musselwhite and Beardmore-Geraldton gold districts in Canada. The diagram consists of a calculate mixing line that contains hydrothermal fluids and seawater as final members (Alexander et al., 2008; Gourcerol et al., 2016). The modern seawater composition from the North Pacific (Alibo & Nozaki, 1999) and a hydrothermal fluid from Shibuya et al. (2010) were used to make the diagram, which the latter is interpreted by the authors as similar to the hydrothermal fluids of Archean greenstone belts. These fluids were SiO₂-rich, Fe-poor, and highly alkaline, thus opposite to the Fe-rich and acid nature of more modern ones. The Eu/Sm relation is a quantitative measure of the Eu anomaly's strength and is used on the diagram. The Sm/Yb ratio is applied in the ordinate axis, seen as it is usually constant, unless residual high-pressure metamorphic phases are present (Gourcerol et al., 2016).

The diagram in Figure 19A shows that the majority of BIF and metachert samples plot close to the mixing line, with less than 10% of hydrothermal influence. According to Gourcerol et al. (2016), the Sm/Yb ratio is particularly sensitive to the presence of metamorphic phases, which could overprint the primary geochemical signature of these rocks. Only a few carbonate-dominated BIF and ferruginous metachert samples have slightly higher Sm/Yb values (Figure 19A), confirming a more primary sedimentary geochemical signature. Araújo & Lobato (2019) used this diagram in order to differentiate the ferruginous chemical metasedimentary rocks present in several deposits of the QF. Therefore, they were able to estimate the location of BIF deposition relative to the hydrothermal vent source, since the samples were significantly different. In the present work, it was not possible to correlate the BIF typologies present in Cuiabá gold deposit with their relative position to the volcanic source.

Another diagrams used to estimate the relative contribution of the hydrothermal source are shown in Figure 19B and 19C (Alexander et al., 2008; Haugaard et al.,

2016). In these case, the samples plotted a little longer on the mixing line, possibly because the Y/Ho ratio is more sensitive to siliciclastic contamination or hydrothermal alteration, for example (Gourcerol et al., 2015). It is notable that the samples are distributed close to very low values of hydrothermal contribution, and according to the author, it is similar with the Klein & Beukes (1989) model, who noted that a 1000:1 mixing ratio of seawater with deep sea hydrothermal fluids formed REE patterns comparable to that.

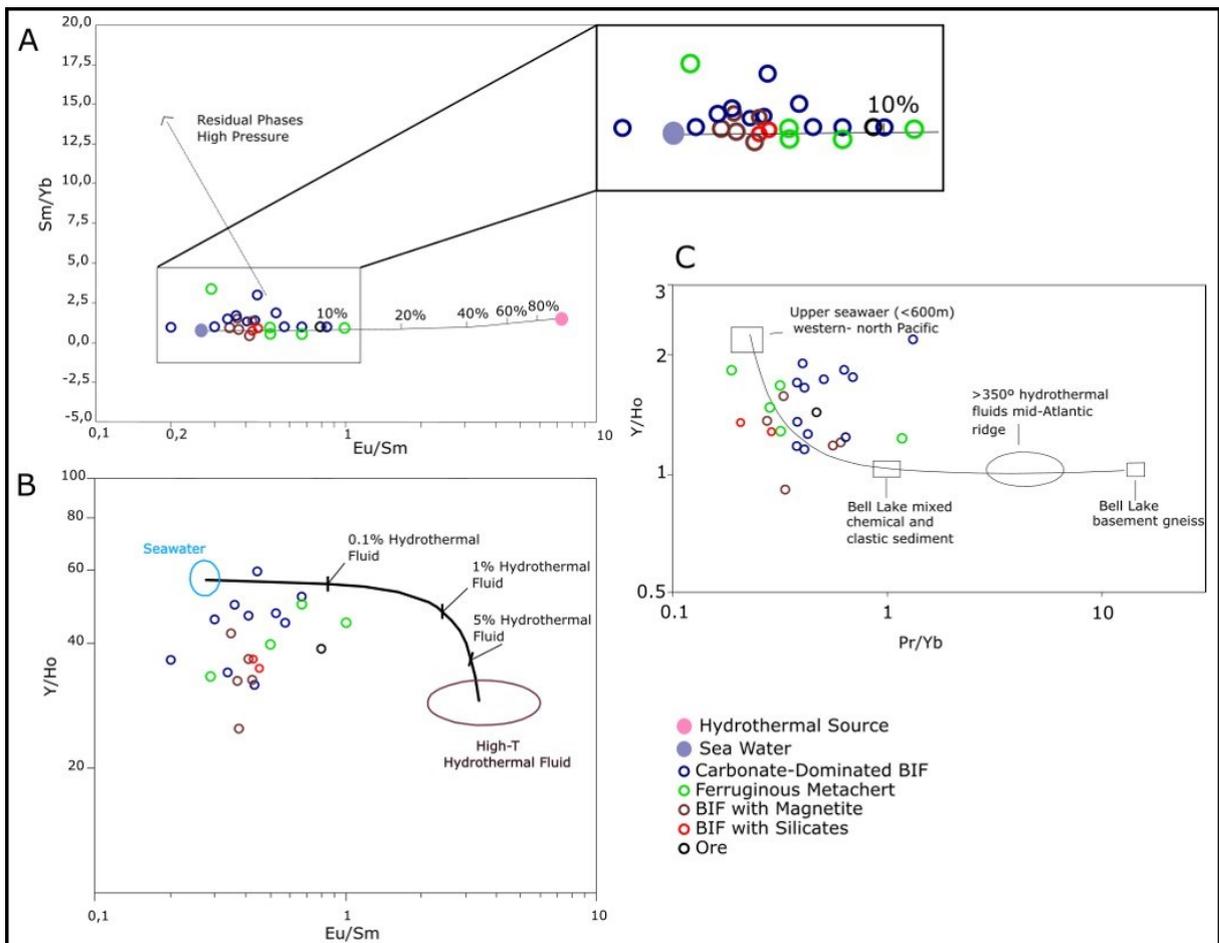


Figure 19 – (A) Eu/Sm and Sm/Yb binary diagram proposed by Gourcerol et al. (2016) to estimate the contribution of hydrothermal fluid on BIF. (B) Eu/Sm and Y/Ho binary diagram from Alexander et al. (2008). (C) Pr/Yb and Y/Ho diagram proposed by Haugaard et. al (2016) presenting a mixing line between potential components to the seawater composition during BIF deposition.

5.6.2 Lower and Upper Metavolcanic Units

The mafic metavolcanic rocks from Cuiabá gold deposit are here classified as basaltic metandesite for the lower unit and as metabasalts for the upper unit, in

agreement with Ribeiro-Rodrigues (1998) and Silva (2006) classification. Petrographically, both the rocks from the lower and upper units have basically the same mineralogical composition. They are composed of plagioclase, actinolite, chlorite, quartz and epidote (Figs. 14C, 14C, 14E and 14F), which reflects the characteristic greenschist facies metamorphic assemblage of the Rio das Velhas greenstone belt sequences. Secondary minerals such as sericite and carbonates may be present, depending on the intensity of the hydrothermal alteration process.

Discriminating diagrams, based on trace elements, are used to classify geotectonic environments as shown in Figure 20. According to Hollocher et al. (2012), Pearce (2014) and Pearce & Can (1973) (Figs. 20A-D), the metavolcanic units in the Cuiabá gold deposit are arranged into two well-defined fields which clearly differentiate the upper and lower mafic metavolcanic rocks. The lower unit corresponds to a calcalkaline basaltic metandesite from a continental volcanic arc (Figs. 20A-D), whereas the upper unit has a transitional geochemical signature, similar to tholeiitic basalts from ocean ridges. In both diagrams from Hollocher et al. (2012) (Figure 20A) and Pearce (2014) (Figure 20B), the samples from the upper unit plot in border regions of the diagram, between magmatic arcs and ocean ridge fields. Only in the diagram of Figure 20D these rocks are displayed in the MORB field. The difference between these two units has also been documented by other authors such as Vieira (1992) and Silva (2006). Controversially, Silva (2006) and Zucchetti et al. (2000a) have interpreted this magmatism from the Rio das Velhas greenstone belt as deriving from island arc, based on its geochemistry.

Presently, a new proposal for geotectonic environment is suggested, taking into account more recent geochemical diagrams, which have been widely used in the literature - for instance Hollocher et al. (2012) and Pearce (2014). In both diagrams the rocks from the lower metavolcanic unit plot in the continental arc field. This type of magmatism is discussed by other authors - for example, Lana et al. (2013) and Farina et al. (2015a) – in other occurrences of metavolcanic rocks in the QF, who relate these lithotypes to the magmatic event called Rio das Velhas II.

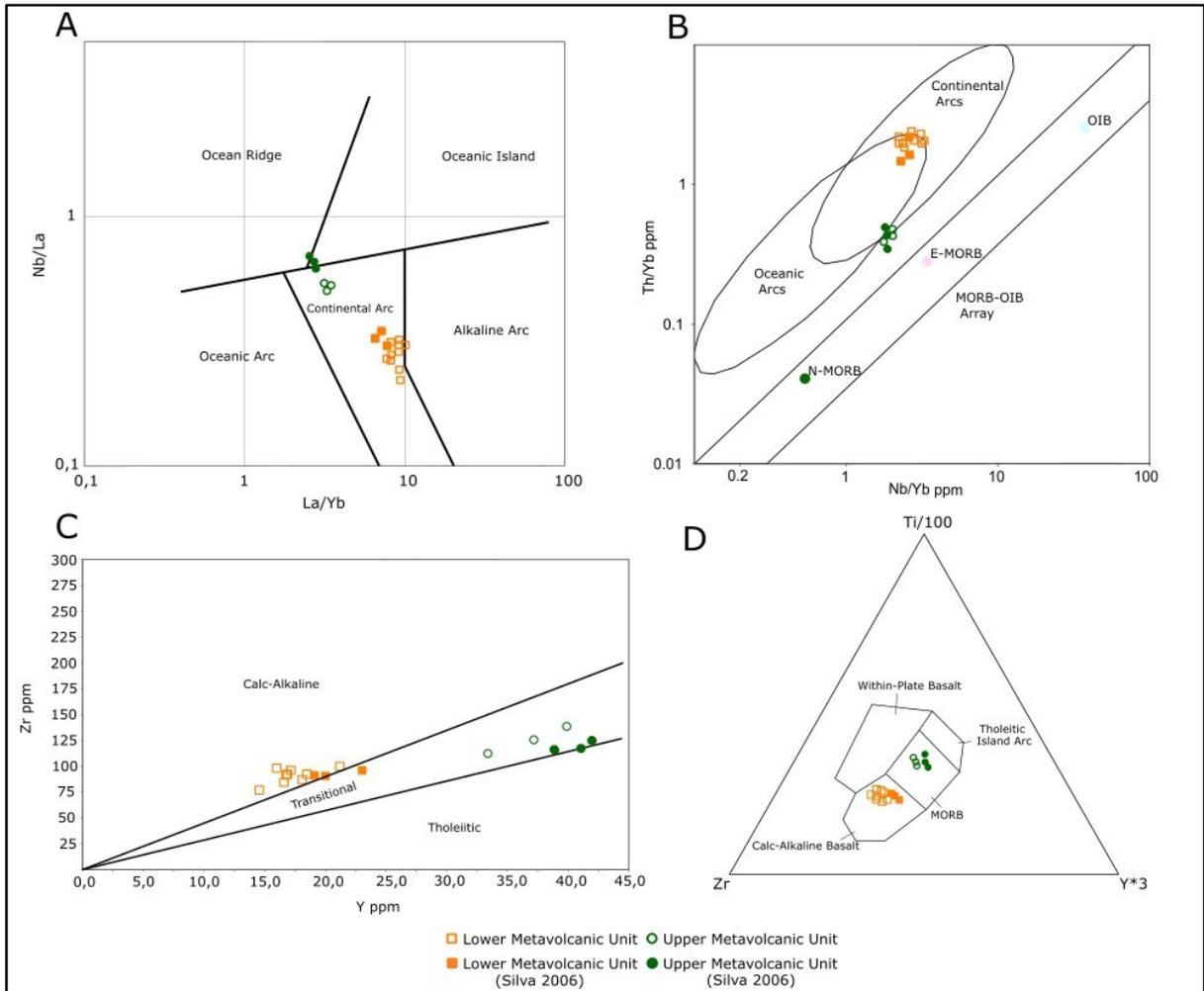


Figure 20 - (A)(B)(D) Discriminating diagram of geotectonic environment (Hollocher et al., 2012; Pearce, 2014; Pearce & Cann, 1973). (C) Y x Zr classification diagram (Ross & Bédard, 2009).

5.7 Genetic Model

The genetic model proposed for the chemical metasedimentary rocks and mafic metavolcanic units from the Cuiabá gold deposit is summarized in Figure 21.

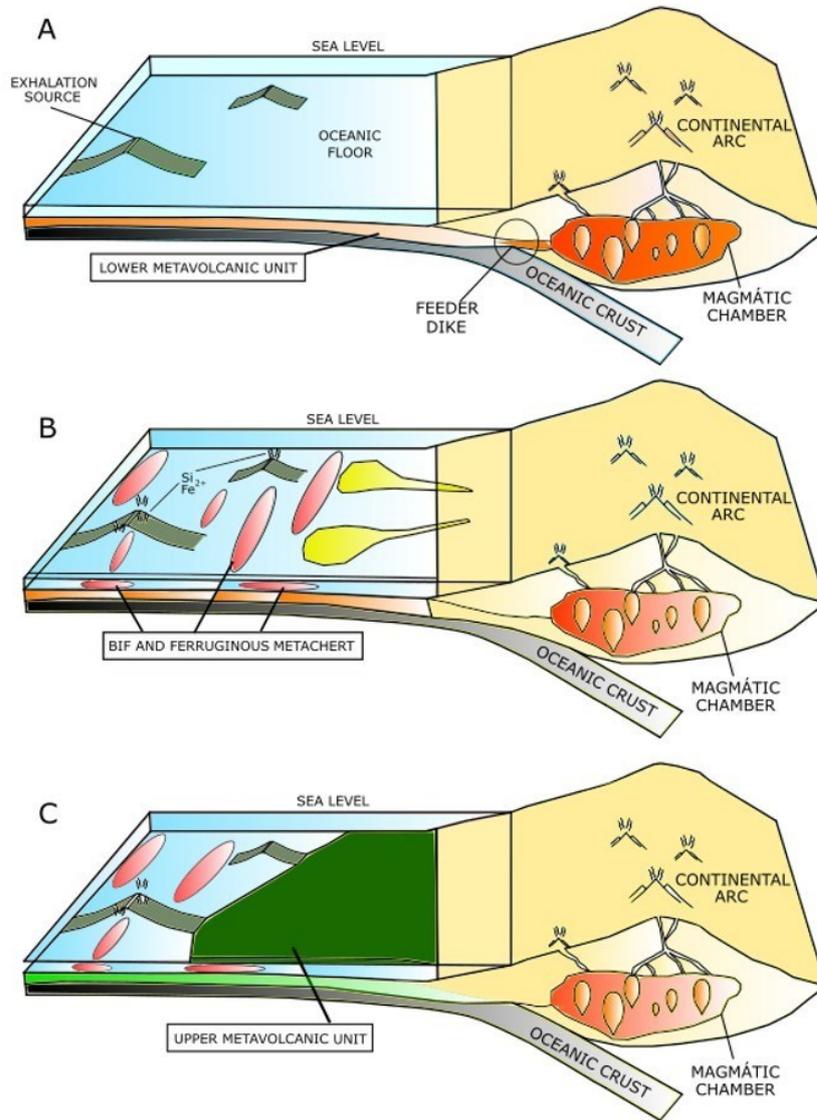
The lower metavolcanic unit occurs at the bottom of the stratigraphic sequence and is classified as basaltic metandesite from a continental arc. Farina et al. (2015a) also documented the presence of such metavolcanic rocks in the Rio das Velhas greenstone belt and interpreted them as having developed during the Rio das Velhas II event. The Rio das Velhas I (2.930 - 2.850 Ma) event added juvenile TTG rocks to the continental segment, while the Rio das Velhas II (2.800 – 2.760 Ma) delimits the end of TTG crust production with convergent environment magmatism (Lana et al., 2013). Figure 21A presents a schematic proposed model that shows an oceanic crust

subduction, which forms a continental arc calc-alkaline magmatism. The magma, formed by partial melting during convergence, is carried through feed dykes onto the seafloor.

Banded iron formation and ferruginous metachert are interpreted to have formed in a restricted basin in a deep marine environment, relatively close to hydrothermal sources (Figure 21B), as pointed out by Araújo & Lobato (2019) and Gourcerol et al., (2016). In addition, local changes of the organic matter's availability, the p_{CO_2} and also eustatic variations are possible causes for the occurrence of different types of chemical metasedimentary rocks, as observed in the Cuiabá gold deposit.

As discussed by Araújo & Lobato (2019), other BIF-hosted orogenic deposits in the QF would represent different sedimentary facies within the Archean basin. The Lamego deposit, for example, stands out for its more dominant presence of ferruginous metachert, which suggests a slightly different depositional environment when compared to that of BIF generated in the Cuiabá gold deposit. In this case, Lamego would probably have formed in a region even closer to the exhalation sources (Figure 21D), where the concentration of silica and carbonaceous matter are more significant and favors the precipitation of ferruginous chert (the dominant typology in the deposit) (Duarte 2020; Martins et al. 2016). On the other hand, the São Bento, Campo Grande and Sumidouro deposits, located in the NE portion of the QF, would have been more distant from the volcanogenic source and closer to the continent in relation to Cuiabá (Araújo & Lobato, 2019) (Figure 21D). This would explain their greater association with siliciclastic rocks and the predominance of BIF with silicates when compared to the others.

Finally, the upper metavolcanic unit, composed of basalts of transitional/oleiitic affinity, seems to represent ocean floor magmatism (Figure 21C). The works of Vieira (1992) and Silva (2006) describe these volcanic rocks as MORB and suggest that the differences between the lower and upper units may be both due to different sources, or to different degrees of partial fusion from the same source.



D

TRANSITION BETWEEN DIFFERENT TYPES OF BIF

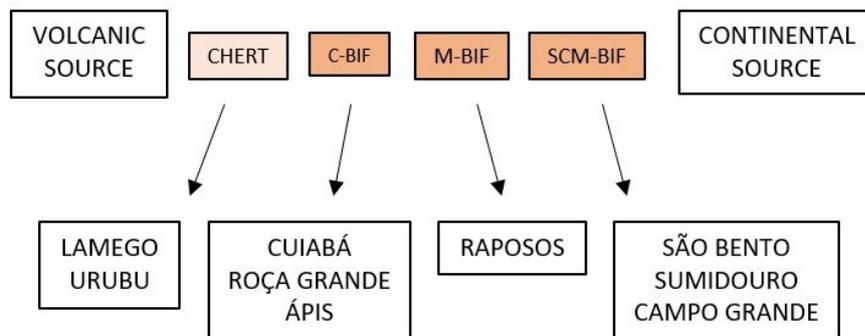


Figure 21 - Genetic model for Cuiabá gold deposit rocks. (A) Formation of the lower metavolcanic unit. (B) Deposition of BIFs and ferruginous metachert. (C) Genesis

of the upper metavolcanic unit. (D) Other gold deposits of the QF and their relative positions within the context of the GBRV depositional basin.

5.8 Metallogenetic Implications

The Cuiabá gold deposit, among numerous deposits that occur in the QF region, stands out for the amount of gold it has produced since the beginning of its operation and for the reserves it still contains. Although the QF's orogenic gold deposits have intense structural control, the host rock's mineralogical composition is an important factor for the mineralization process (Lobato et al., 2001a). Therefore, this is the main reason why Cuiabá is a world-class deposit and has gold resources in much larger quantities than that of neighboring deposits (e.g. Lamego deposit).

In the Cuiabá gold deposit, as described in the present work, the main type of ferruginous chemical metasedimentary rock is the carbonate-dominated BIF. Lobato et al. (2001b) argue that this would be the most favorable typology to precipitate gold, since the rock is intensively reactive to hydrothermal fluids and efficient in buffering the chemical components carried in solution. The sulfur from these fluids reacts with iron carbonate (siderite) and magnetite to form sulfides that precipitate concurrently with gold, mainly pyrite, pyrrhotite and arsenopyrite (Lobato et al., 2001b). Moreover, the presence of carbonaceous matter associated with the Cuiabá BIF favor the development of extensive chloritic alteration (Martins Pereira et al. 2007) allowing the effective buffering of the mineralizing fluid's components.

5.9 Conclusions

The ferruginous chemical metasedimentary rocks sampled in different levels and orebodies in the Cuiabá gold deposit were classified as: carbonate-dominated BIF, ferruginous metachert, BIF with magnetite, and BIF with silicates. These variations are mainly affected by parameters such as proximity to the exhalation source, siliciclastic contribution, and availability of carbonaceous matter during deposition and are not conditioned to a specific level or orebody in the Cuiabá gold deposit. The also studied metavolcanic rocks under- and overlaying chemical metasedimentary sequence are classified as basaltic metandesites and metabasalts, respectively. Based on petrography characteristics and litho-geochemistry data we conclude that:

- (i) Carbonate-dominated BIF is the most abundant lithotype among the classified ferruginous chemical metasedimentary rocks. Therefore, they are interpreted to have been deposited in a region close to the volcanic/hydrothermal spreading center, with limited detrital input, as described by the Araújo & Lobato (2019) model. This hypothesis is reinforced by the available geochemical data, such as the positive Eu anomaly inherited from high temperature hydrothermal fluids.
- (ii) The seawater geochemical signature is also printed on most of studied samples. This is mainly registered by the enrichment of heavy REE in relation to light REE, the superchondritic Y/Ho ratio, and the positive La and Y anomaly, which occur frequently.
- (iii) The contribution of seawater, hydrothermal fluids and detrital input components occurs in variable proportions on its precipitation, resulting in different types of ferruginous chemical metasedimentary rocks, present in the Cuiabá gold deposit.
- (iv) Rocks submitted to post-diagenetic hydrothermal alteration reveal a modified geochemical spectrum, which causes disturbance in the REE patterns. Hydrothermally altered rocks tend to have higher Σ REE and anomalous Y/Ho values, as shown by a few samples of ferruginous metachert and BIF with magnetite.
- (v) Since the dominant BIF typology in Cuiabá is carbonate-dominated, and this lithotype is highly favorable to host gold mineralization, Cuiabá is a wide worldclass deposit with gold resources much larger than others in the QF. This is due to the high reactivity to the mineralizing fluid and the ability to buffer its components that are presented by these rocks.
- (vi) Despite having similar mineralogical compositions, the mafic metavolcanic units exhibit geochemical signatures that are considerably distinct. The lower unit is characterized as calc-alkaline basaltic metandesite from a continental volcanic arc environment. These rocks would have been formed during the Rio das Velhas II event (2800-2760 Ma), which delimits the end of TTG crust production with convergent environment magmatism. Controversially, the upper unit occurs restrictedly in the deposit and has transitional/tholeiitic affinity, possibly representing ocean floor magmatism.
- (vii) The genetic model begins with the installation of a continental volcanic arc and the formation of metavolcanic rocks from the lower unit - carried through feed dykes onto the seafloor - and ferruginous chemical metasedimentary rocks. The precipitation

would have occurred in a deep marine environment of a restricted basin, relatively close to the volcanic spreading centers. Finally, a local magmatic event would have been responsible for generating the rocks from upper metavolcanic unit, representing an oceanic tholeiitic magmatism.

6 CONCLUSÕES

As rochas metassedimentares químicas ferruginosas do depósito Cuiabá, coletadas em diferentes corpos de minério e níveis da jazida, foram classificadas de acordo com os seus aspectos petrográficos e litogeoquímicos. Dessa forma, foram subdivididas em: (i) FFB carbonato dominada, (ii) *metachert* ferruginoso, (iii) FFB com magnetita e (iv) FFB com silicatos. Esta diferenciação litológica ocorre, possivelmente, em função de variações nos parâmetros relacionados a proximidade em relação à fonte exalativa, contribuição hidrotermal e disponibilidade de matéria carbonosa durante a deposição. Os resultados das amostras que compõem as unidades metavulcânicas inferior e superior do depósito também foram incluídos neste trabalho, indicando composições de metandesitos basálticos e metabasaltos, respectivamente. Baseadas nestes dados, as principais conclusões do estudo apontam para:

- I. Formações ferríferas bandadas carbonato dominadas representam o litotipo mais abundante dentre as diferentes tipologias de rochas metassedimentares químicas ferruginosas presentes no depósito Cuiabá. O predomínio desta rocha em relação às demais, assim como a sua geoquímica, sugerem que a precipitação tenha ocorrido em regiões relativamente próximas às fontes exalativas, em bacia restrita, com limitada contribuição siliciclástica. Essa hipótese é reforçada pela assinatura de ETR, em especial, a anomalia positiva de Eu, indicando a influência de fluidos hidrotermais em sua geoquímica.
- II. As fases minerais primárias depositadas diretamente da água do mar, por exemplo a ferrihidrita, se transformariam durante a diagênese para siderita. Esse processo acontece devido à redução dissimilatória do ferro sob a presença de matéria orgânica.
- III. O enriquecimento do ETR pesados em relação aos leves, assim como os valores supercondríticos de Y/Ho e anomalias positivas de La e Y, evidenciam a assinatura geoquímica da água do mar impressa nessas rochas.
- IV. A influência exercida pelos componentes água do mar, fluidos hidrotermais e aporte detrítico ocorre de forma variada, resultando nas diferentes tipologias de rochas metassedimentares químicas ferruginosas.
- V. Rochas submetidas a alterações pós-diagenéticas têm o seu espectro geoquímico modificado, especialmente em relação aos ETR. As poucas amostras de

FFB com magnetita e de *metachert* ferruginoso, hidrotermalmente alteradas, exibem um conteúdo de ΣETR maior, além de valores anômalos de razão Y/Ho, em relação ao padrão exibido pelas demais amostras.

VI. As rochas que compõem as unidades metavulcânicas inferior e superior do depósito possuem mineralogia similar, porém guardam importantes diferenças geoquímicas. A unidade inferior é classificada como metandesito basáltico, de afinidade cálcio-alcálica, formado em ambiente de arco continental, enquanto as rochas da unidade superior são definidas como metabasaltos transicionais a toleíticos, representando um magmatismo de fundo oceânico.

VII. O modelo genético que contempla a formação das litologias estudadas teve início com a instalação de um arco magmático continental, responsável por gerar as rochas da unidade metavulcânica inferior. O magma produzido teria sido levado através de diques alimentadores até o ponto de extrusão. Em seguida, teria ocorrido o desenvolvimento da sequência de FFB e *metachert*, que ocorre sobreposta à unidade metavulcânica, indicando um ambiente marinho profundo de bacia restrita, sob influência de fluidos hidrotermais e da água do mar. Finalmente, um evento magmático teria ocorrido de forma restrita no depósito, responsável por gerar as rochas da unidade metavulcânica superior.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Adomako-Ansah, K., Mizuta, T., Ishiyama, D., Hammond, N.Q. 2017. Nature of oreforming fluid and formation conditions of BIF-hosted gold mineralization in the Archean Amalia Belt, South Africa: Constraints from fluid inclusion and stable isotope studies. *Ore Geology Reviews*, 89: 609–626.
- Alexander, B.W., Bau, M., Anderson, P., Dulski, P. 2008. Continentally-derived solutes in shallow Archean seawater: Rare earth element and Nd isotope evidence in iron formation from the 2.9 Ga Pongola Supergroup, South Africa. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 72: 378 - 394.
- Alexander B.G., Bau M., Anderson P. 2009. Neodymium isotopes in Archean seawater and implications for the marine Nd cycle in Earth's early oceans. *Earth and Planetary Science Letters*, 283:144-145.
- Alibo, D.S., Nozaki, Y. 1999. Rare earth elements in seawater: Particle association, shalenormalization, and Ce oxidation. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 63: 363–372.
- Alkmim, F.F., Marshak, S. 1998. Transamazonian 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.
- Alkmim, F.F., Noce, C.M. 2006. The Paleoproterozoic Record of the São Francisco Craton. In: International Geoscience Programme (IGCP) 509 Field workshop, Bahia and Minas Gerais, Brazil. *Field Guide & Abstracts*: 114 p.
- Alkmim, F.F., Jordt-Evangelista, H., Marshak, S., Brueckner, H. 1994. Manifestações do evento Trans-Amazônico no Quadrilátero Ferrífero, MG. 38th Congresso Brasileiro de Geologia. Sociedade Brasileira de Geologia, Camboriú, 75–76.
- Almeida, F.F.M. 1976. Estruturas do Pré-Cambriano inferior brasileiro. 29th Congresso Brasileiro de Geologia. Sociedade Brasileira de Geologia. Ouro Preto, 201–202.
- Almeida, F.F. M. 1977. O Cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, 7: 349 – 364.
- AngloGold Ashanti. 2018. Mineral resource and ore reserve report 2018. <http://www.aga-reports.com/18/download/AGA-RR18.pdf> (acesso em Abril 2020).
- Araújo, J.G.M. 2001. Influência das zonas de cisalhamento de São Vicente e Tapera na mineralização aurífera do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências. Universidade de Brasília: 100 p.

- Araújo, J.C.S., Lobato, L.M. 2019. Depositional model for banded iron formation host to gold in the Archean Rio das Velhas greenstone belt, Brazil, based on geochemistry and LA-ICP-MS magnetite analyses. *Journal of South American Earth Sciences*, 94: 102-205.
- Baltazar, O.F., Zucchetti, M. 2007. 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 Geology Review*, 32: 471–499.
- Barbosa, A.L.M., 1968. Contribuições recentes à geologia do Quadrilátero Ferrífero. In: Conferência proferida pela Sociedade Brasileira de Geologia – Núcleo de Minas Gerais, Belo Horizonte. Escola de Minas da Universidade Federal de Ouro Preto: 63p.
- Bau, M. 1993. Effects of syn-and post-depositional processes on the rare-earth element distribution in Precambrian iron-formations. *European Journal of Mineralogy*, 5: 257–267.
- Bau, M. 1999. Scavenging of dissolved yttrium and rare earths by precipitating iron oxyhydroxide: Experimental evidence for Ce oxidation, Y-Ho fractionation, and lanthanide tetrad effect. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 63: 67 – 77.
- Bau, M., Dulski, P. 1996. Distribution of yttrium and rare-earth elements in the Penge and Kuruman iron-formations, Transvaal Supergroup, South Africa. *Precambrian Research*, 79: 37–55.
- Bau, M., Dulski, P. 1999. Comparing yttrium and rare earths in hydrothermal fluids from the MidAtlantic Ridge: Implications for Y and REE behaviour during near-vent mixing and for the Y/Ho ratio of proterozoic seawater. *Chemical Geology*, 155: 77–90.
- Bau, M., Hohndorf, A., Dulski, P., Beukes, N.J. 1997. Sources of Rare-Earth Elements and Iron in Paleoproterozoic Iron-Formations from the Transvaal Supergroup, South Africa: Evidence from Neodymium Isotopes. *The Journal of Geology*, 105: 121–129.
- Bekker, A., Slack, J.F., Planavsky, N., Krapez, B., Hofmann, A., Konhauser, K.O., Rouxel, O. 2010. Iron Formation: The Sedimentary Product of a Complex Interplay among Mantle, Tectonic, Oceanic, and Biospheric Processes. *Economic Geology*, 105: 467–508.
- Beukes, N.J., Gutzmer, J. 2008. Origin and Paleoenvironmental Significance of Major Iron Formations at the Archean-Paleoproterozoic Boundary. *Reviews in Economic Geology*, 15: 5– 47.

- Bolhar, R., Van Kranendonk, M.J., Kamber, B.S. 2005. A trace element study of siderite-jasper banded iron formation in the 3.45 Ga Warrawoona Group, Pilbara Craton - Formation from hydrothermal fluids and shallow seawater. *Precambrian Research*, 137: 93–114.
- Braterman, P.S., Cairns-Smith, A.G., Sloper, R.W. 1983. Photooxidation of hydrated Fe^{2+} : Significance for banded iron formations. *Nature*, 303: 163 -164.
- Chemale Jr., F., Rosière, C.A., Endo, I. 1991. Evolução tectônica do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais - Um modelo. *Pesquisas em Geociências*, 18: 104–127.
- Costa, L.P. 2007. Caracterização das Seqüências Metavulcanossedimentares da Porção Leste da Província Mineral Carajás (PA). Dissertação de mestrado, Programa de pós-graduação em geologia. Instituto de Geociências. Universidade Federal de Minas Gerais: 120 p.
- Danielson, A., Möller, P., Dulski, P. 1992. The europium anomalies in banded iron formations and the thermal history of the oceanic crust. *Chemical Geology*, 97: 89–100.
- Dorr, J.V.N. 1969. Physiographic, stratigraphic, and structural development of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. *Geological Survey Professional Paper*: 110p.
- Dorr, J.V.N., Pomerene, J.E., Rynearson, G.A. 1957. Mineral DNPM (Ed.), Revisão da estratigrafia pré-cambriana do Quadrilátero Ferrífero, Brasil. Departamento Nacional de Produção Mineral, Minas Gerais: 81p.
- Duarte, V.N. 2020. Geoquímica das FFB, chert ferruginosos e rochas vulcânicas do depósito aurífero Arqueano de Lamego: modelo deposicional e implicações para metalogênese e contexto geotectônico do *greenstone belt* Rio das Velhas. Dissertação de mestrado, Programa de pós-graduação em geologia, Instituto de Geociências. Universidade Federal de Minas Gerais: 180p.
- Dubé, B., Mercier-Langevin, P. (eds.). 2015. Targeted Geoscience Initiative 4: Contributions to the Understanding of Precambrian Lode Gold Deposits and Implications for Exploration. Geological Survey of Canada, Open File 7852, 297 p.
- Endo, I. 1997. Regimes tectônicos do arqueano e proterozóico no interior da placa sanfranciscana: Quadrilátero Ferrífero e áreas adjacentes, Minas Gerais. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo São Paulo. 243p.
- Eriksson, K.A., Krapp, B., Fralick, P.W. 1994. Sedimentology of Archean greenstone belts: Signatures of tectonic evolution. *Earth Science Reviews*, 37: 1 – 88.

- Eschwege W.L.V. 1822. Geognostisches Gemälde von Brasilien und warscheinliches Muttergestein der Diamanten, LandesIndustrie-Comtoir, Weima: 44p.
- Farina, F., Albert, C., Dopico, C.M., Gil, C.A., Moreira, H., Hippertt, J.P., Cutts, K., Alkmim, F., Lana, C. 2015a. The Archean-Paleoproterozoic evolution of the Quadrilátero Ferrífero (Brasil): current models and open questions. *The Journal of South American Earth Sciences*, 68: 4–21.
- Farina, F., Albert, C., Lana, C. 2015b. The Neoproterozoic transition between medium- and high-K granitoids: Clues from the Southern São Francisco Craton (Brazil). *Precambrian Research*, 266: 375–394.
- Fernandes, R.C., Endo, I., Pereira, R.M.P., Rivarola, I., Souza, J.C. 2016. Geologia e evolução estrutural do depósito aurífero Cuiabá: novas perspectivas para exploração mineral. VII SIMEXMIN (Simpósio Brasileiro de Exploração Mineral), Ouro Preto. Agência para o Desenvolvimento Tecnológico da Indústria Mineral Brasileira (ADIMB).
- Fryer, B.J., McLennan, S.M., Young, G.M., 1979. Rare earth elements in Huronian (Lower Proterozoic) sedimentary rocks: composition and evolution of the post-Kenoran upper crust. *Geochim Cosmochim. Acta*, 43: 375-388.
- Gair, J.E. 1962. Geology and ore deposit of the Nova Lima and Rio Acima quadrangles, Minas Gerais, Brazil. United States Geological Survey Professional Paper 341-A: 67 p.
- Galbiatti, H.F., Fonseca, M.A., Pereira, M.C., Polônia, J.C. 2007. Structural control of Au–Pd mineralization (Jacutinga): an example from the Cauê Mine, Quadrilátero Ferrífero, Brazil. *Ore Geology Reviews*, 32: 614–628.
- Gourcerol, B., Thurston, P.C., Kontak, D.J., Côté-Mantha, O., 2015. Interpretations and implications of preliminary LA ICP-MS analysis of chert for the origin of geochemical signatures in banded iron formations (BIFs) from the Meadowbank gold deposit, Western Churchill Province, Nunavut. *Chemical Geology*, 410: 89–107.
- Gourcerol, B., Thurston, P.C., Kontak, D.J., Côté-Mantha, O., Biczok, J. 2016. Depositional setting of Algoma-type banded iron formation. *Precambrian Research*, 281: 47–79.
- Gross, G.A. 1973. The depositional environment of principal types of Precambrian iron-formations. *Genesis of Precambrian iron and manganese deposits*. Paris, Unesco Earth Sciences, 9: 15-21.
- Gross, G.A. 1980. A Classification of Iron Formations based on Depositional Environments. *Canadian Mineralogist*, 18(2): 215 – 222.

- Herz, N. 1978. Metamorphic rocks of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. United States Geological Survey Professional Paper, 641-C: 1-81.
- Hollocher, K., Robinson, P., Walsh, E., Roberts, D. 2012. Geochemistry of Amphibolite-Facies Volcanics and Gabbros of the Støren Nappe in Extensions West and Southwest of Trondheim, Western Gneiss Region, Norway: A Key to Correlations and Paleotectonic Settings. *American Journal of Science*, 312: 357 – 416.
- Huston, D.L., Logan, G.A. 2004. Barite, BIFs and bugs: Evidence for the evolution of the Earth's early hydrosphere. *Earth and Planetary Science Letters*, 220: 41–55.
- Ilouga, D.C.I., Suh, C.E., Tanwi, G.R. 2013. Textures and Rare Earth Elements Composition of Banded Iron Formations (BIF) at Njweng Prospect, Mbalam Iron Ore District, Southern Cameroon. *International Journal of Geosciences*, 4: 146–165.
- James, H.L. 1954. Sedimentary facies of iron-formation. *Economic Geology and the Bulletin of the Society of Economic Geologists*, 49: 235 – 293.
- Klein C., Beukes N.J. 1989. Geochemistry and sedimentology of a facies transition from limestone to ironformation deposition in the early Proterozoic Transvaal Supergroup, South Africa. *Economic Geology*, 84: 1733-1774.
- Klein, C. 2005. Some Precambrian banded iron-formations (BIFs) from around the world: Their age, geologic setting, mineralogy, metamorphism, geochemistry, and origin. *American Mineralogist*, 90: 1473–1499.
- Klinkhammer, G., Elderfield, H., Hudson, A. 1983. Rare earth elements in seawater near hydrothermal vents. *Nature*, 305: 185–188.
- Koglin, N., Frimmel, H.E., Minter, W.E.L., Brätz, H. 2010. Trace-element characteristics of different pyrite types in Mesoarchean to Paleoproterozoic placer deposits. *Mineralium Deposita*, 45: 259-280.
- Koglin, N., Gomes Jr, A.A.S., Cabral, A.R., Frimmel, H.E., Minter, W.E.L. 2011. Constraints on the auriferous Moeda Formation metaconglomerate, Minas Gerais, Brazil: whole-rock geochemistry and mineral chemistry of tourmaline. 11th Biennial SGA Meeting, Antofagasta. Society for Geology Applied to Mineral Deposits (SGA).
- Kresse, C, 2017. Isotopic, fluid inclusion and LA-ICP-MS studies on the world-class Cuiabá gold deposit, Rio das Velhas greenstone belt, Quadrilátero Ferrífero, MG: implications for the mineralizing fluid reservoirs. Exame de qualificação, Universidade Federal de Minas Gerais, 90 p.
- Kresse, C., Lobato, L.M., Hagemann, S., Figueiredo e Silva, R.C., 2018. Sulfur isotope and metal variations in sulfides in the BIF-hosted orogenic Cuiabá gold deposit, Brazil: Implications for the hydrothermal fluid evolution. *Ore Geol. Rev.*, 98: 1 – 27.

- Kump, L.R., Seyfried, W.E. 2005. Hydrothermal Fe fluxes during the Precambrian: Effect of low oceanic sulfate concentrations and low hydrostatic pressure on the composition of black smokers. *Earth and Planetary Science Letters*, 235: 654–662.
- Lana, C., Alkmim, F.F., Armstrong, R., Scholz, R., Romano, R., Nalini, H.A. 2013. The ancestry and magmatic evolution of Archaean TTG rocks of the Quadrilátero Ferrífero province, southeast Brazil. *Precambrian Research*, 231: 157–173.
- Le Maitre, R.W., Bateman, P., Dudek, A., Keller, J., Lameyre, M., Le Bas, M.J., Sabine, P.A., Schmid, R., Sorensen, H., Streckeisen, A., Woolley, A.R., Zanettin, B. 1989. *A Classification of Igneous Rocks and a Glossary of Terms. Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks*. Blackwell Scientific Publications, Oxford. 193 p.
- Lobato, L.M., Ribeiro-rodrigues, L.C., Vieira, F.W.R.V. 2001a. 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: 249–277.
- Lobato, L.M., Ribeiro-Rodrigues, L.C., Costa, M.N. de S., Martins, R., Lehne, E., Alves, J.V., Tassinari, C.C.G., Vieira, F.W.R., Biasi, E.E., Figueiredo e Silva, R.C., Pereira, V.C.A., Noce, C.M. 2001b. Geologia do depósito de ouro Cuiabá, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. In: H., J., A., B.J., Queiroz, E.T. (eds.). *Caracterização de Depósitos Auríferos Em Distritos Mineiros Brasileiros*. Departamento Nacional da Produção Mineral (DNPM)/ Agência para o Desenvolvimento Tecnológico da Indústria Mineral Brasileira (ADIMB), p. 3–77.
- Lobato, L.M., Santos, J.O.S., McNaughton, N.J., Fletcher, I.R., Noce, C.M. 2007. UPb SHRIMP monazite ages of the giant Morro Velho and Cuiabá gold deposits, Rio das Velhas greenstone belt, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. *Ore Geology Reviews*, 32: 674–680.
- Lobato, L.M., Renger, F.E., Silva, R.C.F., Rosiere, C.A., Baars, F.J., Rolin, V.K. 2014. Metalogênese do setor meridional do Cráton São Francisco. In: Silva, M.G., Neto, M.B.R., Jost, H., Kuyumjian, R.M. (eds.). *Metalogênese Das Províncias Tectônicas Brasileiras*. Belo Horizonte, p. 119–140.
- Lobato, L.M., Figueiredo e Silva, R.C., Costa, M.A. Ouro no Quadrilátero Ferrífero. In: Castro, P.de T.A., Endo, I, Gandini, A.L. *Quadrilátero Ferrífero: Avanços do conhecimento nos últimos 50 anos*. Belo Horizonte: 3i Editora, 2020: 264 – 287.
- Loczy, L., Ladeira, E.A. 1976. *Geologia Estrutural e Introdução à Geotectônica*. Edgar Blucher, São Paulo, 528p.
- Machado, N., Noce, C. M., Ladeira, E. A., Belo de Oliveira, O. A. 1992. U-Pb geochronology of Archean magmatism and Proterozoic metamorphism in the

- Quadrilátero Ferrífero, southern São Francisco Craton, Brazil. *Geological Society of American Bulletin*, 104: 1221-1227.
- Marshak, S., Alkmim, F.F. 1989. Proterozoic extension/contraction tectonics of the southern São Francisco Craton and adjacent regions, Minas Gerais, Brazil. A kinematic model relating Quadrilátero Ferrífero, São Francisco Basin and Cordilheira do Espinhaco. *Tectonics*, 8: 555-571.
- Marshak, S., Tinkhan, M.D., Alkmim, F.F., Brueckner, H.K., Bornhorst, T. 1997. Dome-and-keel provinces formed during Paleoproterozoic orogenic collapse — core complexes, diapirs, or neither? Examples from Quadrilátero Ferrífero (Brazil) and the Penokean Orogen (USA). *Geology*, 25: 415–418.
- Martins Pereira, S.L., Lobato, L.M., Ferreira, J.E., Jardim, E.C., 2007. Nature and origin of the BIF-hosted São Bento gold deposit, Quadrilátero Ferrífero, Brazil, with special emphasis on structural controls. *Ore Geol. Rev.* 32, 571–595.
- Martins, B.S., Lobato, L.M., Rosière, C.A., Hagemann, S.G., Santos, J.O.S., Villanova, F.L. dos S.P., Figueiredo e Silva, R. C., Ávila Lemos, L. H. 2016. The Archean BIF-hosted Lamego gold deposit, Rio das Velhas greenstone belt, Quadrilátero Ferrífero: Evidence for Cambrian structural modification of an Archean orogenic gold deposit. *Ore Geology Reviews*, 72: 963–988.
- McLennan, S.B. 1989. Rare earth elements in sedimentary rocks. Influence of provenance and sedimentary processes. In: Lipin, B.R., MCKay, G.A. (eds.). *Geochemistry and Mineralogy of the Rare Earth Elements*. Mineralogical Society of America, Washington, p. 169–200.
- Mendes, C.O.M., Lobato, L.M., Suckau, V., Lana, C. 2014. In situ LA-ICPMS U-Pb dating of detrital zircons from the Cercadinho Formation, Minas Supergroup. *Geologia USP, Série Científica* 14, 55-68.
- Noce, C.M., Machado, N., Teixeira, W. 1998. U–Pb geochronology of gneisses and granitoids in the Quadrilátero Ferrífero (southern São Francisco craton): age constraints for Archean and Paleoproterozoic magmatism and metamorphism. *Revista Brasileira de Geociências*, 28: 95–102.
- Nozaki, Y., Zhang, J., Amakawa, H. 1997. The fractionation between Y and Ho in the marine environment. *Earth and Planetary Science Letters*, 148: 329–340.
- O'Rourke, J.E. 1957. The stratigraphy of metamorphic rocks of the Rio de Pedras and Gandarela quadrangles, Minas Gerais, Brazil. PhD thesis, University of Wisconsin. Wisconsin: 106 p.
- Palme, H., O'Neill, H. 2014. Cosmochemical Estimates of Mantle Composition. In *Treatise on Geochemistry*, Elsevier Ltd., 2ed: 1 – 39.

- Pearce, J.A. 1996. A user's guide to basalt discrimination diagrams in trace element geochemistry of volcanic rocks: Applications for massive sulphide exploration. Geological Association of Canada Short Course Notes, 79 – 113.
- Pearce, J. 2014. Immobile Element Fingerprinting of Ophiolites. *Elements*, 10: 101 – 108.
- Pires, P.F.R. 2005. Gênese dos depósitos auríferos em metaconglomerados da Formação Moeda, Quadrilátero Ferrífero, MG: o papel do metamorfismo e associação com a matéria carbonosa. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências da Universidade Estadual de Campinas. Campinas. 208 p.
- Planavsky, N., Rouxel, O., Bekker, A., Lyons, T.W. 2008. Rare earth element evidence for redox structure evolution [abs]: Goldschmidt 2008 Conference, Vancouver, B.C., Canada. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 72: Supplement 1, p. A753.
- Planavsky, N., Bekker, A., Rouxel, O.J., Kamber, B., Hofmann, A., Knudsen, A., Lyons, T.W. 2010. Rare earth element and yttrium compositions of Archean and Paleoproterozoic Fe formations revisited: New perspectives on the significance and mechanisms of deposition. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 74: 6387 – 6405.
- Posth, N.R., Konhauser, K.O., Kappler, A. Microbiological processes in banded iron formation deposition. *Sedimentology*, 60: 1733-1754.
- Renger, F.E., Noce, C.M., Romano, A.W., Machado, N. 1994. Evolução sedimentar do Supergrupo Minas: 500 Ma de registro geológico no Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. *Geonomos*, 2: 1-11.
- Ribeiro-Rodrigues, L.C. 1998. Gold in Archaean banded ironformation of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil — the Cuiabá mine. PhD thesis, Aachen University of Technology. Aachen, Germany, 264 p.
- Ribeiro-Rodrigues, L.C., Oliveira, C.G. de, Friedrich, G. 2007. The Archean BIF-hosted Cuiabá Gold deposit, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. *Ore Geology Reviews*, 32: 543– 570.
- Rollinson, H.R. 1995. Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Singapore, Longman, 352p.
- Romano, R., Lana, C., Alkmim, F.F., Stevens, G., Armstrong, R. 2013. Stabilization of the southern portion of the São Francisco craton , SE Brazil , through a long-lived period of potassic magmatism. *Precambrian Research*, 224: 143–159.
- Roncato, J.G. 2016. Evolução de turbiditos e sua mineralização aurífera no lineamento Córrego do Sítio e área Cuiabá-Lamego, Supergrupo Rio das Velhas:

- geoquímica, geocronologia e in situ LA-ICP-MS em sulfetos. Ph.D Thesis, Instituto de Geociências. Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 191 p.
- Rosière, C.A., Chemale Jr, F. 2000. Itabiritos e minérios de ferro de alto teor do Quadrilátero Ferrífero – uma visão geral e discussão. *Geonomos*, 8: 27-43.
- Rosière, C.A., Siemes, H., Quade, H., Brokmeier, H.G., Jansen, E.M. 2001. Microstructures, textures and deformation mechanisms in hematite. *Journal of Structural Geology*, 23: 1429-1440.
- Rosière, C.A., Spier, C.A., Rios, F.J., Suckau, V.E. 2008. The itabirites from the Quadrilátero Ferrífero and related high-grade ores: an overview. *Economic Geology*, 15: 223 - 254.
- Ross, P.S., Bédard, J.H. 2009. Magmatic affinity of modern and ancient subalkaline volcanic rocks determined from trace-element discriminant diagrams. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 46: 823 – 839.
- Schorscher, H.D. 1978. Komatiitos na estrutura “*Greenstone Belt*” Série Rio das Velhas, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brasil. 30th Congresso Brasileiro de Geologia. Sociedade Brasileira de Geologia, Recife, 292-293.
- Schorscher, H.D. 1976. Polimetamorfismo do Pré-Cambriano na região de Itabira, Minas Gerais. 29th Congresso Brasileiro de Geologia. Sociedade Brasileira de Geologia, Ouro Preto: 194–195.
- Schrank, A., Machado, N. 1996. Idades U–Pb em monazitas e zircões das minas de Morro Velho e Passagem de Mariana–Quadrilátero Ferrífero (MG). 39th Congresso Brasileiro de Geologia. Sociedade Brasileira de Geologia, Salvador: 470–472.
- Shibuya, T., Komiya, T., Nakamura, K., Takai, K., Maruyama, S., 2010. Highly alkaline, high-temperature hydrothermal fluids in the early Archean ocean. *Precambrian Res.* 182, 230–238.
- Sholkovitz, E.R., Landing, W.M., Lewis, B.L. 1994. Ocean particle chemistry: The fractionation of rare earth elements between suspended particles and seawater. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 58: 1567–1579.
- Silva, C.M.G. 2006. Aplicação de isótopos radiogênicos na mineralização de ouro da mina Cuiabá, greenstone belt Rio das Velhas (MG). PhD Thesis, Universidade de São Paulo. São Paulo, 145 p.
- 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. 41th Congresso Brasileiro de Geologia. Sociedade Brasileira de Geologia, João Pessoa: 528.

- Sun, S.S., McDonough, W.F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A. D., Norry, M. J. (Eds), *Magmatism in Ocean Basins*. Geological Society, London, Special Publications, 42: 313–345.
- Toledo, C.L.B. 1997. Controle estrutural da mineralização aurífera na mina de Cuiabá, setor noroeste do *greenstone belt* Rio das Velhas, Quadrilátero Ferrífero, MG. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências. Universidade Estadual de Campinas: 181p.
- Vial, D.S., 1980. Mapeamento geológico do nível 3 da mina de Cuiabá. Relatório Inédito, Mineração Morro Velho S.A. Nova Lima, 21p.
- Vial, D.S., 1988. Mina de ouro de Cuiabá, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. In: Schobenhau, C., Coelho, C.E.S. (Eds.), *Principais depósitos minerais do Brasil. Metais básicos não ferrosos, ouro e alumínio*, vol. 3, 413–419.
- Vial, D., Abreu, G., Schubert, G., Ribeiro-Rodrigues, L. 2007a. Smaller gold deposits in the Archean Rio das Velhas greenstone belt, Quadrilátero Ferrífero, Brazil. *Ore Geology Reviews*, 32: 651–673.
- Vieira F.W.R., 1992. Geologia da Mina de Cuiabá, Níveis 03 e 04. Internal Report, Mineração Morro Velho S. A., Nova Lima, 23 p.
- Vitorino, A.L.A. 2017. Mineralização aurífera associado aos veios quartzocarbonáticos hospedado na unidade máfica basal da jazida Cuiabá, *greenstone belt* Rio das Velhas, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. Dissertação de mestrado, Programa de pós-graduação em geologia, Instituto de Geociências. Universidade Federal de Minas Gerais: 98p.
- Winchester, J.A., Floyd, P.A. 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, 20: 325-343.
- Zucchetti, M., Baltazar, O.F., Raposo, F.O. 1998. Estratigrafia, in *Companhia de Pesquisa Mineral de Recursos Minerais. Projeto Rio das Velhas - texto explicativo do Mapa Geológico Integrado, escala 1:100.000*: Belo Horizonte, Brazil, Departamento Nacional de Produção Mineral (DNPM) / Companhia de Pesquisas de Recursos Minerais / Serviço Geológico do Brasil (CPRM): 13–41.
- 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. *Revista Brasileira Geociências, SBG*, 30(1,2,3): 393-398.

Zucchetti, M., Lobato, L.M., Baltazar, O.F. 2000b. Volcanic and volcanoclastic features in Archean rocks and their tectonic environments, Rio das Velhas Greenstone belt, Quadrilátero Ferrífero, MG - Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 30: 388–392.

APÊNDICE 1– Abundances of elements and REE + Y for samples of BIF and ferruginous metachert from the Cuiabá gold deposit

		N-01	N-04	N-09	N-10	N-13	N-16	N-17	N-19	N-20	N-25	N-28
Carbonate-Dominated BIF												
Element	L.D.											
SiO ₂ (%)	0.01	54.67	60.68	71.96	60.5	65.74	49.01	68.5	51.06	53.91	66.72	70.10
Fe ₂ O ₃	0.04	23.04	22.67	15.62	20.98	21.34	22.79	15.65	25.67	25.53	19.86	15.18
Al ₂ O ₃	0.01	0.27	0.03	0.05	0.21	0.03	0.16	0.14	0.02	0.01	0.02	0.030
TiO ₂	0.01	0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01
MgO	0.01	0.99	0.65	0.43	0.44	0.32	1.03	0.56	0.70	1.57	0.67	0.65
CaO	0.01	5.15	2.49	2.35	4.43	1.40	7.97	4.07	5.08	2.26	1.45	3.26
Na ₂ O	0.01	0.02	<0.01	<0.01	0.05	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01
K ₂ O	0.01	<0.01	<0.01	<0.01	0.04	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01
P ₂ O ₅	0.01	0.05	0.07	0.05	0.02	0.05	0.02	0.04	0.02	0.06	0.05	0.03
MnO	0.01	0.30	0.33	0.38	0.30	0.35	0.90	0.35	0.46	0.84	0.43	0.50
Cr ₂ O ₃	0.002	0.004	0.004	0.002	0.003	0.003	0.002	<0.002	0.003	0.002	<0.002	<0.002
Th (ppm)	0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2
Zr	0.1	2.3	0.9	0.8	2.8	0.9	1.4	2.6	1.2	4.5	4.3	0.7
Hf	0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Sc	1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Nb	0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.4
Sr	0.5	18.9	7	7.1	14.1	1.9	33.5	15.1	30	9.2	4.1	13.2
Ta	0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Ni	0.1	4.8	3.5	4.2	4.5	5.7	2.5	3.8	4.4	2.4	4.2	2.1
V	8	10	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8
As	0.5	6.0	16.2	91.5	0.7	17.2	1.1	1.6	48.5	57.1	12.8	3.3
W	0.5	1.4	45.8	2.9	4.4	6.6	1.1	1.1	25.2	1.1	1.3	<0.5
Sb	0.1	0.2	0.2	0.2	0.1	0.2	<0.1	<0.1	1.1	0.2	0.3	<0.1
TOT/C (%)	0.02	5.10	4.48	2.95	4.13	3.65	5.90	3.43	5.74	5.23	3.69	3.40
TOT/S (%)	0.02	0.02	0.05	0.02	<0.02	0.09	<0.02	0.02	<0.02	<0.02	0.07	<0.02
La	0.1	2.6	0.9	0.8	1.2	0.9	2.8	1.4	2.3	1.8	0.5	1.8
Ce	0.1	4.2	1.8	1.4	2.4	1.4	4.8	2.0	2.5	3.2	1.0	1.8
Pr	0.02	0.47	0.18	0.14	0.25	0.12	0.53	0.25	0.28	0.30	0.09	0.22
Nd	0.3	2.0	0.8	0.7	1.0	0.5	1.8	1.0	1.1	1.5	0.4	0.9
Sm	0.05	0.53	0.21	0.06	0.20	0.10	0.44	0.18	0.21	0.25	0.07	0.19
Eu	0.02	0.18	0.09	0.05	0.06	0.02	0.18	0.08	0.14	0.09	0.04	0.10
Gd	0.05	0.68	0.34	<0.05	0.32	<0.05	0.44	0.18	0.24	0.16	0.09	0.24
Tb	0.01	0.09	0.05	0.02	0.05	0.02	0.07	0.04	0.06	0.03	0.02	0.03
Dy	0.05	0.73	0.30	0.11	0.32	0.11	0.53	0.22	0.39	0.22	0.11	0.18
Ho	0.02	0.14	0.05	<0.02	0.05	0.03	0.10	0.03	0.06	0.03	0.02	0.04
Er	0.03	0.45	0.23	0.08	0.24	0.09	0.35	0.13	0.27	0.13	0.06	0.12
Tm	0.01	0.06	0.03	0.01	0.03	0.01	0.04	0.02	0.02	0.01	<0.01	0.02

Yb	0.05	0.35	0.15	0.06	0.21	0.10	0.33	0.06	0.22	0.15	0.07	0.10
Lu	0.01	0.06	<0.01	<0.01	0.03	0.02	0.06	0.02	0.03	0.01	0.01	0.02
Y	0.1	4.8	1.6	1.1	2.3	1.1	4.7	1.8	3.1	1.5	0.9	1.9
Σ ETR+Y	17.34	6.73	4.53	8.66	4.52	17.17	7.41	10.92	9.38	3.38	7.66	
Y/Ho	34.29	32.00	*	46.00	36.67	47.00	60.00	51.67	50.00	45.00	47.50	
Pr/Yb (PAAS)	0.43	0.38	0.75	0.38	0.38	0.51	1.33	0.41	0.64	0.41	0.70	
Sm/Yb (PAAS)	0.77	0.71	0.51	0.48	0.51	0.68	1.52	0.49	0.85	0.51	0.97	
La/La* (PAAS)	1.57	1.55	2.24	1.20	2.04	0.96	1.41	1.99	2.35	1.72	2.15	
Ce/Ce* (PAAS)	1.10	1.28	1.44	1.11	1.40	0.89	0.92	1.01	1.54	1.43	0.97	
Eu/Eu* (PAAS)	1.63	1.84	3.20	1.27	0.91	2.01	1.96	2.70	1.95	2.31	2.60	
		N-03	N-05	N-08	N-12	N-14	N-15	N-21	N-23	N-26		
		Ferruginous Metachert										
Element	L.D.											
SiO ₂ (%)	0.01	83.39	75.09	80.81	75.58	86.54	76.98	74.28	88.52	80.61		
Fe ₂ O ₃	0.04	10.07	14.66	10.28	13.55	7.53	11.93	13.83	3.43	7.87		
Al ₂ O ₃	0.01	0.05	0.07	0.02	0.11	0.08	0.14	0.05	0.05	0.15		
TiO ₂	0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01		
MgO	0.01	0.18	0.44	0.19	0.33	0.53	0.44	0.26	0.03	0.22		
CaO	0.01	1.09	1.46	2.17	2.29	1.24	2.70	3.53	4.28	5.42		
Na ₂ O	0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	0.05	0.04		
K ₂ O	0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	0.03		
P ₂ O ₅	0.01	0.04	0.05	0.03	0.03	0.04	0.03	0.02	0.03	0.04		
MnO	0.01	0.15	0.34	0.19	0.27	0.15	0.28	0.15	0.05	0.16		
Cr ₂ O ₃	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.003	0.003	<0.002		
Th (ppm)	0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2		
Zr	0.1	0.8	1.2	2.8	1.3	1.7	4.2	4.1	1.5	7.2		
Hf	0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1		
Sc	1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1		
Nb	0.1	1	0.3	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.4		
Sr	0.5	2.2	4.7	7.9	12.3	6.6	13.1	19.1	11.4	25.9		
Ta	0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1		
Ni	0.1	6.6	4.5	1.9	2.3	4.5	4.6	10.7	12.9	14		
V	8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8		
As	0.5	0.7	4.0	4.3	5.6	5.1	0.8	3.4	18.4	24.5		
W	0.5	10.4	2.8	8.1	1.8	2.8	4.9	18.7	1.1	<0.5		
Sb	0.1	0.1	<0.1	0.1	0.2	0.3	<0.1	1.0	0.6	0.7		
TOT/C (%)	0.02	1.67	2.67	2.13	2.62	1.34	2.44	3.11	1.25	2.34		
TOT/S (%)	0.02	0.16	<0.02	0.05	<0.02	0.07	<0.02	0.69	0.40	0.70		
La	0.1	0.5	0.4	0.7	0.8	0.9	0.6	0.7	1.2	2.9		
Ce	0.1	0.6	0.5	1.2	0.9	2.0	1.1	1.3	1.5	4.2		
Pr	0.02	0.06	0.04	0.10	0.06	0.17	0.09	0.08	0.16	0.48		

Nd	0.3	0.3	<0.3	0.4	<0.3	0.7	0.4	0.4	0.7	1.8
Sm	0.05	<0.05	<0.05	0.07	0.06	0.10	0.06	0.07	<0.05	0.45
Eu	0.02	0.03	<0.02	<0.02	0.04	0.05	0.03	0.07	<0.02	0.13
Gd	0.05	0.08	<0.05	<0.05	0.09	0.10	<0.05	0.17	<0.05	0.42
Tb	0.01	0.02	0.01	0.02	<0.01	0.03	0.01	0.02	0.03	0.05
Dy	0.05	0.09	0.09	0.12	0.14	0.13	0.13	0.18	0.22	0.35
Ho	0.02	0.02	<0.02	<0.02	0.02	<0.02	0.03	0.02	0.04	0.06
Er	0.03	0.06	<0.03	0.10	0.09	0.04	0.10	0.08	0.14	0.16
Tm	0.01	0.01	<0.01	<0.01	0.01	0.02	0.02	<0.01	0.03	0.02
Yb	0.05	<0.05	<0.05	0.07	0.10	0.12	0.10	0.08	0.16	0.13
Lu	0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	0.02	0.03	0.02
Y	0.1	0.8	0.5	0.8	1.0	0.5	1.2	0.9	1.4	2.0

ΣETR+Y	2.57	1.54	3.58	3.31	4.86	3.87	4.09	5.61	13.17
Y/Ho	40.00	*	*	50	*	40.00	45.00	35.00	33.33
Pr/Yb (PAAS)	*	*	0.46	0.19	0.45	0.29	0.32	0.32	1.18
Sm/Yb (PAAS)	*	*	0.51	0.30	0.42	0.30	0.44	*	1.76
La/La* (PAAS)	3.27	*	1.76	*	1.41	2.07	3.43	2.25	1.33
Ce/Ce* (PAAS)	1.44	*	1.39	*	1.40	1.57	2.35	1.19	0.95
Eu/Eu* (PAAS)	*	*	*	*	1.99	2.42	4.05	*	1.60

	N-02	N-06	N-11	N-18	N-24	N-07	N-22	N-27
	BIF with Magnetite				BIF with Silicates		Ore	

Element	L.D.								
SiO ₂ (%)	0.01	63.86	50.49	63.34	55.43	43.42	59.76	45.56	61.72
Fe ₂ O ₃	0.04	23.08	34.24	18.56	25.1	30.88	19.87	32.15	14.95
Al ₂ O ₃	0.01	0.16	0.13	0.09	0.09	0.08	0.24	0.19	0.16
TiO ₂	0.01	0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	0.01	<0.01	<0.01
MgO	0.01	0.20	0.36	0.39	0.48	1.09	0.79	0.77	0.81
CaO	0.01	1.63	1.69	5.53	5.61	6.31	5.34	2.67	10
Na ₂ O	0.01	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02	0.04	0.06	0.03
K ₂ O	0.01	<0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.05	0.04	0.02
P ₂ O ₅	0.01	0.04	<0.01	0.03	0.04	0.12	0.02	0.06	0.03
MnO	0.01	0.08	0.15	0.34	0.27	0.43	0.62	0.43	0.30
Cr ₂ O ₃	0.002	0.003	0.003	0.003	0.003	0.003	0.003	0.002	0.003

Th (ppm)	0.2	0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2
Zr	0.1	4.4	1.2	1.2	1.9	2.3	4.2	1.9	2.1
Hf	0.1	0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.1	<0.1	<0.1
Sc	1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Nb	0.1	0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.3
Sr	0.5	6.7	8.3	25.2	29.6	25.8	21.8	8.1	138.5
Ta	0.1	0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Ni	0.1	7.7	3.5	5.6	3.6	4.0	8.6	4.8	10
V	8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8
As	0.5	36.7	23.8	6.7	0.5	35.3	1.7	28.9	4493.8

W	0.5	68.8	32.4	19.1	10.5	78.9	2.0	45.8	1.9
Sb	0.1	0.8	1.6	0.4	1.9	1.0	0.9	0.2	7.7
TOT/C (%)	0.02	3.70	4.45	3.78	4.20	6.00	4.34	6.11	2.65
TOT/S (%)	0.02	0.07	0.03	0.09	0.05	<0.02	0.06	0.02	9.81
La	0.1	1.0	0.9	1.4	1.0	3.9	1.4	1.1	3.0
Ce	0.1	1.7	1.7	2.5	2.1	7.2	2.5	2.4	5.0
Pr	0.02	0.21	0.20	0.30	0.27	0.82	0.26	0.30	0.58
Nd	0.3	0.8	0.7	1.1	1.3	3.4	1.3	1.4	2.2
Sm	0.05	0.19	0.16	0.19	0.26	0.59	0.26	0.29	0.40
Eu	0.02	0.07	0.06	0.08	0.09	0.25	0.11	0.13	0.32
Gd	0.05	0.22	0.14	0.34	0.36	0.69	0.41	0.28	0.70
Tb	0.01	0.03	0.05	0.06	0.06	0.09	0.06	0.06	0.10
Dy	0.05	0.15	0.31	0.36	0.41	0.57	0.38	0.40	0.65
Ho	0.02	0.04	0.08	0.09	0.08	0.14	0.09	0.08	0.15
Er	0.03	0.15	0.20	0.28	0.32	0.42	0.32	0.22	0.46
Tm	0.01	0.03	0.03	0.04	0.04	0.06	0.05	0.03	0.05
Yb	0.05	0.12	0.19	0.34	0.26	0.43	0.39	0.33	0.39
Lu	0.01	<0.01	0.02	0.04	0.05	0.07	0.05	0.05	0.07
Y	0.1	1.3	2.0	3.3	3.4	4.6	3.3	2.8	5.8
Σ ETR+Y		6.01	6.74	10.42	10.00	23.23	10.88	9.87	19.87
Y/Ho		32.50	25.00	36.67	42.50	32.86	36.67	35.00	38.67
Pr/Yb (PAAS)		0.56	0.34	0.28	0.33	0.61	0.21	0.29	0.47
Sm/Yb (PAAS)		0.80	0.43	0.28	0.51	0.70	0.34	0.45	0.52
La/La* (PAAS)		1.08	0.86	0.98	1.35	1.28	2.11	1.25	1.17
Ce/Ce* (PAAS)		0.89	0.86	0.88	1.08	1.05	1.39	1.08	0.94
Eu/Eu* (PAAS)		1.82	1.47	1.65	1.50	2.11	1.84	2.02	3.38

**APÊNDICE 2– Abundances of elements for samples of the lower and upper
metavolcanic units from the Cuiabá gold deposit**

		N-29	N-30	N-31	N-32	N-33	N-35	N-36	N-37	N-38
Element	L.D.	Lower Metavolcanic Unit								
SiO ₂ (%)	0.01	48.13	52.68	51.63	51.83	54.78	52.43	54.84	51.08	56.5
TiO ₂	0.01	0.75	0.80	0.77	0.67	0.74	0.69	0.75	0.58	0.73
Al ₂ O ₃	0.01	16.31	16.87	15.92	13.5	15.66	14.46	15.40	12.04	15.04
Fe ₂ O ₃	0.04	11.7	13.86	9.86	9.66	8.04	10.75	7.71	5.49	7.59
MnO	0.01	0.17	0.13	0.16	0.16	0.12	0.23	0.13	0.14	0.13
MgO	0.01	8.11	4.25	6.64	5.85	5.47	5.97	5.69	3.70	5.44
CaO	0.01	7.84	2.71	5.95	10.84	8.55	8.56	9.94	17.82	8.95
Na ₂ O	0.01	2.58	3.67	5.31	3.50	4.08	2.42	2.56	0.19	2.80
K ₂ O	0.01	0.06	0.54	0.03	0.03	0.02	0.04	0.02	0.90	0.27
P ₂ O ₅	0.01	0.10	0.12	0.11	0.10	0.11	0.10	0.11	0.09	0.11
Cr ₂ O ₃	0.002	0.020	0.017	0.015	0.013	0.016	0.015	0.017	0.012	0.016
TOT/C (%)	0.02	0.14	0.22	0.24	0.64	0.07	0.42	0.13	1.82	0.07
TOT/S (%)	0.02	0.05	<0.02	<0.02	0.17	0.13	<0.02	<0.02	<0.02	0.03
Ba (ppm)	1	15	222	8	6	13	14	9	549	155
Rb	0.1	1.6	23.9	0.1	0.3	0.2	1.6	0.2	39.9	12.3
Sr	0.5	252.9	78.9	190.2	251.6	334.7	259.1	262	210	226.7
Y	0.1	18.5	21.2	16.0	16.6	16.8	18.1	16.8	14.7	17.0
Zr	0.1	92.6	99.8	98.2	84.6	91.8	87.1	92.8	75.4	93.7
Nb	0.1	4.6	4.6	4.6	3.9	4.9	4.0	5.3	3.2	4.5
Ga	0.5	14.5	13.6	13.9	12.7	15.7	12.5	13.7	14.1	14.2
Cu	0.1	5.6	2.1	60.4	55.0	81.1	8.4	112.6	60.7	59.3
Zn	1	75	80	66	36	42	59	54	14	44
Ni	0.1	97.7	112.7	76.6	59.0	85.5	79.3	70.4	27.5	65.0
Co	0.2	43.9	40.7	42.8	35.1	46.5	38.4	38.7	31.2	38.5
V	8	215	228	220	193	209	194	211	164	200
Pb	0.1	1.6	0.6	1.5	1.2	1.9	2.4	2.6	7.5	1.4
Th	0.2	3.8	4.3	3.9	3.3	3.6	3.3	3.7	3.2	3.5
U	0.1	0.9	1.2	1.1	0.9	0.9	0.9	0.9	0.8	1.0
Hf	0.1	2.5	2.6	2.5	2.4	2.5	2.4	2.5	1.8	2.5
Cs	0.1	0.1	0.4	<0.1	0.1	<0.1	0.2	<0.1	0.6	0.2
Sc	1	34	36	33	28	31	29	31	24	31
Ta	0.1	0.3	0.3	0.3	0.2	0.3	0.2	0.3	0.3	0.3
W	0.5	0.7	0.8	0.8	0.9	0.9	<0.5	0.6	1.3	0.8
Sn	1	<1	1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Mo	0.1	0.4	<0.1	0.3	1.0	0.1	0.4	0.3	0.2	0.4
Ag	0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
As	0.5	26.6	15.5	11.2	1.1	18.6	0.6	5.8	14.2	3.3
Cd	0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.1	<0.1	0.1	<0.1	<0.1
Sb	0.1	1.0	0.3	0.6	3.5	2.4	0.3	1.4	1.6	2.2
Bi	0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Hg	0.01	<0.01	<0.01	0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01
Tl	0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Se	0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	1.1	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
La	0.1	15.9	17.1	14.8	14.6	15.5	16.3	17.3	14.4	16.2
Ce	0.1	30.5	33.8	30.1	27.9	30.0	29.6	30.6	26.5	31.1
Pr	0.02	3.61	3.98	3.53	3.19	3.42	3.43	3.57	3.02	3.58
Nd	0.3	14.3	17.0	14.6	12.1	13.8	14.0	14.5	12.0	13.8

Sm	0.05	2.95	3.47	3.23	2.83	2.79	2.79	2.91	2.50	3.13
Eu	0.02	0.94	1.14	0.83	0.98	0.95	0.89	1.07	0.81	0.90
Gd	0.05	3.30	3.66	3.21	2.90	3.09	3.16	3.25	2.80	3.19
Tb	0.01	0.55	0.60	0.51	0.48	0.50	0.52	0.52	0.45	0.51
Dy	0.05	3.32	3.73	3.06	3.14	2.97	3.20	3.17	2.74	3.21
Ho	0.02	0.73	0.83	0.64	0.62	0.65	0.66	0.63	0.60	0.68
Er	0.03	2.09	2.24	1.98	1.80	1.80	2.07	1.79	1.72	2.13
Tm	0.01	0.28	0.33	0.26	0.27	0.26	0.29	0.27	0.26	0.29
Yb	0.05	1.76	2.17	1.79	1.78	1.67	1.77	1.77	1.53	1.95
Lu	0.01	0.28	0.32	0.26	0.25	0.27	0.28	0.26	0.24	0.28

Au (ppb)	0.5	100.1	3.4	10.9	<0.5	4.7	5.7	1.5	1.0	3.7
----------	-----	-------	-----	------	------	-----	-----	-----	-----	-----

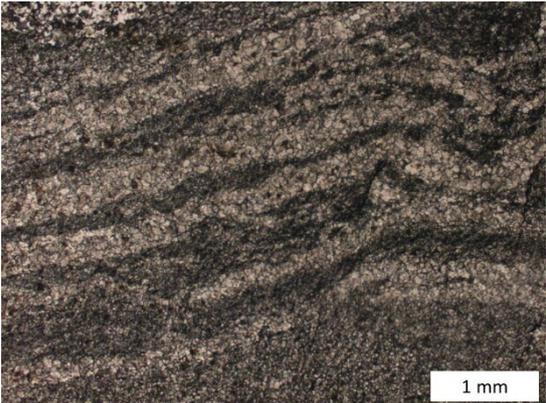
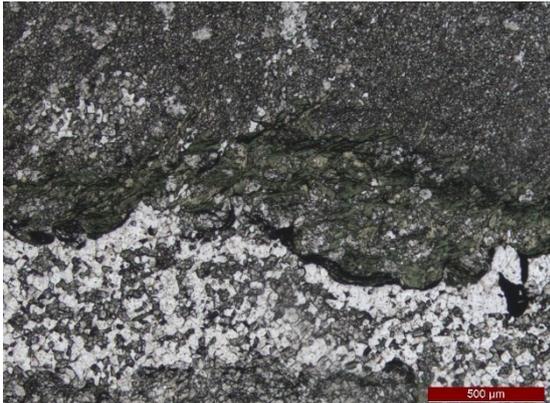
		N-34	N-39	N-40
Element	L.D.	Upper Metavolcanic Unit		
SiO ₂ (%)	0.01	49.18	44.9	45.84
TiO ₂	0.01	1.96	1.73	2.19
Al ₂ O ₃	0.01	13.12	12.35	13.13
Fe ₂ O ₃	0.04	17.11	14.96	18.06
MnO	0.01	0.18	0.22	0.24
MgO	0.01	5.45	4.29	4.96
CaO	0.01	7.39	14.24	11.47
Na ₂ O	0.01	1.57	1.24	0.15
K ₂ O	0.01	0.09	0.24	0.08
P ₂ O ₅	0.01	0.25	0.22	0.31
Cr ₂ O ₃	0.002	0.021	0.020	0.019

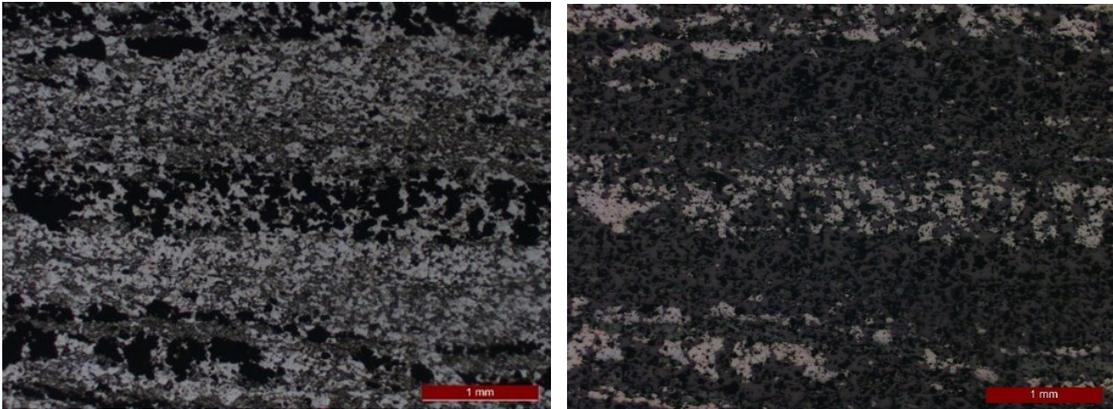
TOT/C (%)	0.02	0.08	0.94	0.21
TOT/S (%)	0.02	0.28	0.13	0.46

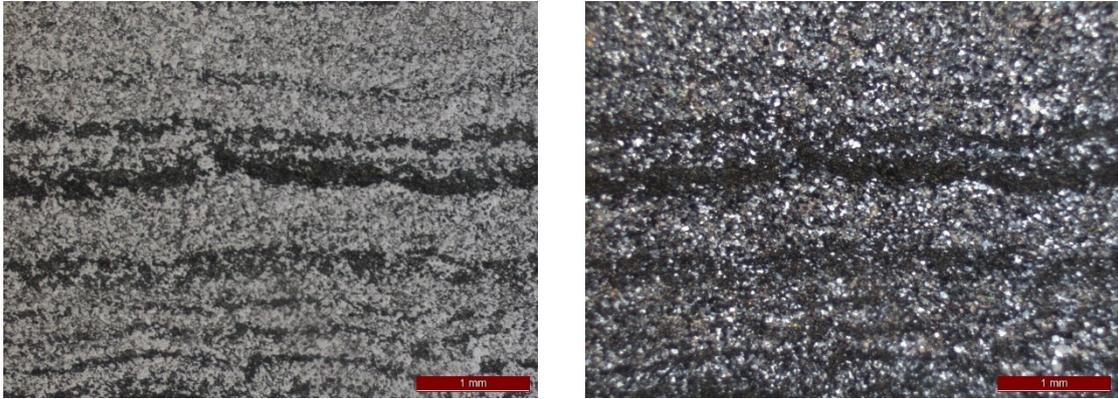
Ba (ppm)	1	31	218	44
Rb	0.1	2.1	8.2	2.9
Sr	0.5	229.8	381.1	368.3
Y	0.1	37.2	33.4	39.9
Zr	0.1	125.8	112.3	138.6
Nb	0.1	6.9	6.1	7.7
Ga	0.5	16.9	16.8	16.2
Cu	0.1	93.1	62.4	150.1
Zn	1	111	76	109
Ni	0.1	76.0	52.8	66.9
Co	0.2	63.9	49.0	64.8
V	8	298	272	310
Pb	0.1	1.8	1.2	2.1
Th	0.2	1.5	1.3	1.7
U	0.1	0.4	0.3	0.4
Hf	0.1	3.5	3.0	3.7
Cs	0.1	0.9	5.4	2.7
Sc	1	39	34	39
Ta	0.1	0.5	0.3	0.5
W	0.5	1.2	0.8	1.5
Sn	1	1	1	<1
Mo	0.1	0.2	0.2	0.5
Ag	0.1	<0.1	<0.1	<0.1
As	0.5	20.4	10.8	1.2
Cd	0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Sb	0.1	1.6	1.5	1.9
Bi	0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Hg	0.01	<0.01	<0.01	<0.01

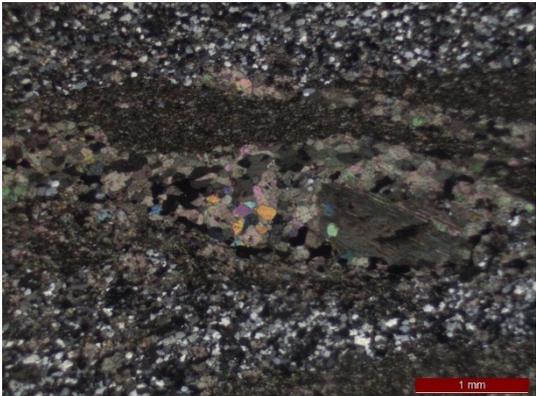
Tl	0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Se	0.5	<0.5	<0.5	<0.5
La	0.1	12.7	11.8	14.5
Ce	0.1	29.3	25.9	31.2
Pr	0.02	3.92	3.53	4.17
Nd	0.3	18.2	16.0	19.2
Sm	0.05	4.65	4.05	4.86
Eu	0.02	1.57	1.71	1.86
Gd	0.05	5.93	5.27	6.38
Tb	0.01	1.02	0.91	1.09
Dy	0.05	6.58	5.93	6.72
Ho	0.02	1.45	1.31	1.51
Er	0.03	4.27	3.79	4.66
Tm	0.01	0.63	0.55	0.65
Yb	0.05	4.03	3.63	4.20
Lu	0.01	0.64	0.56	0.64
Au (ppb)	0.5	29.6	3.7	5.0

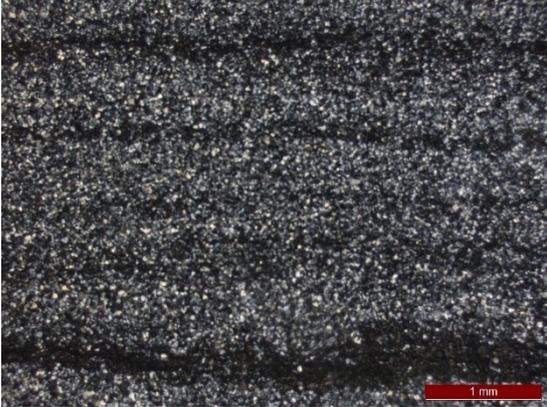
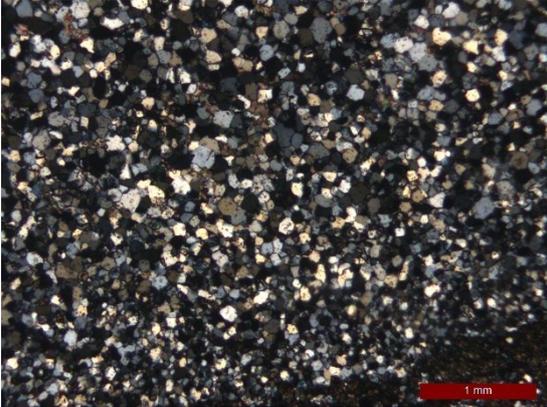
APÊNDICE 3–Fichas de Descrição Petrográfica

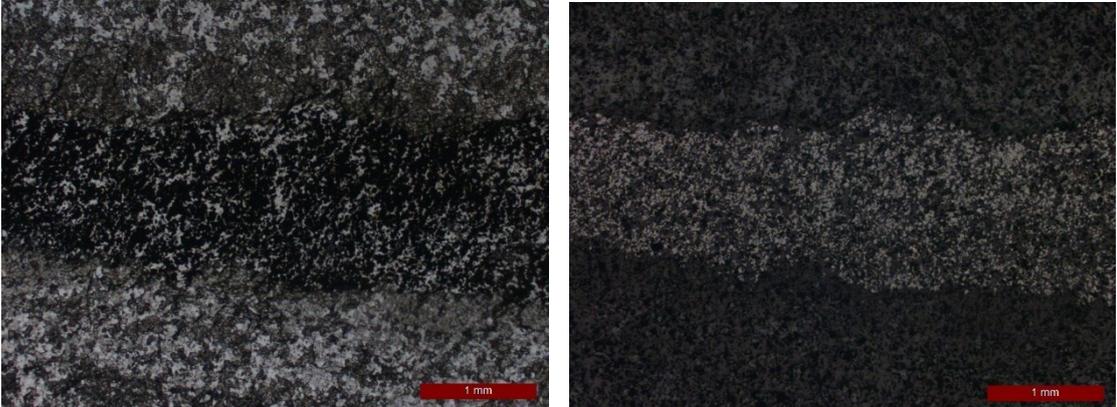
FICHA DE DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA Mestrado: Noreto Carvalhais Sena - Depósito Cuiabá – UFMG	
Nome da Lâmina: N-01	
Descrição Macroscópica da Lâmina	
Lâmina bandada composta por níveis de cor bege a cinza intercalados com níveis incolores, ambos de espessura milimétrica a centimétrica. O bandamento encontra-se cortado por microvenulações.	
Descrição Microscópica da Lâmina	
<p>Rocha bandada, com textura granoblástica. É composta predominantemente por carbonato e quartzo, com clorita e sulfetos subordinados. O bandamento é definido pela alternância entre níveis ricos em quartzo e carbonato e níveis onde o carbonato se concentra em associação com matéria carbonosa.</p> <p>O carbonato ocorre de duas formas. A primeira delas de granulação muito fina (<20 µm), não sendo possível individualizar os cristais. Está recoberto por matéria carbonosa, conferindo-lhe aspecto manchado. O segundo tipo possui granulação média a grossa (0,2 mm) e está associado às regiões venuladas, apresentando-se incolor e com hábito bem desenvolvido.</p> <p>O quartzo por sua vez, possui granulação fina a muito fina (0,2 µm), hábitos irregulares e estão levemente arredondados.</p> <p>A clorita aparece como finas palhetas nas bandas quartzosas, ou então concentradas nas bordas dos níveis com carbonato de granulação mais grossa, sem orientação preferencial.</p> <p>Raros cristais de sulfeto (pirita) ocorrem de forma disseminada pela lâmina, exibindo granulação extremamente fina.</p> <p>Quartzo: 50%, Carbonato: 49%, Clorita: 1% e Sulfetos: <1%</p>	
Fotomicrografias	
	
<p><i>Fotomicrografia ressaltando o bandamento composicional da FFB, definido pela alternância de bandas quartzo-carbonáticas e lâminas de matéria (LT/NP) carbonosa.</i></p>	<p><i>Fotomicrografia evidenciando cristais de clorita na borda de níveis ricos em carbonato e quartzo hidrotermal (LT/NP).</i></p>
Formação Ferrífera Bandada Carbonato Dominada	

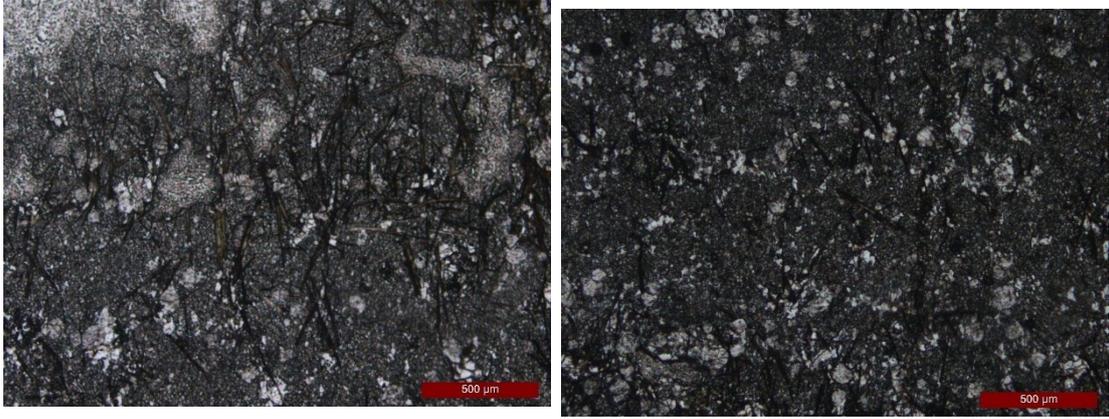
FICHA DE DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA Mestrado: Noreto Carvalhais Sena - Depósito Cuiabá – UFMG	
Nome da Lâmina: N-02	
Descrição Macroscópica da Lâmina	
Lâmina de cor cinza claro a preto, com laminação de espessura submilimétrica bem marcada. Na porção inferior ocorrem cristais de granulação mais grossa concordantes ao bandamento que se destacam do restante da rocha.	
Descrição Microscópica da Lâmina	
<p>Rocha granoblástica, bandada, composta predominantemente por quartzo e carbonato, ambos de granulação fina (0,4 µm). Ocorrem porções onde se concentram finas lâminas de matéria carbonosa, além de magnetita de granulação ligeiramente superior (até 0,25 mm) às demais fases minerais.</p> <p>O bandamento composicional ocorre sob a forma de laminação submilimétrica, e é definido pela alternância de bandas quartzo-carbonáticas e bandas com presença de magnetita em associação com filmes de matéria carbonosa.</p> <p>Observa-se, localmente, microvenulações constituídas por quartzo e carbonato de granulação ligeiramente mais grossa (<0,2 mm) se comparado à matriz.</p> <p>Quartzo: 55%, Carbonato: 30%, Magnetita: 15% e Sulfetos: <1%</p>	
Fotomicrografias	
	
<p><i>Fotomicrografias ressaltando o bandamento composicional da FFB, definido pela alternância de bandas quartzocarbonáticas e bandas ricas em magnetita. (LT/NP e LR/NP).</i></p>	
Formação Ferrífera Bandada com Magnetita	

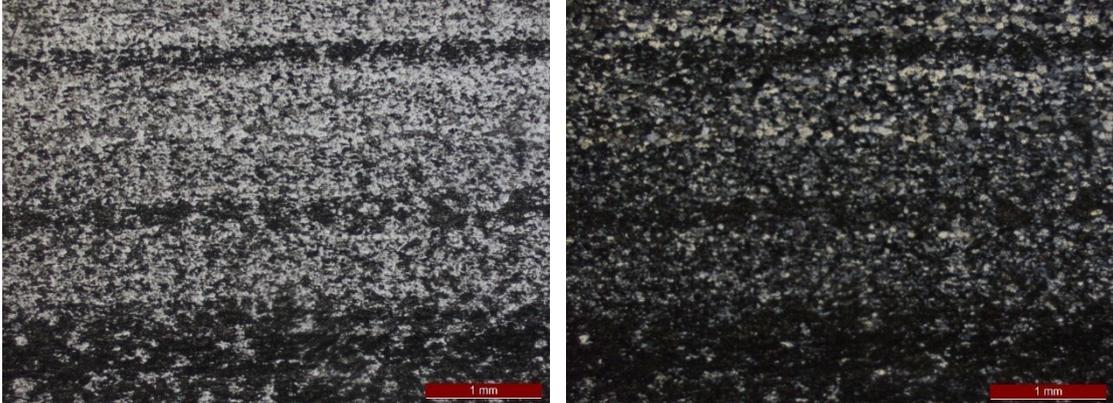
FICHA DE DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA Mestrado: Noreto Carvalhais Sena - Depósito Cuiabá – UFMG	
Nome da Lâmina: N-03	
Descrição Macroscópica da Lâmina	
Lâmina com estrutura bandada, composta por níveis de cor bege a cinza, intercalados com níveis incolores de espessura milimétrica. O bandamento está localmente cortado por microvenulações.	
Descrição Microscópica da Lâmina	
<p>Rocha bandada com textura granoblástica, composta majoritariamente por quartzo e carbonato. O bandamento se faz visível pela alternância de níveis quartzosos (mais frequentes) e níveis carbonato dominados.</p> <p>O quartzo possui granulação fina ($\sim 30 \mu\text{m}$), formas irregulares e contatos serrilhados. O carbonato por sua vez, encontra-se associado à matéria carbonosa e com granulação muito fina ($< 20 \mu\text{m}$). Localmente ocorrem carbonatos de granulação mais grossa, restritos às porções venuladas. Além disso, finas lâminas de matéria carbonosa dispostas segundo o bandamento composicional são observadas.</p> <p>Quartzo: 80% e Carbonato: 20%.</p>	
Fotomicrografias	
	
<p><i>Fotomicrografias ressaltando o bandamento composicional do metachert ferruginoso, definido pela alternância de bandas quartzo dominadas e bandas ricas em carbonato em associação com matéria carbonosa. (LT/NP e LT/NC).</i></p>	
Metachert Ferruginoso	

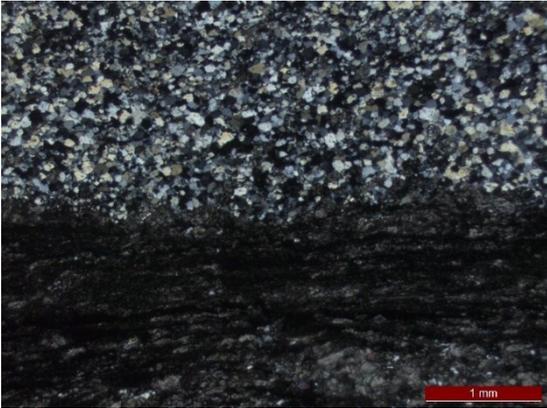
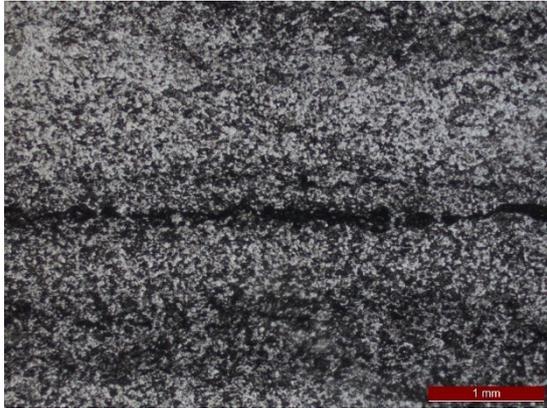
FICHA DE DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA Mestrado: Noreto Carvalhais Sena - Depósito Cuiabá – UFMG	
Nome da Lâmina: N-04	
Descrição Macroscópica da Lâmina	
Lâmina de cor bege a cinza, exibindo bandamento de espessura submilimétrica a centimétrica bem definido. O bandamento encontra-se dobrado, e por vezes cortado por microvenulações.	
Descrição Microscópica da Lâmina	
<p>Rocha bandada, com textura granoblástica, composta essencialmente por quartzo e carbonato. O bandamento é definido pela alternância de níveis quartzo dominados e níveis ricos em carbonato, associado à matéria carbonosa.</p> <p>Observa-se o carbonato em duas formas distintas, sendo a primeira de granulação fina (<30 μm), preenchendo os interstícios dos cristais de quartzo e impregnada por matéria carbonosa. A segunda se relaciona às venulações de quartzo, possuindo granulação mais grossa (0,1mm), formas euédricas, e por vezes, associados com raros cristais de sulfeto.</p> <p>Quartzo: 55%, Carbonato: 45% e Sulfetos: <1%</p>	
Fotomicrografias	
	
<i>Fotomicrografia ressaltando o bandamento composicional, definido pela alternância de bandas quartzo dominadas e bandas ricas em carbonato em associação com matéria carbonosa (LT/NC).</i>	<i>Fotomicrografia ressaltando carbonato de granulação mais grossa e hábito bem desenvolvido (LT/NC).</i>
Formação Ferrífera Bandada Carbonato Dominada	

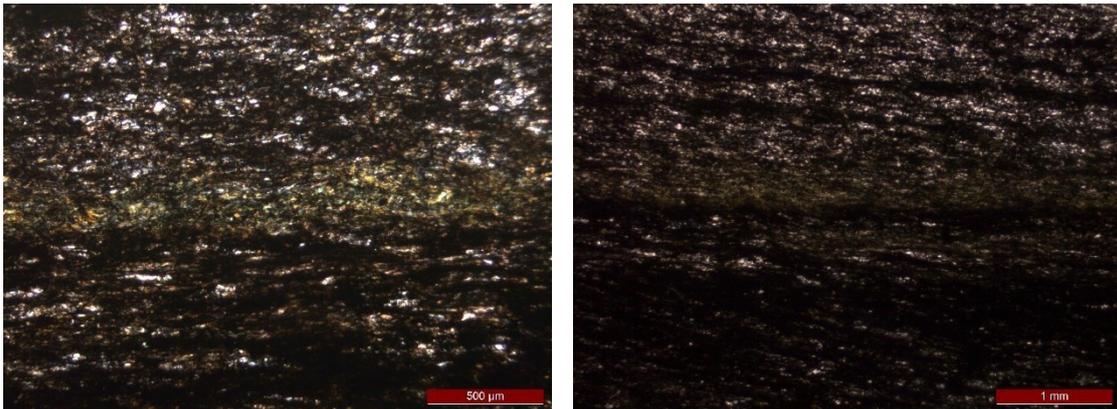
FICHA DE DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA Mestrado: Noreto Carvalhais Sena - Depósito Cuiabá – UFMG	
Nome da Lâmina: N-05	
Descrição Macroscópica da Lâmina	
Rocha com laminação plano-paralela e cor variando de bege a cinza. Localmente observam-se microvenulações dispostas segundo a direção do bandamento.	
Descrição Microscópica da Lâmina	
<p>Rocha finamente laminada constituída essencialmente por quartzo e carbonato de forma subordinada. Os níveis ricos em carbonato definem o bandamento composicional.</p> <p>Nas porções com maior concentração de carbonatos, nota-se a presença de matéria carbonosa disposta na forma de lâminas orientadas segundo o acamamento.</p> <p>Além disso, ocorrem de forma localizadas, microvenulações quartzo-carbonáticas, onde os minerais exibem granulação levemente maior se comparados à matriz (0,1 mm).</p> <p>Quartzo: 80% e Carbonato: 20%.</p>	
Fotomicrografias	
	
<p><i>Fotomicrografia ressaltando o bandamento composicional, definido pela alternância de bandas quartzo dominadas e bandas ricas em carbonato em associação com matéria carbonosa (LT/NC).</i></p>	<p><i>Fotomicrografia mostrando níveis compostos essencialmente por quartzo (LT/NC).</i></p>
Metachert Ferruginoso	

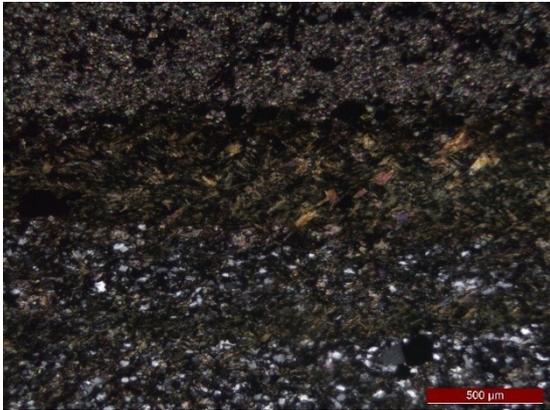
FICHA DE DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA Mestrado: Noreto Carvalhais Sena - Depósito Cuiabá – UFMG	
Nome da Lâmina: N-06	
Descrição Macroscópica da Lâmina	
Lâmina de cor cinza escuro com bandamento plano-paralelo bem definido. Nas bandas escuras observam-se cristais opacos de granulação mais grossa. O bandamento encontra-se deformado, principalmente quando próximo às microvenulações.	
Descrição Microscópica da Lâmina	
<p>Rocha bandada, com textura granoblástica, composta por quartzo, carbonato e magnetita. O bandamento composicional é definido pela alternância entre os níveis ricos em carbonato e níveis magnetíticos.</p> <p>A magnetita ocorre tanto em bandas, onde possui granulação mais grossa (0,3 mm) e formas euédricas, quanto disseminada pela rocha, sob a forma de grãos finos arredondados (30 µm).</p> <p>Microvenulações quartzo-carbonáticas são observadas localmente, onde os minerais apresentam granulação levemente maior se comparados à matriz (0,1 mm).</p> <p>Quartzo: 50% e Carbonato: 35% e Magnetita: 15%.</p>	
Fotomicrografias	
	
<p><i>Fotomicrografias mostrando o bandamento definido pelos níveis quartzo-carbonáticos e níveis magnetíticos (LT/NP e LR/NP).</i></p>	
Formação Ferrífera Bandada com Magnetita	

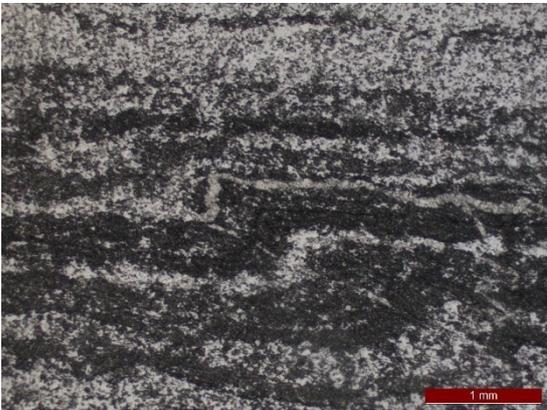
FICHA DE DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA Mestrado: Noreto Carvalhais Sena - Depósito Cuiabá – UFMG	
Nome da Lâmina: N-07	
Descrição Macroscópica da Lâmina	
Lâmina de cor bege claro a escuro com bandamento de espessura milimétrica a centimétrica definido. O bandamento encontra-se ligeiramente deformado, especialmente nas regiões próximas às microvenulações.	
Descrição Microscópica da Lâmina	
<p>Rocha bandada composta predominantemente por quartzo e carbonato, com stilpnomelano e matéria carbonosa subordinados. O bandamento composicional é definido pela alternância de níveis quartzosos e níveis ricos em carbonato associado à matéria carbonosa.</p> <p>Os cristais de quartzo (60 μm) encontram-se recristalizados, com contatos poligonais. O carbonato ocorre como massa de granulação fina (30 μm) e com aspecto manchado pela matéria carbonosa, preenchendo os interstícios dos cristais de quartzo. O stilpnomelano apresenta-se fibroso, sem orientação preferencial e granulação mais grossa em relação à matriz (até 0,5 mm). Estão concentrados próximos às bandas carbonato dominadas.</p> <p>Microvenulações quartzo-carbonáticas de granulação ligeiramente maior (<0,1 mm) e com hábitos bem desenvolvidos são presentes.</p> <p>Quartzo: 60% e Carbonato: 35% e Stilpnomelano: 5%.</p>	
Fotomicrografias	
	
<p><i>Fotomicrografias evidenciando cristais alongados e fibrosos de stilpnomelano em associação às bandas carbonato dominadas (LT/NP).</i></p>	
Formação Ferrífera Bandada com Silicatos	

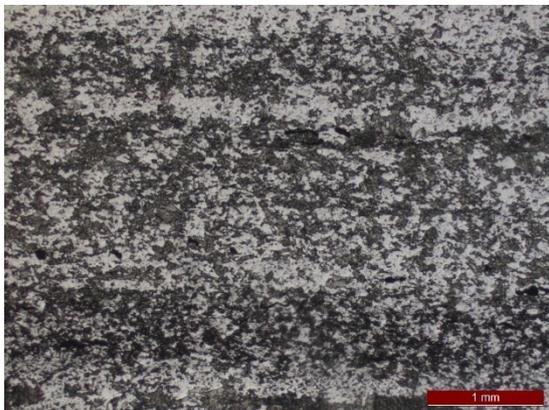
FICHA DE DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA Mestrado: Noreto Carvalhais Sena - Depósito Cuiabá – UFMG	
Nome da Lâmina: N-08	
Descrição Macroscópica da Lâmina	
Lâmina finamente bandada, composta por bandas de cor cinza e espessura milimétrica em alternância com bandas incolores. Observa-se a presença de microvenulações oblíquas ao bandamento.	
Descrição Microscópica da Lâmina	
<p>Rocha com laminação plano-paralela composta predominantemente por quartzo, e carbonato em menor quantidade. O bandamento é definido pela alternância entre níveis quartzo dominados e níveis onde há predomínio de carbonato em associação com matéria carbonosa.</p> <p>O quartzo ocorre sob a forma de cristais com hábito irregular, granulação fina (50 µm) e exibe contatos poligonais e serrilhados. O carbonato, por sua vez, se manifesta como uma fina massa (30 µm) de agregados preenchendo os espaços entre os cristais de quartzo, impregnado por matéria carbonosa.</p> <p>Além disso, nota-se de forma localizada, a presença de microvenulações quartzo-carbonáticas cortando o bandamento e apresentando granulação levemente maior em relação à matriz (0,1mm). Raros sulfetos (pirita) são também encontrados em granulação muito fina.</p> <p>Quartzo: 80% e Carbonato: 20% e Sulfetos: <<1%</p>	
Fotomicrografias	
	
<p><i>Fotomicrografias evidenciando bandamento composicional definido pela alternância entre níveis quartzosos e níveis carbonato dominados em associação com matéria carbonosa (LT/NP e LT/NC).</i></p>	
Metachert Ferruginoso	

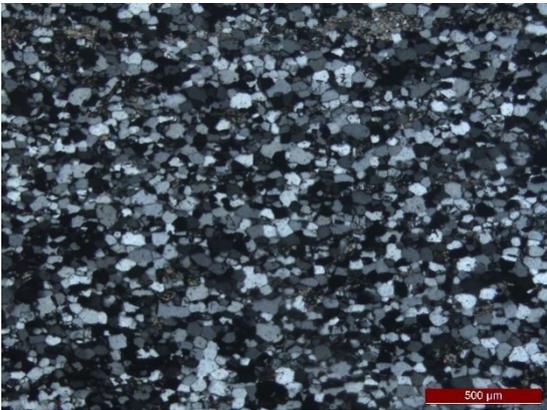
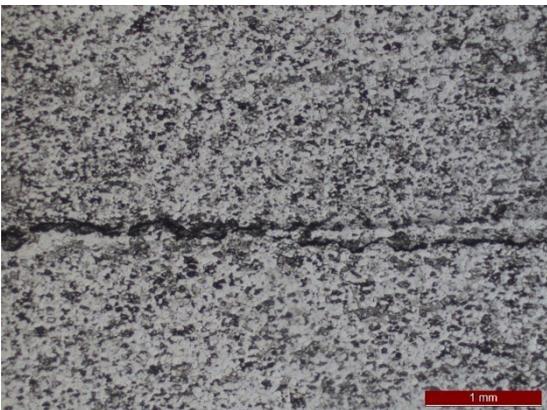
FICHA DE DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA Mestrado: Noreto Carvalhais Sena - Depósito Cuiabá – UFMG	
Nome da Lâmina: N-09	
Descrição Macroscópica da Lâmina	
Lâmina bandada composta por níveis incolores de espessura milimétrica e níveis de cor cinza. O bandamento plano-paralelo encontra-se levemente deformado.	
Descrição Microscópica da Lâmina	
<p>Rocha bandada composta majoritariamente por quartzo e carbonato, com matéria carbonosa e sulfetos subordinados. O bandamento é definido pela intercalação de níveis ricos em quartzo e pouco carbonato de granulação fina (10 μm), e níveis onde há predomínio de carbonato em associação com matéria carbonosa.</p> <p>O quartzo ocorre como cristais de granulação fina (30 μm), hábito irregular e exibe contatos serrilhados a lobados. Já o carbonato aparece de duas formas distintas. A primeira delas de granulação muito fina em associação com matéria carbonosa, definindo o bandamento composicional. A segunda está relacionada às regiões venuladas, onde apresenta-se bem formado e com granulação levemente maior (0,1 mm).</p> <p>Além disso, observa-se a presença de venulações quartzo-carbonáticas que deslocam o bandamento e conferem aspecto ondulado à estrutura. Cristais de sulfeto, principalmente pirita e pirrotita, também são encontrados.</p> <p>Quartzo: 65% e Carbonato: 34% e Sulfetos: 1%</p>	
Fotomicrografias	
	
<p><i>Fotomicrografia mostrando contraste entre níveis quartzosos e níveis de carbonato em associação com matéria carbonosa (LT/NC).</i></p>	<p><i>Fotomicrografia mostrando delgada lâmina de matéria carbonosa disposta segundo a direção do bandamento composicional (LT/NP).</i></p>
Formação Ferrífera Bandada Carbonato Dominada	

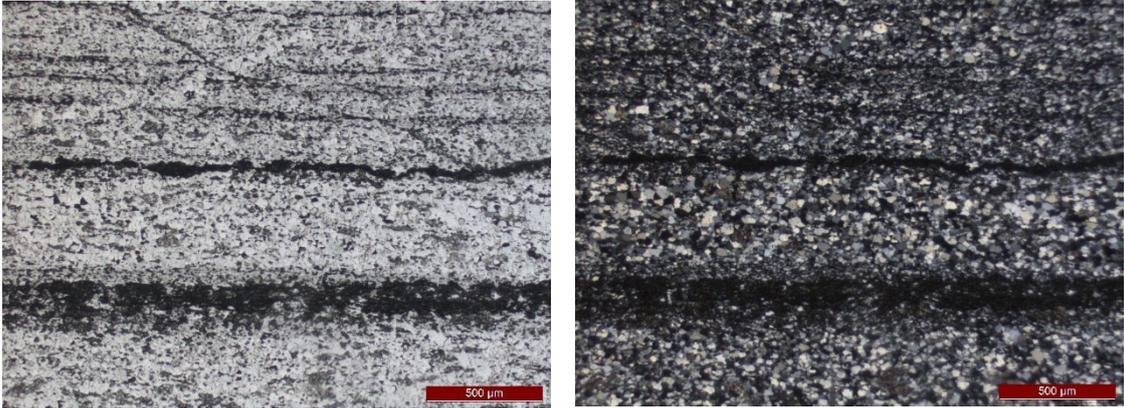
FICHA DE DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA Mestrado: Noreto Carvalhais Sena - Depósito Cuiabá – UFMG	
Nome da Lâmina: N-10	
Descrição Macroscópica da Lâmina	
Lâmina bandada composta por níveis de cor cinza claro subcentimétricos, intercalados com níveis cinza escuro. Observa-se venulações truncando a estrutura plano-paralela.	
Descrição Microscópica da Lâmina	
<p>Rocha bandada, com textura lépido-granoblástica, composta por níveis ricos em quartzo e pouco carbonato, e níveis carbonato dominados. Nas porções carbonáticas observa-se foliação incipiente definida pela orientação das lâminas de matéria carbonosa e pelo estiramento dos agregados de carbonato.</p> <p>O quartzo ocorre como massa de granulação fina (20 μm), com contatos irregulares, sendo por vezes, difícil individualizar os grãos. O carbonato, por outro lado, ocorre preenchendo os espaços entre os cristais de quartzo e também como massa de granulação muito fina (<20 μm) associada à matéria carbonosa. Cristais de clorita de granulação fina (30 μm) são observados localmente.</p> <p>Quartzo: 50% e Carbonato: 49% e Clorita: 1%</p>	
Fotomicrografias	
 <p>Fotomicrografias mostrando foliação incipiente marcada pela orientação de lâminas de matéria carbonosa e raros cristais de clorita (LT/NC e LT/NP).</p>	
Formação Ferrífera Bandada Carbonato Dominada	

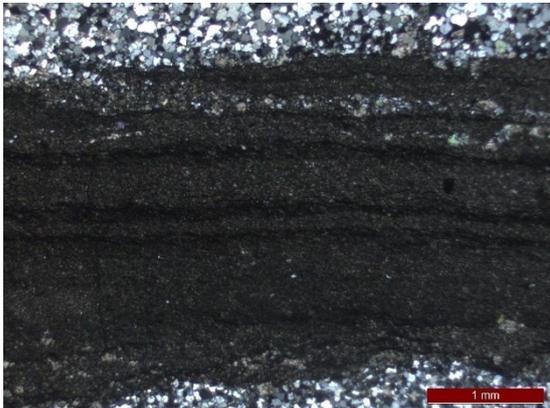
FICHA DE DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA Mestrado: Noreto Carvalhais Sena - Depósito Cuiabá – UFMG
Nome da Lâmina: N-11
Descrição Macroscópica da Lâmina
Lâmina bandada composta por níveis milimétricos incolores e níveis de cor cinza. Ocorrem bandas ricas em opacos de granulação muito fina, paralelas ao bandamento. Microvenulações são observadas.
Descrição Microscópica da Lâmina
<p>Rocha bandada composta por quartzo, carbonato, magnetita e clorita. O bandamento é definido pela alternância de níveis com predominância de quartzo e níveis carbonato dominados.</p> <p>O quartzo aparece como agregados de granulação fina a muito fina (20 μm), hábitos irregulares e contatos serrilhados. O carbonato apresenta-se como agregados, não sendo possível individualizar os grãos. Além disso, possui coloração marrom clara e aspecto manchado devido às inclusões de matéria carbonosa.</p> <p>A magnetita se destaca por possuir granulação ligeiramente maior (0,1mm) se comparada às demais fases minerais, estando concentrada nos níveis ricos em carbonatos.</p> <p>Quartzo: 55% e Carbonato: 30%, Magnetita: 13% e Clorita: 2%</p>
Fotomicrografias

<i>Fotomicrografia mostrando níveis ricos em carbonato e clorita, com alguns cristais de magnetita associados (LT/NC).</i>
Formação Ferrífera Bandada com Magnetita

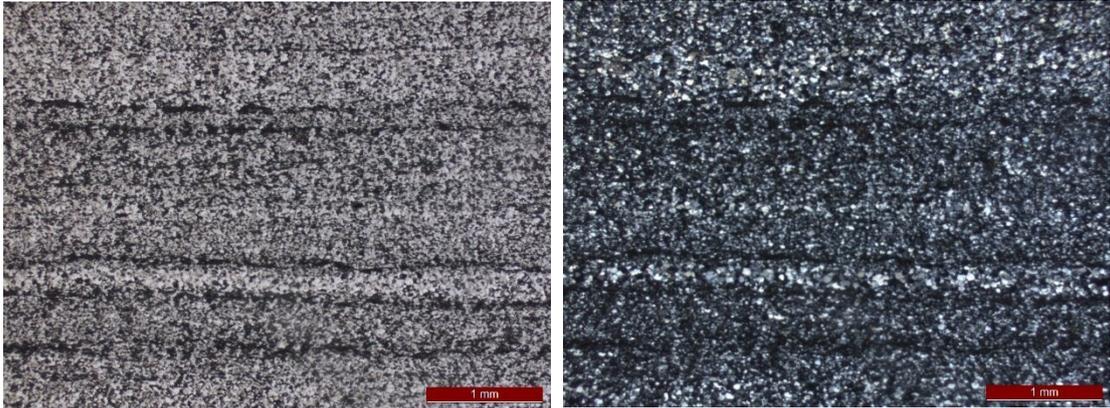
FICHA DE DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA Mestrado: Noreto Carvalhais Sena - Depósito Cuiabá – UFMG	
Nome da Lâmina: N-12	
Descrição Macroscópica da Lâmina	
Lâmina bandada composta por níveis de cor cinza e incolores, ambos de espessura milimétrica. O bandamento encontra-se dobrado e cortado por microvenulações.	
Descrição Microscópica da Lâmina	
<p>Rocha com textura granoblástica, e bandamento composicional definido pela intercalação entre níveis quartzo dominados e níveis ricos em carbonato.</p> <p>O quartzo ocorre na forma de agregados de granulação muito fina (40 μm), hábitos irregulares e contatos retilíneos a lobados. O carbonato, por sua vez, aparece de 2 formas distintas. A primeira representada a grãos finos (<20 μm) de cor marrom, em associação com matéria carbonosa. A segunda possui granulação mais grossa, incolor e hábito bem desenvolvido, estando concentrada nas regiões venuladas.</p> <p>As microvenulações possuem composição quartzo-carbonáticas em direções tanto paralelas quanto oblíquas ao bandamento.</p> <p>Quartzo: 80% e Carbonato: 20%.</p>	
Fotomicrografias	
	
<p><i>Fotomicrografia ressaltando o bandamento composicional, definido pela alternância entre íveis de quartzo e carbonato dominados (LT/NC).</i></p>	<p><i>Fotomicrografia mostrando carbonato bem desenvolvido associado à região venulada (LT/NC).</i></p>
Metachert Ferruginoso.	

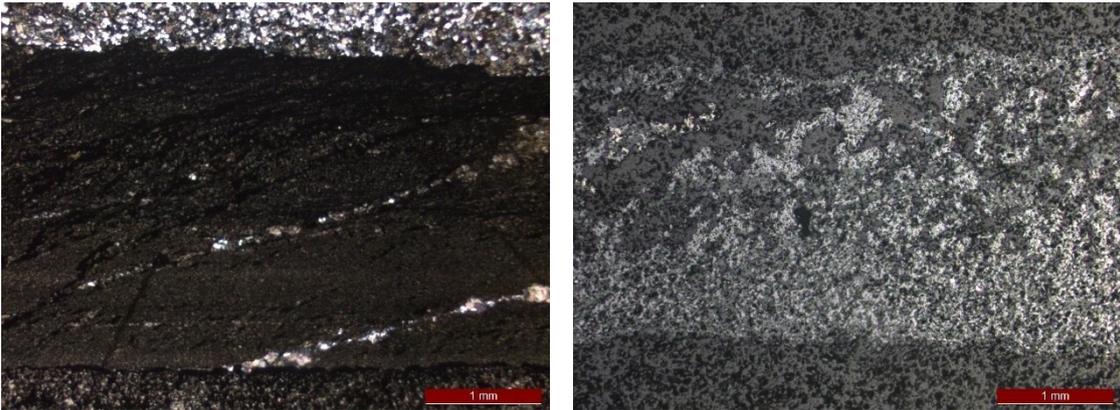
FICHA DE DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA Mestrado: Noreto Carvalhais Sena - Depósito Cuiabá – UFMG	
Nome da Lâmina: N-13	
Descrição Macroscópica da Lâmina	
Lâmina bandada com estrutura plano-paralela evidenciada por níveis incolores e níveis de cor cinza claro, ambos de espessura milimétrica.	
Descrição Microscópica da Lâmina	
<p>Rocha bandada, com textura granoblástica, composta principalmente por quartzo e carbonato, com matéria orgânica subordinada. O bandamento é marcado pela presença de níveis quartzo dominados, e níveis com predomínio de carbonato.</p> <p>O quartzo ocorre como cristais de granulação fina a muito fina (<30 μm), formas irregulares e contatos retilíneos a lobados. O carbonato possui granulação ainda menor (<10 μm), não sendo possível individualizar os grãos. Além disso, possuem cor marrom devido às inclusões de matéria carbonosa.</p> <p>Finalmente, observam-se microvenulações quartzo-carbonáticas e raros sulfetos (pirita) disseminados. Quartzo: 70%, Carbonato: 30% e Sulfetos: <1%.</p>	
Fotomicrografias	
	
<i>Fotomicrografia mostrando bandamento composicional (LT/NP).</i>	<i>Fotomicrografia com destaque para cristais de pirita (LR/NP).</i>
Formação Ferrífera Bandada Carbonato Dominada	

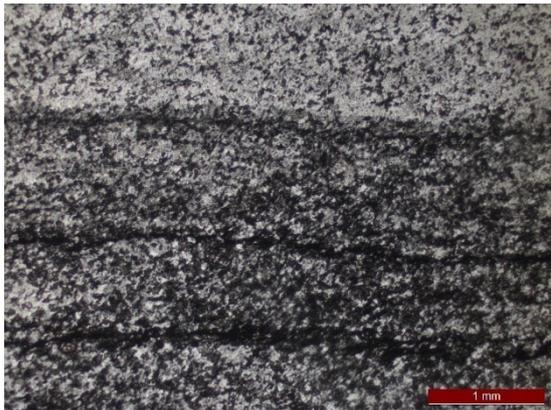
FICHA DE DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA Mestrado: Noreto Carvalhais Sena - Depósito Cuiabá – UFMG	
Nome da Lâmina: N-14	
Descrição Macroscópica da Lâmina	
Lâmina bandada constituída por níveis incolores e níveis submilimétricos de cor cinza. Localmente o bandamento apresenta-se dobrado.	
Descrição Microscópica da Lâmina	
<p>Rocha bandada, com textura granoblástica, composta predominantemente por quartzo, e carbonato subordinado. O bandamento é marcado por níveis quartzo dominados e níveis delgados onde há predomínio de carbonato associado à matéria carbonosa.</p> <p>O quartzo ocorre em granulação fina a muito fina (30 µm), exibindo contatos poligonais a lobados. Nas bordas das microvenulações possui granulação ligeiramente maior.</p> <p>O carbonato (<20 µm) aparece preenchendo os espaços entre os grãos de quartzo, e também, em níveis delgados associados à matéria carbonosa.</p> <p>Localmente observam-se cristais de pirita de granulação ligeiramente superior comparativamente a matriz sobrecrecidos na trama da rocha.</p> <p>Quartzo: 85%, Carbonato: 15% e Sulfetos: <1%.</p>	
Fotomicrografias	
	
<p><i>Fotomicrografia mostrando trama granoblástica composta essencialmente por quartzo (LT/NC).</i></p>	<p><i>Fotomicrografia com destaque para lâmina de matéria carbonosa disposta na direção do bandamento composicional (LT/NP).</i></p>
<i>Metachert Ferruginoso</i>	

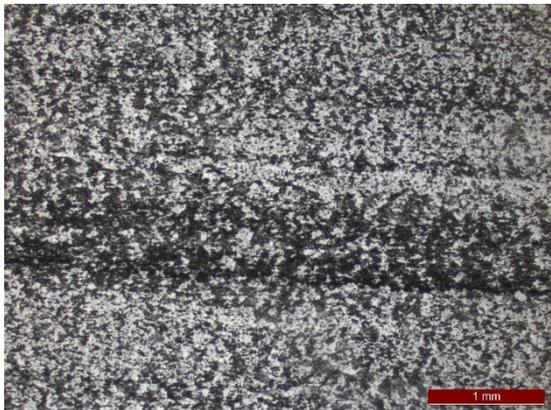
FICHA DE DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA Mestrado: Noreto Carvalhais Sena - Depósito Cuiabá – UFMG	
Nome da Lâmina: N-15	
Descrição Macroscópica da Lâmina	
Lâmina com bandamento plano-paralelo, constituída por níveis incolores e níveis de cor cinza, ambos de espessura submilimétrica.	
Descrição Microscópica da Lâmina	
<p>Rocha com laminação plano-paralela composta essencialmente por quartzo e pouco carbonato. O bandamento é visível por meio da variação entre níveis quartzosos e níveis com predomínio de carbonato associado à matéria carbonosa.</p> <p>O quartzo está presente como cristais irregulares de granulação fina (20 µm) com contatos retilíneos a lobados. O carbonato (<10 µm) preenche os espaços entre os grãos de quartzo, e também concentrado em bandas, onde associa-se à matéria carbonosa.</p> <p>Observa-se, raramente, cristais de sulfeto (pirita) e clorita de granulação muito fina.</p> <p>Quartzo: 85%, Carbonato: 15%, Sulfetos: <1% e Clorita: <1%.</p>	
Fotomicrografias	
 <p><i>Fotomicrografias mostrando estrutura plano-paralela definida por níveis quartzo dominados e níveis de carbonato em conjunto com matéria carbonosa (LT/NP e LT/NC).</i></p>	
<i>Metachert</i> Ferruginoso	

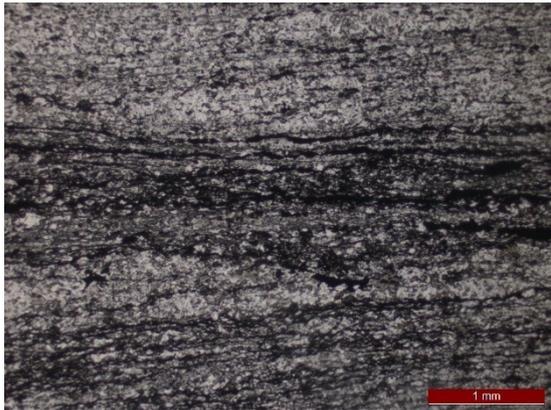
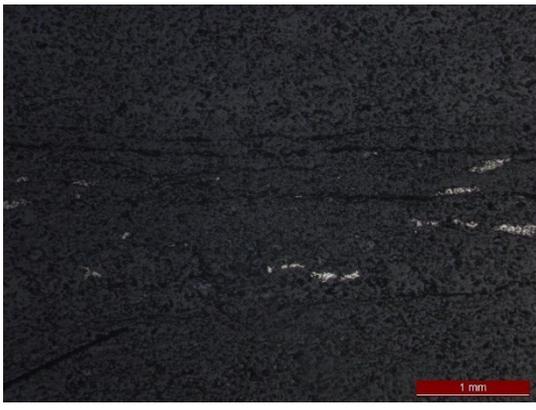
FICHA DE DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA Mestrado: Noreto Carvalhais Sena - Depósito Cuiabá – UFMG	
Nome da Lâmina: N-16	
Descrição Macroscópica da Lâmina	
Lâmina com estrutura bandada, composta por níveis incolores de espessura centimétrica e níveis milimétricos de cor cinza. Observam-se microvenulações truncando o bandamento.	
Descrição Microscópica da Lâmina	
<p>Rocha bandada, com textura granoblástica, composta por quartzo e carbonato, com raros cristais de sulfetos disseminados. O bandamento é evidenciado pela intercalação entre níveis quartzo dominados, e níveis ricos em carbonato.</p> <p>O quartzo se manifesta como grãos irregulares de granulação fina (30 μm), exibindo contatos lobados a poligonais. O carbonato forma uma massa de granulação ainda mais fina (<10 μm) não sendo possível individualizar os cristais. Esse tipo de carbonato possui cor marrom, devido a associação com matéria carbonosa, e se diferencia do carbonato encontrado nas porções venuladas, que por sua vez, são incolores e com hábitos bem desenvolvidos.</p> <p>Ocorrem ainda, delgados níveis de matéria carbonosa dispostos segundo o bandamento composicional, além de raros cristais de sulfeto (pirita) associados a esses intervalos.</p> <p>Quartzo: 85%, Carbonato: 15%, Sulfetos: <1% e Clorita: <1%.</p>	
Fotomicrografias	
	
<p><i>Fotomicrografia mostrando níveis espessos de carbonato associado à matéria carbonosa (LT/NC).</i></p>	<p><i>Fotomicrografia mostrando cristais de pirita em matriz carbonato dominada (LR/NP).</i></p>
Formação Ferrífera Bandada Carbonato Dominada	

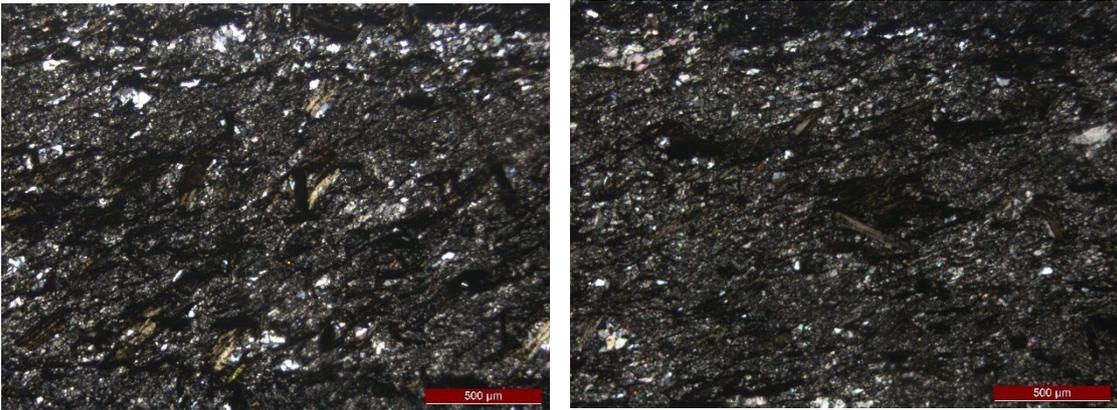
FICHA DE DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA Mestrado: Noreto Carvalhais Sena - Depósito Cuiabá – UFMG
Nome da Lâmina: N-17
Descrição Macroscópica da Lâmina
Rocha com laminação plano-paralela evidenciada pela alternância entre níveis incolores e níveis de cor cinza, ambos de espessura submilimétrica.
Descrição Microscópica da Lâmina
<p>Rocha bandada, com textura granoblástica, composta essencialmente por quartzo e carbonato. O bandamento plano-paralelo se dá pela intercalação entre níveis quartzosos e níveis onde se concentram carbonatos e lâminas de matéria carbonosa.</p> <p>O quartzo ocorre com granulação muito fina (20 μm), em formas irregulares, exibindo contatos retilíneos a lobados. O carbonato (<20 μm) apresenta-se preenchendo os espaços entre os grãos de quartzo, e também, concentrado em bandas em associação à matéria carbonosa.</p> <p>Raros cristais de sulfetos (pirita e pirrotita) são observados, principalmente, nos domínios carbonáticos.</p> <p>Quartzo: 75%, Carbonato: 25% e Sulfetos: <1%.</p>
Fotomicrografias
 <p><i>Fotomicrografias mostrando bandamento composicional definido por intervalos quartzo dominados e níveis delgados de carbonato em associação com matéria carbonosa (LT/NP e LT/NC).</i></p>
Formação Ferrífera Bandada Carbonato Dominada

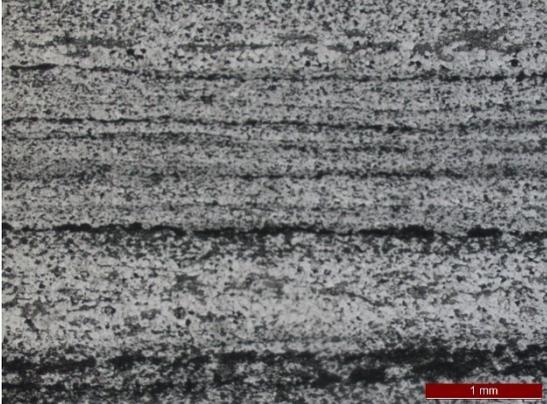
FICHA DE DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA Mestrado: Noreto Carvalhais Sena - Depósito Cuiabá – UFMG	
Nome da Lâmina: N-18	
Descrição Macroscópica da Lâmina	
Lâmina bandada composta por níveis incolores e níveis de cor cinza escuro, ambos de espessura centimétrica. Além disso, observam-se venulações concordantes e discordantes ao bandamento.	
Descrição Microscópica da Lâmina	
<p>Rocha bandada, com textura granoblástica, composta por quartzo, carbonato e magnetita. O bandamento composicional é definido pela alternância entre níveis ricos em carbonato e níveis com magnetita.</p> <p>A magnetita ocorre tanto em bandas, onde possui granulação fina a média (<0,1mm), quanto disseminada pela rocha, sob a forma de grãos mais finos (20 µm).</p> <p>Microvenulações quartzo-carbonáticas são observadas de forma localizada, assim como raros cristais de sulfeto (pirita). Nas porções venuladas, os minerais exibem formas euédricas de granulação ligeiramente maior em relação a matriz.</p> <p>Quartzo: 50% e Carbonato: 35%, Magnetita: 15% e Sulfetos: <1%.</p>	
Fotomicrografias	
	
<p><i>Fotomicrografia mostrando níveis de carbonato em associação com matéria carbonosa e magnetita (LT/NC).</i></p>	<p><i>Fotomicrografia com destaque para nível magnetítico (LR/NP).</i></p>
Formação Ferrífera Bandada com Magnetita	

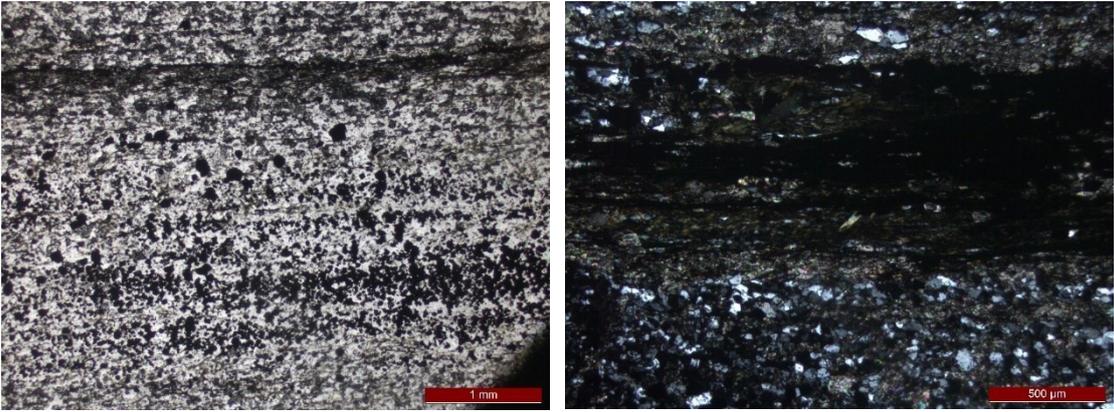
FICHA DE DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA Mestrado: Noreto Carvalhais Sena - Depósito Cuiabá – UFMG	
Nome da Lâmina: N-19	
Descrição Macroscópica da Lâmina	
Lâmina bandada composta por níveis incolores de espessura milimétrica, intercalados com níveis de cor cinza a preto. O bandamento encontra-se dobrado, especialmente nas proximidades às microvenulações.	
Descrição Microscópica da Lâmina	
<p>Rocha bandada composta principalmente por quartzo e carbonato, com matéria carbonosa e sulfetos subordinados. O bandamento é marcado pela intercalação entre níveis quartzo dominados e níveis carbonáticos.</p> <p>O quartzo ocorre em granulação fina (30 μm), com formas irregulares, exibindo contatos lobados a serrilhados. O carbonato, por sua vez, aparece de duas formas distintas. A primeira de granulação muito fina (<10 μm), cor marrom e definindo o bandamento composicional. A segunda se restringe às porções venuladas, e é caracteristicamente de granulação maior (<0,1mm), exibindo-se euédricos a subédricos.</p> <p>A matéria carbonosa ocorre como camadas delgadas, principalmente, nas bandas com predomínio de carbonato, assim como cristais de sulfeto (pirita) que também se concentram nessas bandas.</p> <p>Quartzo: 55% e Carbonato: 44% e Sulfetos: 1%.</p>	
Fotomicrografias	
	
<p><i>Fotomicrografia mostrando níveis de carbonato em associação com matéria carbonosa definindo o bandamento composicional (LT/NP).</i></p>	<p><i>Fotomicrografia evidenciando veio de quartzo-carbonático, que se destaca pela granulação ligeiramente superior (LT/NC).</i></p>
Formação Ferrífera Bandada Carbonato Dominada	

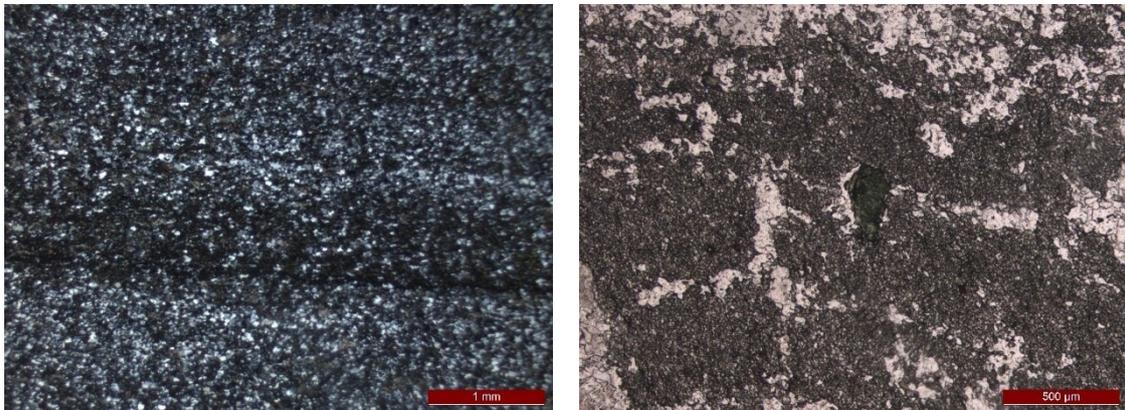
FICHA DE DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA Mestrado: Noreto Carvalhais Sena - Depósito Cuiabá – UFMG	
Nome da Lâmina: N-20	
Descrição Macroscópica da Lâmina	
Lâmina bandada composta por níveis submilimétricos de cor cinza intercalados com níveis incolores. Microvenulações ocorrem paralelamente e truncando o bandamento.	
Descrição Microscópica da Lâmina	
<p>Rocha laminada, com textura granoblástica, composta por quartzo e carbonato. A laminação planoparalela se dá pela alternância entre bandas com predomínio de quartzo e intervalos ricos em carbonato e camadas finas de matéria carbonosa.</p> <p>Os grãos de quartzo possuem granulação muito fina (20 µm), exceto quando associados a porções venuladas. Apresentam-se predominantemente com formas irregulares e contatos lobados a serrilhados. Já o carbonato, ocorre como massa de granulação muito fina (<20 µm) em conjunto com matéria carbonosa, e também em veios, onde possui granulação mais grossa que o tipo anterior (<0,5 mm).</p> <p>Finalmente, ocorrem cristais isolados de sulfetos (pirita) pela rocha. Esses sulfetos possuem formas anédricas, geralmente estirados segundo a foliação.</p> <p>Quartzo: 65% e Carbonato: 35% e Sulfetos: <1%.</p>	
Fotomicrografias	
	
<p><i>Fotomicrografia mostrando bandamento composicional evidenciado pela alternância entre níveis quartzosos e níveis de carbonato associados à matéria carbonosa (LT/NP).</i></p>	<p><i>Fotomicrografia evidenciando veio quartzo-carbonático, que se destaca pela granulação ligeiramente superior (LT/NC).</i></p>
Formação Ferrífera Bandada Carbonato Dominada	

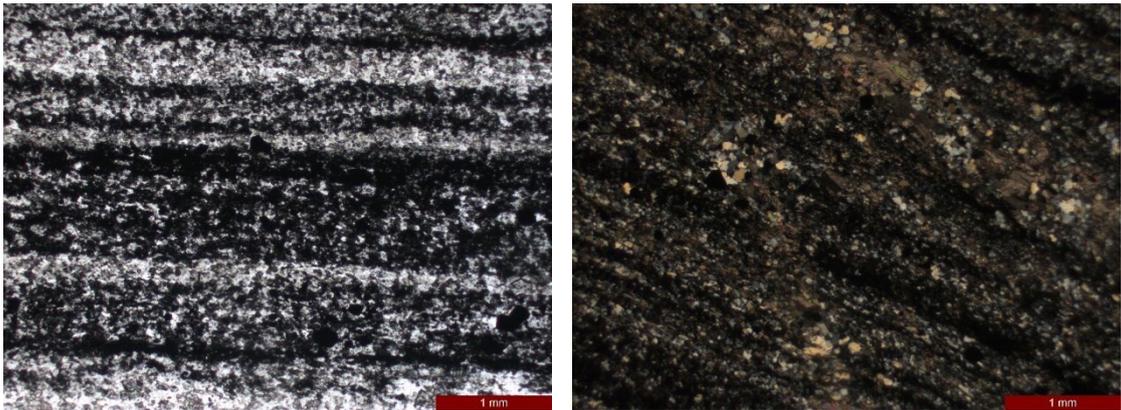
FICHA DE DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA Mestrado: Noreto Carvalhais Sena - Depósito Cuiabá – UFMG	
Nome da Lâmina: N-21	
Descrição Macroscópica da Lâmina	
Lâmina finamente bandada composta por domínios de cor cinza e domínios incolores, ambos de espessura milimétrica. Ocorrem microvenulações cortando o bandamento.	
Descrição Microscópica da Lâmina	
<p>Rocha com bandamento plano-paralelo evidenciado pela alternância entre níveis quartzo dominados e níveis carbonáticos em associação com matéria carbonosa.</p> <p>O quartzo possui granulação fina a muito fina (20 μm), formas irregulares e contatos serrilhados a lobados. O carbonato ocorre de duas formas distintas. A primeira de granulação muito fina (<10 μm), formando uma massa juntamente com a matéria carbonosa, onde não é possível individualizar os grãos. O segundo está presente nos veios, possui granulação substancialmente maior (0,2 mm) e formas bem desenvolvidas.</p> <p>Venulações quartzo-carbonáticas ocorrem concordantes e discordantes em relação ao bandamento composicional. Além disso, sulfetos (pirita e pirrotita) estão disseminados pela lâmina, exibindo granulação fina e formas irregulares.</p> <p>Quartzo: 80% e Carbonato: 20% e Sulfetos: <1%.</p>	
Fotomicrografias	
	
<p><i>Fotomicrografia mostrando bandamento composicional evidenciado pela alternância entre níveis quartzosos e níveis de carbonato associados à matéria carbonosa (LT/NP).</i></p>	<p><i>Fotomicrografia evidenciando cristais de sulfetos (pirita) estirados segundo o bandamento composicional (LR/NP)</i></p>
Metachert Ferruginoso	

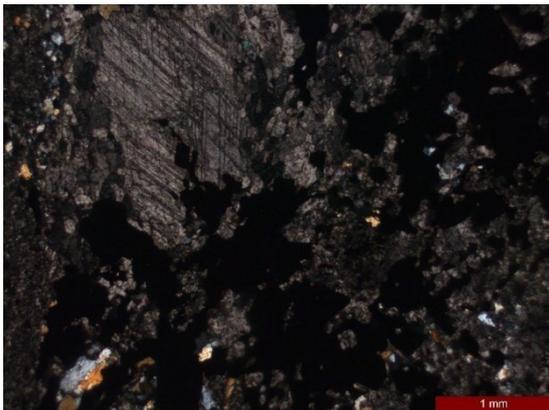
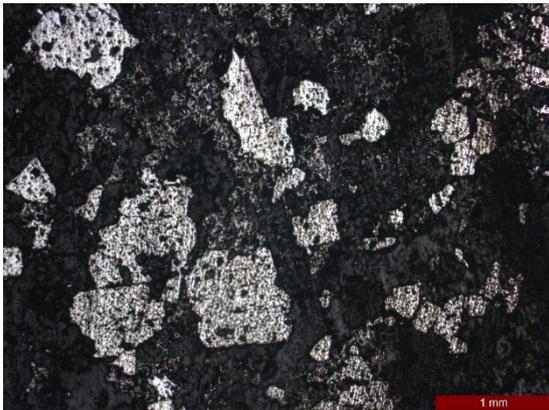
FICHA DE DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA Mestrado: Noreto Carvalhais Sena - Depósito Cuiabá – UFMG	
Nome da Lâmina: N-22	
Descrição Macroscópica da Lâmina	
Lâmina bandada composta por níveis de cor cinza escuro e níveis incolores. Ocorrem microvenulações com orientações dispersas pela lâmina.	
Descrição Microscópica da Lâmina	
<p>Rocha bandada com textura granoblástica a granolepdoblástica, composta predominantemente por quartzo e carbonato, com stilpnomelano e clorita subordinados. O bandamento é evidenciado pela alternância entre níveis quartzo dominados e níveis ricos em carbonato associados à matéria carbonosa.</p> <p>Os cristais de quartzo apresentam granulação muito fina (30 μm), formas irregulares e contatos serrilhados. O carbonato possui granulação fina (10 μm), formando uma massa que preenche os espaços entre os cristais de quartzo, de cor marrom, impregnado por matéria carbonosa.</p> <p>O stilpnomelano e a clorita ocorrem como finas palhetas com comprimento de até 500 μm distribuídas sem orientação preferencial. Ambos ocorrem preferencialmente nos domínios ricos em carbonatos em associação com matéria carbonosa.</p> <p>Raros sulfetos de granulação muito fina e hábitos irregulares são observados, especialmente nas bandas carbonato dominadas.</p> <p>Quartzo: 65%, Carbonato: 31%, Stilpnomelano: 3%, Clorita: 1% e Sulfetos: <1%.</p>	
Fotomicrografias	
	
<p><i>Fotomicrografias mostrando cristais alongados de stilpnomelano distribuídos sem orientação preferencial em níveis carbonato dominados (LT/NC).</i></p>	
Formação Ferrífera Bandada com Silicatos	

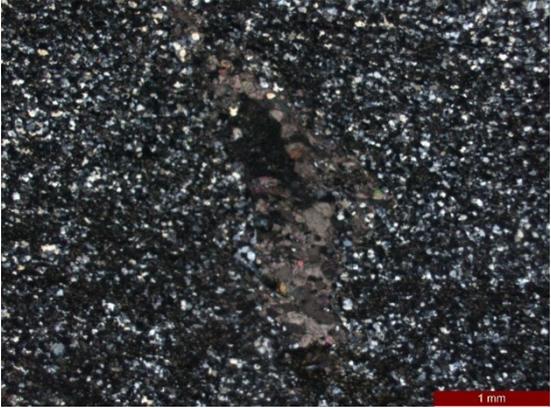
FICHA DE DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA Mestrado: Noreto Carvalhais Sena - Depósito Cuiabá – UFMG	
Nome da Lâmina: N-23	
Descrição Macroscópica da Lâmina	
Lâmina com bandamento plano paralelo composta por domínios incolores e domínios de cor cinza, ambos de espessura milimétrica.	
Descrição Microscópica da Lâmina	
<p>Rocha bandada, com textura granoblástica. É composta predominantemente por quartzo e carbonato, com níveis cloríticos subordinados. O bandamento é definido pela presença de níveis finos onde se concentram os carbonatos.</p> <p>Os cristais de quartzo variam de finos a muito finos (40 μm), exibem formas irregulares e contatos lobados a poligonais. O carbonato ocorre tanto preenchendo os espaços entre os grãos de quartzo, quanto concentrados em bandas submilimétricas. Em ambos os casos possui granulação muito fina (<20 μm) e estão associados à matéria carbonosa.</p> <p>Além disso, por toda extensão da lâmina, ocorrem níveis cloríticos de espessura extremamente fina sem orientação preferencial. Raros sulfetos (pirita) também são observados.</p> <p>Quartzo: 79%, Carbonato: 20%, Stilpnomelano: 3%, Clorita: 1% e Sulfetos: <1%.</p>	
Fotomicrografias	
	
<p><i>Fotomicrografia mostrando bandamento composicional definido pelos níveis de carbonato em associação com matéria carbonosa (LT/NP).</i></p>	
<i>Metachert Ferruginoso</i>	

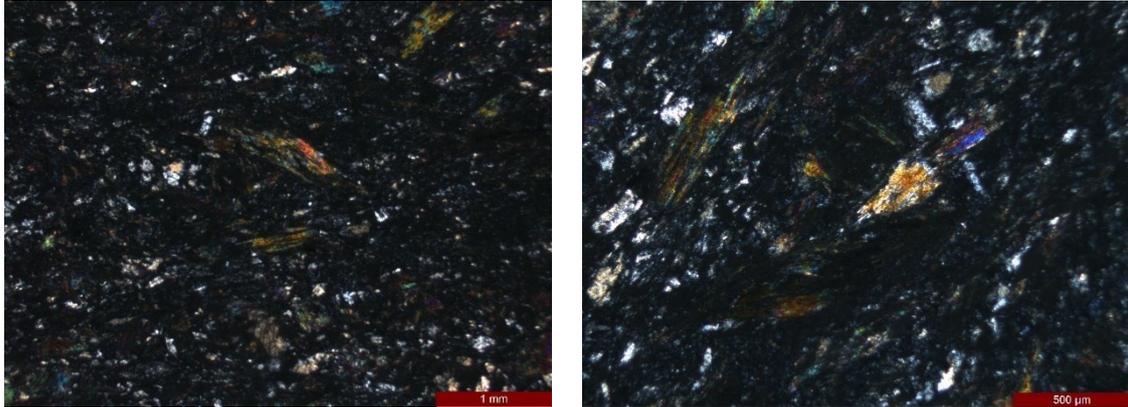
FICHA DE DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA Mestrado: Noreto Carvalhais Sena - Depósito Cuiabá – UFMG	
Nome da Lâmina: N-24	
Descrição Macroscópica da Lâmina	
Lâmina finamente bandada, composta por níveis submilimétricos de cor cinza intercalados com níveis incolores. É possível observar minerais opacos, concentrados em bandas.	
Descrição Microscópica da Lâmina	
<p>Rocha bandada, com textura granoblástica, composta por quartzo, carbonato, magnetita e clorita. O bandamento composicional é evidenciado pela alternância entre porções essencialmente quartzosas e porções onde se concentram carbonatos e magnetita.</p> <p>O quartzo ocorre em granulação fina a muito fina (30 μm), formas irregulares e contatos lobados a serrilhados. O carbonato se apresenta de duas formas distintas. A primeira preenchendo os espaços entre os cristais de quartzo e a segunda, como uma massa em associação com matéria carbonosa.</p> <p>A magnetita, por sua vez, aparece disposta principalmente nas bandas carbonáticas e com granulação ligeiramente maior (60 μm) se comparada às demais fases minerais. Clorita ocorre como finas palhetas não orientadas por toda a lâmina.</p> <p>Quartzo: 70%, Carbonato: 25%, Magnetita: 4% e Clorita: 1%.</p>	
Fotomicrografias	
	
<p><i>Fotomicrografia mostrando bandas ricas em magnetita dispostas na orientação do bandamento composicional.</i></p> <p><i>Fotomicrografia mostrando concentração de clorita em bandas ricas em carbonato (LT/NC). (LT/NP).</i></p>	
Formação Ferrífera Bandada com Magnetita	

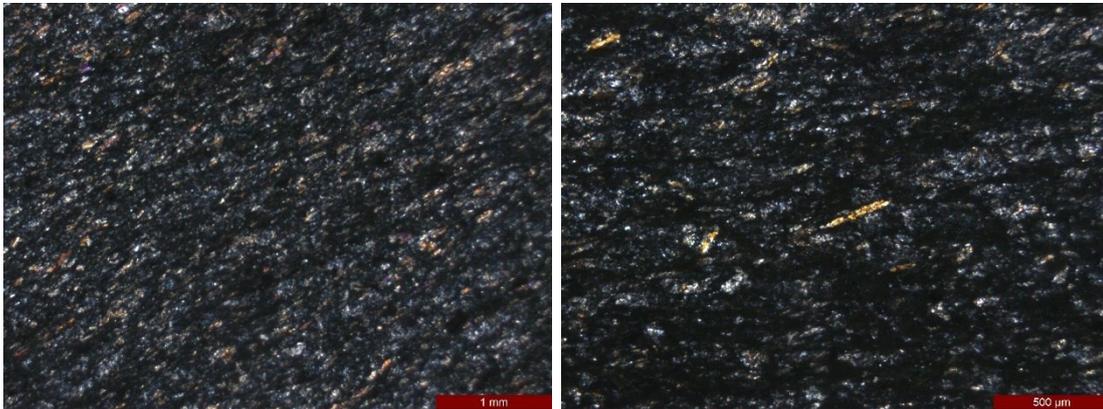
FICHA DE DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA Mestrado: Noreto Carvalhais Sena - Depósito Cuiabá – UFMG	
Nome da Lâmina: N-25	
Descrição Macroscópica da Lâmina	
Lâmina bandada composta por níveis de cor cinza claro e níveis incolores, ambos de espessura milimétrica. O bandamento encontra-se dobrado e cortado por microvenulações.	
Descrição Microscópica da Lâmina	
<p>Rocha bandada, com textura granoblástica. É composta predominantemente por quartzo e carbonato, além de raros cristais de sulfeto e clorita. O bandamento é ressaltado pela alternância entre níveis ricos em quartzo e níveis onde há maior concentração de carbonato em associação com matéria carbonosa.</p> <p>O quartzo ocorre de duas formas. A primeira com granulação fina (30 μm), formas irregulares e contatos serrilhados entre os grãos. A segunda é restrita às porções venuladas, e exibe granulação maior (70 μm) e hábitos bem desenvolvidos.</p> <p>Da mesma forma, o carbonato também aparece como massa de granulação muito fina (<20 μm) associado à matéria carbonosa, e em regiões venuladas, exibindo granulação mais grossa.</p> <p>Raros cristais de sulfeto (pirita e pirrotita) e de clorita ocorrem dispersos pela lâmina.</p> <p>Quartzo: 60%, Carbonato: 40%, Clorita: <1% e Clorita: <1%.</p>	
Fotomicrografias	
	
<i>Fotomicrografia mostrando bandamento composicional (LT/NC).</i>	<i>Fotomicrografia com destaque para clorita em bandas ricas em carbonato (LT/NP).</i>
Formação Ferrífera Bandada Carbonato Dominada	

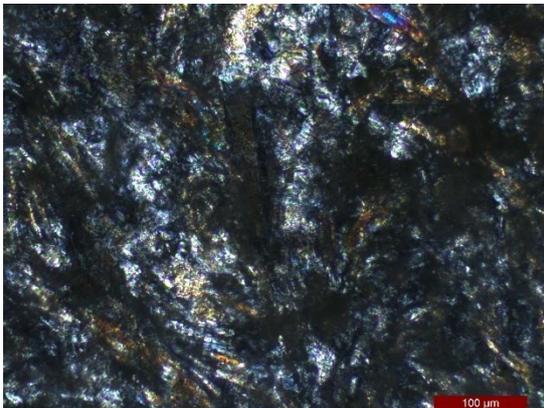
FICHA DE DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA Mestrado: Noreto Carvalhais Sena - Depósito Cuiabá – UFMG	
Nome da Lâmina: N-26	
Descrição Macroscópica da Lâmina	
Lâmina exibindo bandamento plano-paralelo de espessura submilimétrica. Possui cor cinza a preta e porções microvenuladas incolores.	
Descrição Microscópica da Lâmina	
<p>Rocha finamente bandada, com textura granoblástica, composta por quartzo e carbonato, além de magnetita e matéria carbonosa subordinados. A laminação plano-paralela é definida pela alternância entre níveis com predomínio de quartzo e níveis ricos em carbonato.</p> <p>O carbonato ocorre de duas maneiras. A primeira como grãos muito finos (<20 μm), formas irregulares e preenchendo os espaços entre o quartzo. A segunda é restrita às porções venuladas, onde apresentamse bem formada e com maior granulação (80 μm).</p> <p>A magnetita possui tamanho ligeiramente superior se comparada às demais fases minerais (10-100 μm), com formas subédricas, medianamente porosas.</p> <p>Quartzo: 65%, Carbonato: 33% e Magnetita: 2%.</p>	
Fotomicrografias	
	
<p><i>Fotomicrografia mostrando níveis carbonáticos com pouca magnetita (LT/NC).</i></p>	<p><i>Fotomicrografia mostrando microvenulação de composição quartzo-carbonática (LT/NC).</i></p>
<i>Metachert Ferruginoso</i>	

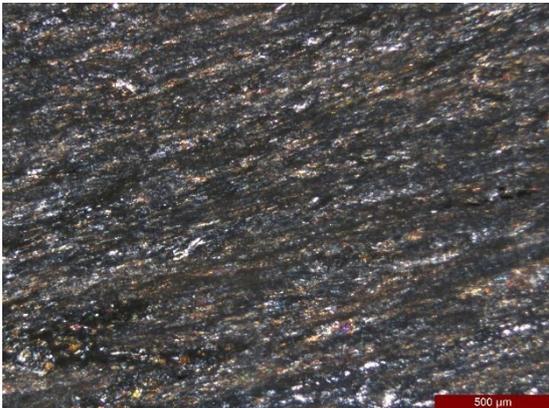
FICHA DE DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA Mestrado: Noreto Carvalhais Sena - Depósito Cuiabá – UFMG	
Nome da Lâmina: N-27	
Descrição Macroscópica da Lâmina	
Lâmina com bandamento reliquiar. Possui porções incolores e porções de cor amarelada com minerais de granulação maior e formas bem desenvolvidas.	
Descrição Microscópica da Lâmina	
<p>Rocha levemente bandada, com textura granoblástica, composta majoritariamente por carbonato, quartzo e sulfetos. É possível reconhecer o bandamento reliquiar, delimitado por porções ricas em carbonato e sulfetos, em alternância com níveis dominados por quartzo.</p> <p>O carbonato ocorre como uma massa de granulação fina (30 μm), disforme e associado à matéria carbonosa, e também, como cristais bem desenvolvidos de granulação média (1-2 mm), condicionado às venulações.</p> <p>O quartzo, da mesma forma, ocorre tanto na matriz fina (30 μm), quanto em regiões associadas aos veios, onde exibe granulação maior (1 mm) e formas subédricas.</p> <p>O sulfeto dominante é a pirita, que ocorre como grãos médios a grossos (>1mm), bem formados e com alta porosidade.</p> <p>Carbonato: 50%, Quartzo: 35% e Sulfetos: 15%.</p>	
Fotomicrografias	
	
<p><i>Fotomicrografia mostrando níveis carbonáticos com sulfetos associados (LT/NC).</i></p>	<p><i>Fotomicrografia mostrando cristais de pirita com alta porosidade e formas subédricas (LR/NP).</i></p>
Formação Ferrífera Bandada Mineralizada	

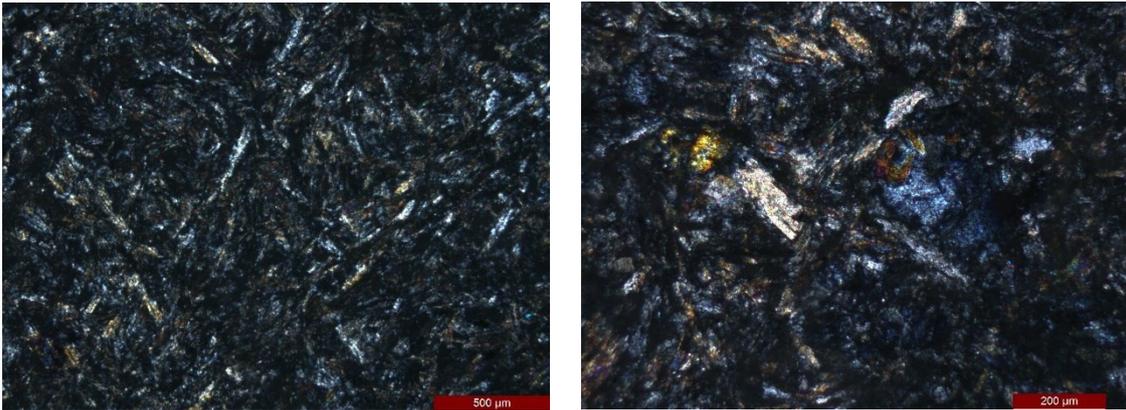
FICHA DE DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA Mestrado: Noreto Carvalhais Sena - Depósito Cuiabá – UFMG	
Nome da Lâmina: N-28	
Descrição Macroscópica da Lâmina	
Lâmina com bandamento plano-paralelo de espessura submilimétrica. Possui cor cinza claro a incolor, e localmente, observam-se microvenulações..	
Descrição Microscópica da Lâmina	
<p>Rocha com laminação plano-paralela e textura granoblástica. É composta por quartzo e carbonato, além de matéria carbonosa de forma subordinada.</p> <p>Tanto quartzo quanto o carbonato exibem granulação fina (<40 µm), formando uma massa que junto aos delgados níveis de matéria carbonosa definem o bandamento composicional. O carbonato ocorre impregnado por matéria carbonosa, conferindo-lhe coloração marrom e aspecto manchado.</p> <p>Microvenulações quartzo-carbonáticas com granulação levemente maior são observadas truncando o bandamento.</p> <p>Quartzo: 70% e Carbonato: 30%.</p>	
Fotomicrografias	
	
<p><i>Fotomicrografia mostrando níveis quartzosos e níveis carbonáticos em associação com matéria carbonosa (LT/NC).</i></p>	<p><i>Fotomicrografia mostrando cristais de carbonato em veios com granulação mais grossa que a matriz (LT/NC).</i></p>
Formação Ferrífera Bandada Carbonato Dominada	

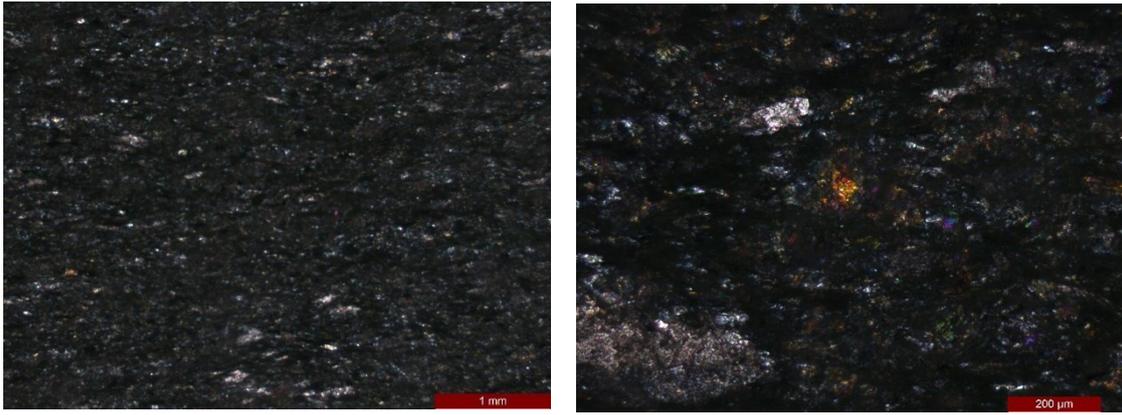
FICHA DE DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA Mestrado: Noreto Carvalhais Sena - Depósito Cuiabá – UFMG
Nome da Lâmina: N-29
Descrição Macroscópica da Lâmina
Lâmina de cor verde claro a incolor, levemente foliada. Os minerais exibem granulação muito fina e observam-se microvenulações de espessura submilimétrica.
Descrição Microscópica da Lâmina
<p>Rocha com textura grano-lepidoblástica, levemente foliada, composta por matriz de granulação muito fina dominada por clorita (<30 μm) e plagioclásio (80 μm) alterado.</p> <p>Ocorrem cristais de granulação superior (0,8mm) de actinolita com hábitos tabulares, formas anédricas e sem orientação preferencial. Os cristais de anfibólio são incolores a levemente esverdeados com um leve pleocroísmo associado. Além disso, epidoto ocorre como cristais arredondados (até 0,2 mm) submilimétricos, produto de alteração do plagioclásio,</p> <p>Localmente observam-se microvenulações quartzosas de granulação fina a média (60-200 μm), exibindo formas euédricas e contatos poligonais.</p> <p>Clorita: 35%, Plagioclásio: 30%, Actinolita: 25%, Quartzo: 10% e Epidoto: 5%</p>
Fotomicrografias
 <p>The figure consists of two photomicrographs side-by-side. The left image shows a dark, fine-grained matrix with scattered small, colorful mineral grains. A red scale bar at the bottom right indicates 1 mm. The right image shows a similar matrix but with larger, more distinct mineral grains, some appearing as elongated, tabular shapes. A red scale bar at the bottom right indicates 500 μm.</p>
<i>Fotomicrografias mostrando cristais de actinolita em matriz dominada por clorita e plagioclásio de granulação muito fina (LT/NC).</i>
Unidade Metavulcânica Máfica Inferior

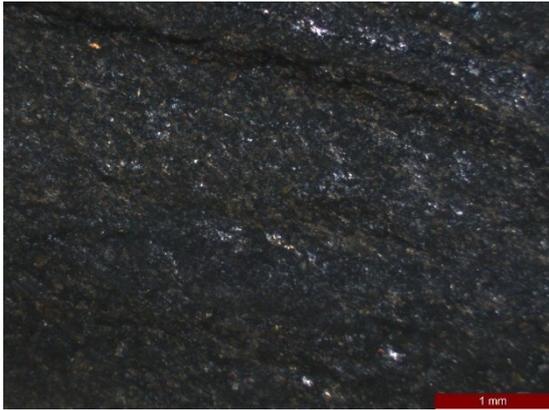
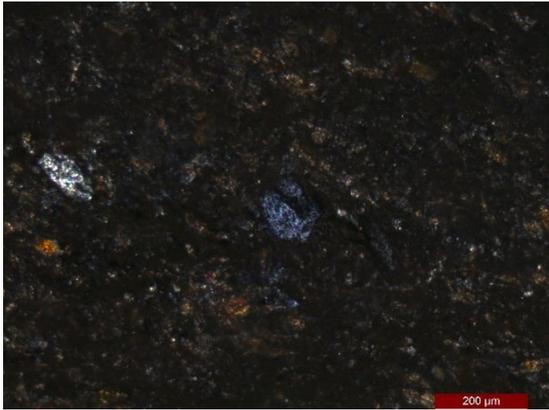
FICHA DE DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA Mestrado: Noreto Carvalhais Sena - Depósito Cuiabá – UFMG	
Nome da Lâmina: N-30	
Descrição Macroscópica da Lâmina	
Lâmina de cor verde escuro com foliação bem definida. Ocorrem microvenulações incolores dispostas subparalelamente à foliação.	
Descrição Microscópica da Lâmina	
<p>Rocha foliada, com textura grano-lepidoblástica, composta predominantemente por matriz rica em clorita e plagioclásio, ambos de granulação muito fina (<40 µm).</p> <p>São observados cristais prismáticos e alongados de actinolita (0,5mm) orientados na direção da foliação. Epidoto ocorre como agregados anédricos, formando massas subarredondadas de granulação fina (~50 µm).</p> <p>Localmente ocorrem microvenulações de quartzo dispostas subparalelamente à foliação. Nas regiões venuladas o quartzo exibe granulação maior em relação à matriz e formas bem desenvolvidas.</p> <p>Clorita: 30%, Plagioclásio: 30%, Actinolita: 20%, Quartzo: 13% e Epidoto: 7%.</p>	
Fotomicrografias	
	
<p><i>Fotomicrografia mostrando matriz rica em clorita e plagioclásio de granulação muito fina, definindo foliação na rocha (LT/NC).</i></p>	<p><i>Fotomicrografia mostrando cristais prismáticos e alongados de actinolita dispostos na direção da uma foliação (LT/NC).</i></p>
Unidade Metavulcânica Máfica Inferior	

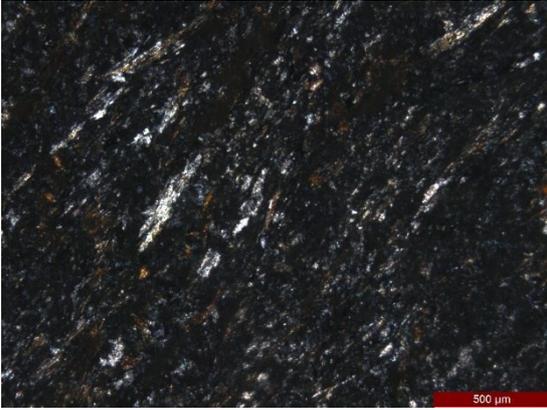
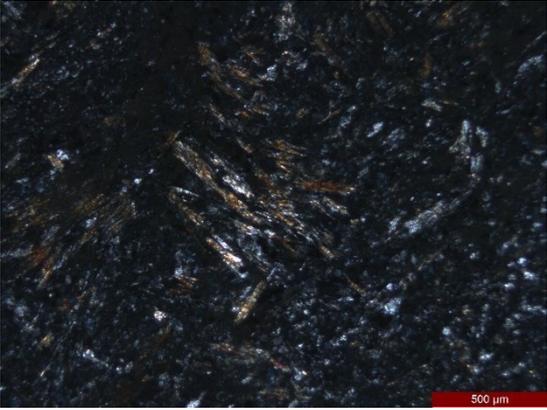
FICHA DE DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA Mestrado: Noreto Carvalhais Sena - Depósito Cuiabá – UFMG	
Nome da Lâmina: N-31	
Descrição Macroscópica da Lâmina	
Lâmina foliada de cor verde claro. Ocorrem porções de cor mais escura e formas subarredondadas, dispostas na direção da foliação.	
Descrição Microscópica da Lâmina	
<p>Rocha com textura lepidoblástica e foliada, constituída por matriz de granulação fina e composição clorítica com feldspato. Ambos minerais possuem tamanho inferior a 0,15 mm sem hábitos bem definidos. A foliação possui caráter anastomosado.</p> <p>Por vezes, o plagioclásio encontra-se parcialmente alterado à carbonato ou epidoto. Além disso, cristais tabulares e anédricos, de granulação ligeiramente maior (0,3mm) de actinolita estão presentes por toda a lâmina, sem uma orientação preferencial. A actinolita possui cor verde claro e é levemente pleocróica. O epidoto ocorre sob a forma de agregados arredondados de granulação fina (50 µm).</p> <p>O quartzo exibe granulação muito fina (<40 µm), formas irregulares, e ocorre preenchendo os interstícios distribuído por toda a rocha.</p> <p>Clorita: 30%, Plagioclásio: 30%, Actinolita: 20%, Quartzo: 10% , Epidoto: 7% e Carbonato: 3%.</p>	
Fotomicrografias	
	
<p><i>Fotomicrografia mostrando matriz rica em clorita e plagioclásio de granulação muito fina, definindo a foliação da rocha. Observa-se também cristais tabulares de actinolita de granulação ligeiramente maior (LT/NC).</i></p>	<p><i>Fotomicrografia mostrando cristais de feldspato parcialmente alterados (LT/NC).</i></p>
Unidade Metavulcânica Máfica Inferior	

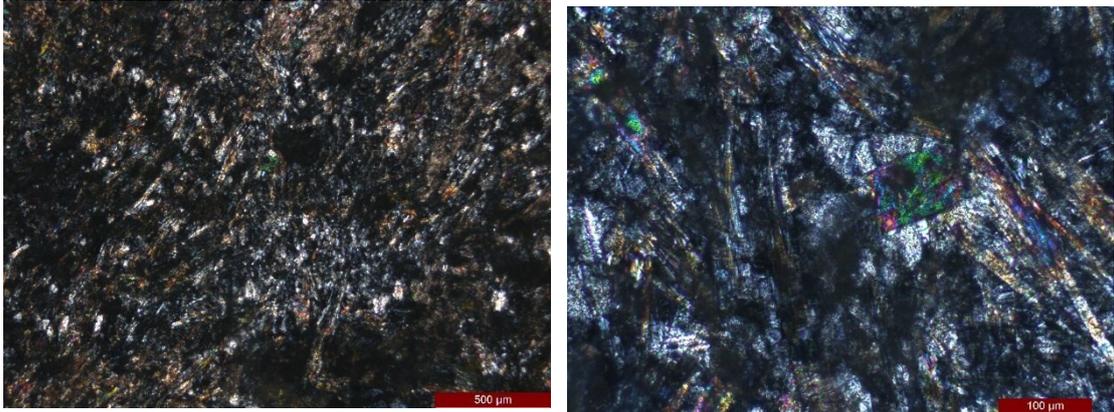
FICHA DE DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA Mestrado: Noreto Carvalhais Sena - Depósito Cuiabá – UFMG	
Nome da Lâmina: N-32	
Descrição Macroscópica da Lâmina	
Lâmina de cor verde claro, levemente foliada. Observam-se microvenulações incolores dobradas.	
Descrição Microscópica da Lâmina	
<p>Rocha intensamente foliada, com textura lepidoblástica, composta por clorita, feldspato, quartzo, actinolita e epidoto.</p> <p>Os cristais de clorita formam agregados de granulação muito fina (<30 μm) estirados segundo a foliação. O feldspato está localmente saussuritizado ou alterado a carbonato e com aspecto sigmoidal, sendo contornado pela foliação, que possui caráter anastomosado.</p> <p>Actinolita e epidoto ocorrem distribuídos pela rocha, com granulação fina a média (60 - 200 μm). A actinolita possui hábito prismático e formas anédricas a subédricas, enquanto o epidoto forma agregados circulares anédricos.</p> <p>Finalmente, ocorrem microvenulações constituídas por quartzo ligeiramente mais grosso (0,2 mm) e formas subédricas cortando a foliação.</p> <p>Clorita: 80%, Plagioclásio: 12%, Quartzo: 5%, Epidoto: 3%.</p>	
Fotomicrografias	
	
<i>Fotomicrografia mostrando matriz estirada definindo a foliação (LT/NC).</i>	<i>Fotomicrografia mostrando cristais de feldspato alterados sendo contornados pela foliação (LT/NC).</i>
Unidade Metavulcânica Máfica Inferior	

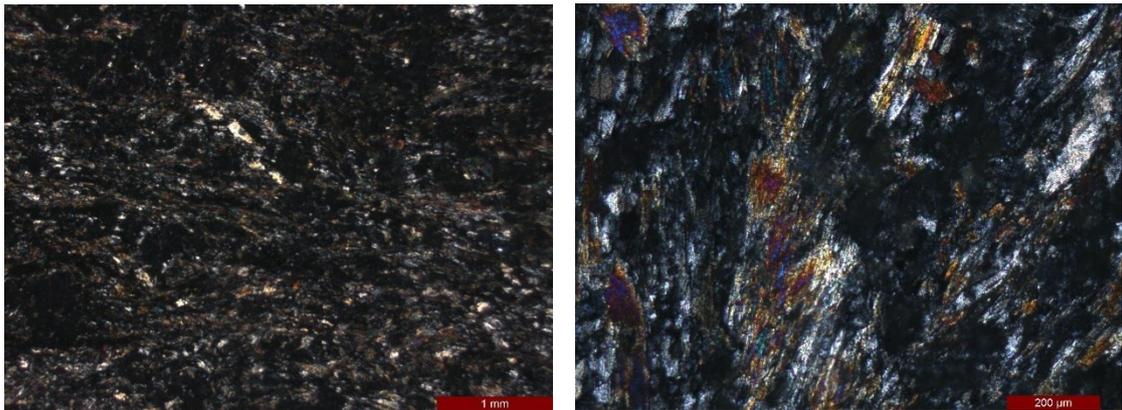
FICHA DE DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA Mestrado: Noreto Carvalhais Sena - Depósito Cuiabá – UFMG	
Nome da Lâmina: N-33	
Descrição Macroscópica da Lâmina	
Lâmina com aspecto maciço e cor verde claro. Ocorrem feições subarredondadas de cor verde mais escura além de microvenulações incolores.	
Descrição Microscópica da Lâmina	
<p>Rocha com estrutura maciça, textura lepto-granoblástica, composta essencialmente por plagioclásio e clorita. Ambos possuem granulação fina (<0,4mm) e definem uma matriz que contorna cristais de actinolita e epidoto. O feldspato encontra-se localmente alterado à carbonato.</p> <p>Além disso, ocorrem cristais tabulares de actinolita de até 0,6 mm, dispostos sem uma orientação preferencial. Microvenulações compostas por quartzo de granulação muito fina também são observadas. Plagioclásio: 45%, Clorita: 30%, Actinolita: 15%, Epidoto: 5%, Quartzo: 4% e Carbonato: 1%.</p>	
Fotomicrografias	
	
<p><i>Fotomicrografia mostrando matriz composta predominantemente por plagioclásio e clorita (LT/NC).</i></p>	<p><i>Fotomicrografia mostrando cristais de feldspato alterados para epidoto e carbonato (LT/NC).</i></p>
Unidade Metavulcânica Máfica Inferior	

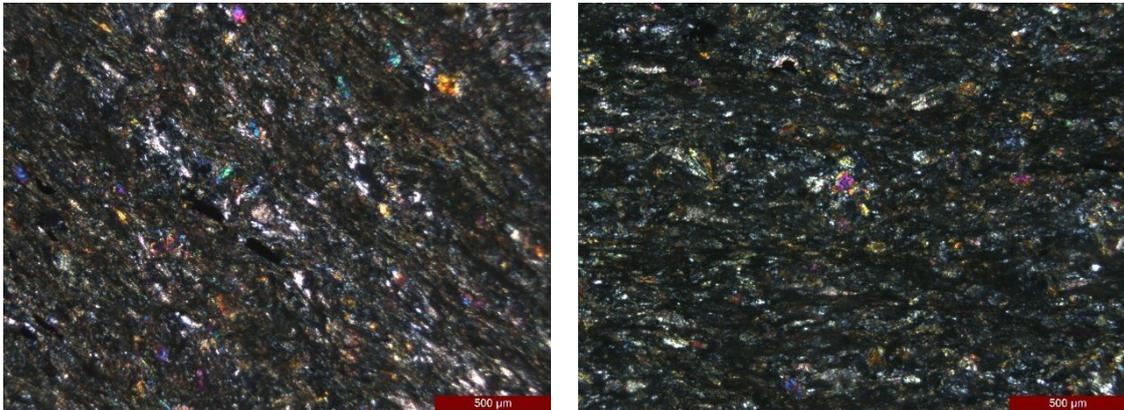
FICHA DE DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA Mestrado: Noreto Carvalhais Sena - Depósito Cuiabá – UFMG	
Nome da Lâmina: N-34	
Descrição Macroscópica da Lâmina	
Lâmina de cor verde escuro, exibindo foliação muito bem marcada. Rocha com microvenulações incolores e de granulação extremamente fina.	
Descrição Microscópica da Lâmina	
<p>Rocha intensamente foliada, com textura lepidoblástica, composta em maior parte por clorita. A clorita possui granulação submilimétrica e está orientada segundo a foliação. A foliação possui caráter anastomosado, contornando domínios ricos em plagioclásio ou quartzo.</p> <p>Ocorrem cristais muito finos de plagioclásio (<50 µm) que se encontram, por vezes, alterados para carbonato ou epidoto. Tem-se ainda microvenulações cortando a foliação, nas quais o quartzo exhibe formas subédricas e granulação ligeiramente superior (0,1mm) em relação à matriz.</p> <p>A rocha, possivelmente, encontra-se cloritizada, conferindo-lhe este aspecto intensamente foliado e com abundância relativa em clorita.</p> <p>Clorita: 65%, Plagioclásio: 20%, Quartzo: 10%, Epidoto: 3% e Carbonato: 2%</p>	
Fotomicrografias	
	
<p><i>Fotomicrografia mostrando matriz de granulação extremamente fina rica em clorita (LT/NC).</i></p>	<p><i>Fotomicrografia mostrando cristal de epidoto sendo contornado pela foliação (LT/NC).</i></p>
Unidade Metavulcânica Máfica Superior	

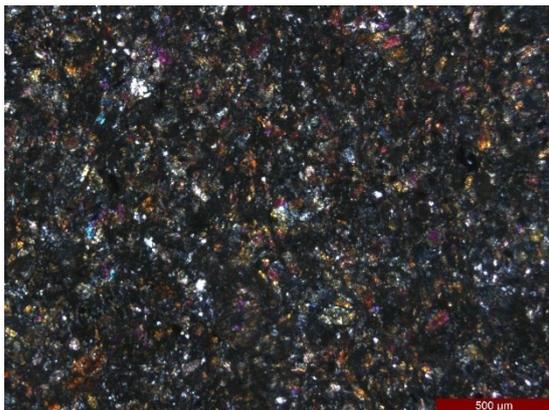
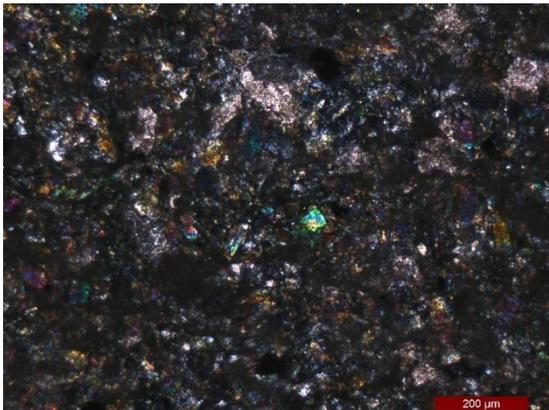
FICHA DE DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA Mestrado: Noreto Carvalhais Sena - Depósito Cuiabá – UFMG	
Nome da Lâmina: N-35	
Descrição Macroscópica da Lâmina	
Lâmina foliada de cor verde a incolor. Ocorrem venulações preenchidas por material escuro truncando a foliação.	
Descrição Microscópica da Lâmina	
<p>Rocha foliada, com textura grano-lepidoblástica, composta majoritariamente por clorita. A clorita possui hábito lamelar, granulação muito fina (<50 µm) e forma uma massa estirada que define a foliação. Localmente a clorita exibe granulação média (0,1 mm), na forma de cristais subarredondados. A foliação exibe aspecto anastomosado, contornado cristais de plagioclásio ou de epidoto de granulação maior (<0,2 mm). Observam-se ainda, cristais prismáticos de feldspato (<80 µm) na matriz, por vezes, saussuritizados. A actinolita (<0,1 mm) possui hábito tabular, deposta por toda a lâmina segundo a direção da foliação</p> <p>Ocorre microvenulação de quartzo associado a sericita, cortando a foliação. Nesse caso o quartzo exibe granulação ligeiramente maior (0,3 mm) e formas bem definidas.</p> <p>Clorita: 45%, Plagioclásio: 20%, Actinolita: 20% Quartzo: 10%, Epidoto: 5% e Sericita: <1%</p>	
Fotomicrografias	
<div style="display: flex; justify-content: space-around;"> <div style="text-align: center;">  <p><i>Fotomicrografia mostrando matriz de granulação extremamente fina composta por clorita definindo a foliação da rocha (LT/NC).</i></p> </div> <div style="text-align: center;">  <p><i>Fotomicrografia mostrando cristal de clorita subarredondado, ligeiramente maior em relação à matriz (LT/NC).</i></p> </div> </div>	
Unidade Metavulcânica Máfica Inferior	

FICHA DE DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA Mestrado: Noreto Carvalhais Sena - Depósito Cuiabá – UFMG	
Nome da Lâmina: N-36	
Descrição Macroscópica da Lâmina	
Lâmina levemente foliada de cor verde claro a incolor. É constituída por minerais de granulação muito fina, não sendo possível individualizá-los a olho nu.	
Descrição Microscópica da Lâmina	
<p>Rocha com textura lepidogranoblástica, estrutura levemente foliada, constituída por clorita de granulação muito fina (<50 µm) e cristais de plagioclásio alterados (saussuritizados). A foliação exibe aspecto anastomosado, contornando cristais de feldspato.</p> <p>Além disso, ocorre actinolita de granulação superior (até 0,5mm) e hábito tabular, distribuída sem orientação preferencial por toda a lâmina. O epidoto se concentra em agregados anédricos subarredondados de tamanho inferior a 0,3 mm. O quartzo possui granulação muito fina (<40 µm), formas irregulares, preenchendo os espaços na matriz.</p> <p>Clorita: 50%, Plagioclásio: 25, Actinolita: 15%, Quartzo:7% e Epidoto: 3%</p>	
Fotomicrografias	
	
<p><i>Fotomicrografia mostrando matriz de granulação fina composta por clorita e actinolita definindo a foliação da rocha (LT/NC).</i></p>	<p><i>Fotomicrografia mostrando cristais tabulares de actinolita, ligeiramente maior em relação à matriz (LT/NC).</i></p>
Unidade Metavulcânica Máfica Inferior	

FICHA DE DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA Mestrado: Noreto Carvalhais Sena - Depósito Cuiabá – UFMG	
Nome da Lâmina: N-37	
Descrição Macroscópica da Lâmina	
Lâmina com estrutura maciça a levemente foliada, de cor verde claro. Ocorrem microvenulações incolores distribuídas de forma difusa.	
Descrição Microscópica da Lâmina	
<p>Rocha com textura lepidó-granoblástica, levemente foliada, composta por matriz clorítica de granulação muito fina (<50 µm). Ocorrem ainda cristais tabulares alongados de actinolita e plagioclásio sem orientação preferencial, ambos de granulação maior se comparados à clorita (até 0,5mm).</p> <p>A rocha encontra-se localmente alterada a carbonato, especialmente nas regiões próximas às microvenulações, que possuem composição quartzo-carbonáticas. Observa-se também raros cristais de titanita bem desenvolvidos e com granulação fina a média (0,1 mm).</p> <p>Clorita: 30%, Actinolita: 30%, Plagioclásio: 25%, Epidoto: 7%, Quartzo: 5%, Carbonato: 3% e Titanita: <1%.</p>	
Fotomicrografias	
	
<p><i>Fotomicrografia evidenciando cristais tabulares alongados de actinolita e plagioclásio (LT/NC).</i></p>	<p><i>Fotomicrografia mostrando cristal de titanita bem desenvolvida (LT/NC).</i></p>
Unidade Metavulcânica Máfica Inferior	

FICHA DE DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA Mestrado: Noreto Carvalhais Sena - Depósito Cuiabá – UFMG	
Nome da Lâmina: N-38	
Descrição Macroscópica da Lâmina	
Lâmina maciça a levemente foliada, de cor verde claro e incolor. Ocorrem feições subarredondadas incolores por toda a rocha.	
Descrição Microscópica da Lâmina	
<p>Rocha com textura lepidogranoblástica, ligeira foliação, composta essencialmente por clorita e actinolita. A clorita possui granulação muito fina (<50 µm), enquanto a actinolita apresenta-se mais grossa (até 0,4 mm) e com hábitos tabulares bem desenvolvidos. Além disso, observa-se feldspato de até 0,2 mm alterado para carbonato e epidoto.</p> <p>Localmente actinolita e epidoto formam agregados de tamanho superior à matriz clorítica, que são contornados pela foliação anastomosada. O quartzo, de granulação fina (<40 µm), ocorre com formas irregulares distribuído por toda a lâmina.</p> <p>Clorita: 35%, Actinolita: 35%, Plagioclásio: 20%, Epidoto: 5%, Quartzo: 3% e Carbonato: 2%.</p>	
Fotomicrografias	
	
<p><i>Fotomicrografia mostrando matriz clorítica com actinolita ligeiramente mais grossa (LT/NC).</i></p>	<p><i>Fotomicrografia mostrando cristal de actinolita bem formada (LT/NC).</i></p>
Unidade Metavulcânica Máfica Inferior	

FICHA DE DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA Mestrado: Noreto Carvalhais Sena - Depósito Cuiabá – UFMG	
Nome da Lâmina: N-39	
Descrição Macroscópica da Lâmina	
Lâmina intensamente foliada de cor verde escuro. Os minerais possuem granulação fina, não sendo possível individualiza-los a olho nu. Ocorrem feições incolores submilimétricas arredondadas.	
Descrição Microscópica da Lâmina	
<p>Rocha intensamente foliada, com textura lepidoblástica, composta por clorita e actinolita. A clorita possui habito lamelar, enquanto a actinolita apresenta-se tabular, ambas com granulação fina (<0,1 mm). Ocorrem ainda, cristais prismáticos (<0,1 mm) de feldspato na matriz, além de agregados subarredondados de epidoto (<0,2 mm) que são contornados pela foliação anastomosada.</p> <p>Microvenulções quartzo dominadas, com opacos subordinados, são presentes na direção da foliação. Nesses casos o quartzo exibe tamanho de grão de até 0,1 mm sob a forma de cristais subédricos, com contatos retilíneos.</p> <p>Clorita: 40%, Actinolita: 40%, Feldspato: 10%, Epidoto: 6%, Opacos: 2% e Quartzo: 2%.</p>	
Fotomicrografias	
 <p>The figure consists of two side-by-side photomicrographs. Both images show a dark, fine-grained matrix with various mineral grains. The left image shows a matrix of chlorite and actinolite defining the rock's foliation. The right image shows a sub-rounded aggregate of epidote being contoured by the foliation. Both images include a 500 µm scale bar in the bottom right corner.</p>	
<p><i>Fotomicrografia mostrando matriz clorítica com actinolita definindo a foliação da rocha (LT/NC).</i></p>	<p><i>Fotomicrografia mostrando agregado subarredondado de epidoto sendo contornado pela foliação (LT/NC).</i></p>
Unidade Metavulcânica Máfica Superior	

FICHA DE DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA Mestrado: Noreto Carvalhais Sena - Depósito Cuiabá – UFMG	
Nome da Lâmina: N-40	
Descrição Macroscópica da Lâmina	
Lâmina maciça a levemente foliada, de cor verde escuro. Os minerais possuem granulação extremamente fina e são observadas porções venuladas incolores.	
Descrição Microscópica da Lâmina	
<p>Rocha com estrutura maciça a levemente foliada, textura lepidó-granoblástica, composta principalmente por clorita e actinolita de granulação fina (<80 µm). A actinolita exibe formas tabulares, anédricas, sem orientação preferencial. São observados cristais de plagioclásio (<0,2 mm) alterados a epidoto (saussuritizados) distribuídos por toda a rocha. Os agregados de epidoto são contornados pela foliação incipiente, que apresenta aspecto anastomosado.</p> <p>Localmente ocorre microvenulação quartzo-carbonática com granulação ligeiramente superior à matriz (até 0,3 mm), além de raros cristais de titanita bem desenvolvidos e opacos.</p> <p>Clorita: 40%, Actinolita: 35%, Epidoto: 12%, Feldspato: 10% Quartzo: 3%, Opacos e Titanita: <1%.</p>	
Fotomicrografias	
	
<p><i>Fotomicrografia mostrando textura granoblástica e matriz clorítica com actinolita e epidoto definindo a foliação da rocha (LT/NC).</i></p>	<p><i>Fotomicrografia mostrando cristal bem desenvolvido de titanita (LT/NC).</i></p>
Unidade Metavulcânica Máfica Superior	