



UNIVERSIDADE FEDERAL DE MINAS GERAIS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA



DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Modelo deposicional das formações ferríferas bandadas hospedeiras de ouro no *greenstone belt* arqueano Rio das Velhas, Quadrilátero Ferrífero, com base em geoquímica e análises *in situ* de magnetita por ablação a laser via ICP-MS

AUTOR: Joanna Chaves Souto Araújo

ORIENTAÇÃO: Profa. Dra. Lydia Maria Lobato

Nº 192

BELO HORIZONTE

25/10/2018



UNIVERSIDADE FEDERAL DE MINAS GERAIS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA



DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Modelo deposicional das formações ferríferas bandadas hospedeiras de ouro no *greenstone belt* arqueano Rio das Velhas, Quadrilátero Ferrífero, com base em geoquímica e análises *in situ* de magnetita por ablação a laser via ICP-MS

JOANNA CHAVES SOUTO ARAÚJO

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.

Área de concentração: Geologia Econômica e Aplicada

Orientador: Profa. Dra. Lydia Maria Lobato

Belo Horizonte

2018

A663m Araújo, Joanna Chaves Souto.

2018 Modelo deposicional das formações ferríferas bandadas hospedeiras de ouro no greenstone belt arqueano Rio das Velhas, Quadrilátero Ferrífero, com base em geoquímica e análises in situ de magnetita por ablação a laser via ICP-MS /Joanna Chaves Souto Araújo – 2018.
xv, 167f., enc. (principalmente color.)

Orientadora: Lydia Maria Lobato.

Dissertação (mestrado) – Universidade Federal de Minas Gerais, Instituto de Geociências, 2018.

Área de concentração: Geologia Econômica e Aplicada.

Bibliografia: f. 91-104.

Inclui anexos.

1. Geologia econômica – Minas Gerais – Teses. 2. Petrologia – Minas Gerais – Teses. 3. Geoquímica – Minas Gerais – Teses. 4. Quadrilátero Ferrífero (MG) – Teses. I. Lobato, Lydia Maria. II. Universidade Federal de Minas Gerais. Instituto de Geociências. III. Título.

CDU: 553(815.1)



UNIVERSIDADE FEDERAL DE MINAS GERAIS

PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA



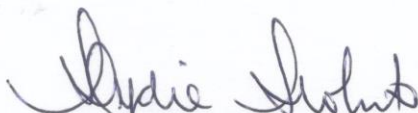
FOLHA DE APROVAÇÃO

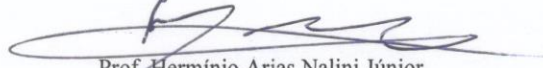
Modelo deposicional das formações ferríferas bandadas hospedeiras de ouro no greenstone belt arqueano Rio das Velhas, Quadrilátero Ferrífero, com base em geoquímica e análises in situ por ablação ICP-MS a laser de magnetita

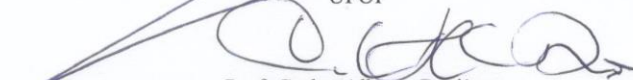
JOANNA CHAVES SOUTO ARAÚJO

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 25 de outubro de 2018, pela banca constituída pelos membros:


Prof. Lydila Maria Lobato - Orientadora
UFMG


Prof. Hermínio Arias Nalini Júnior
UFOP


Prof. Carlos Alberto Rosière
UFMG

Belo Horizonte, 25 de outubro de 2018.

AGRADECIMENTOS

À minha orientadora Dra. Lydia Maria Lobato expresso a minha sincera gratidão. Foi um privilégio enorme poder conviver com uma das profissionais de geologia que mais admiro. Se antes o seu profissionalismo, competência e inteligência me inspiravam, agora tive também a oportunidade de conhecer seu lado humano e entender o real significado da palavra orientação. Lydia está sempre a disposição para discutir, não importa a hora e local. Cada reunião com ela é um *brainstorm* incrível, novas idéias surgem acompanhadas de muito aprendizado. Eu aprendi com você muito mais do que poderia ter imaginado e serei eternamente grata por isso.

À CPRM/SGB por compreender a importância de especializar os seus colaboradores e por ter concedido liberação parcial do trabalho para a realização de atividades relacionadas ao mestrado.

À Anglo Gold Ashanti (AGA) pelo apoio financeiro para a realização desse trabalho. À AGA e Jaguar Mining pelo suporte logístico durante as amostragens. Um agradecimento especial aos geólogos Frederico Lana, Pedro Sales, Juliano Duarte Maciel, Rafael Chaves, Jorge Watanabe, Rodrigo Martins, Rogério Alves (AGA) e Armando Massucatto (Jaguar Mining) pelo suporte técnico.

À prof. Rosaline Cristina e às colegas da pós Anna Elisa Furtado e Carolin Kresse pelas discussões que contribuíram muito para esse trabalho.

Aos colegas da CPRM pelos frequentes debates geológicos. Em especial às amigas Joana Magalhães e Raianny Ferreira pelo incentivo e companheirismo.

Agradeço aos meus pais por terem me ensinado o prazer em aprender, por sempre me incentivarem e não pouparem esforços para me proporcionar a melhor educação possível. Ao meu irmão Rafael Chaves agradeço por ter sido sempre minha inspiração. Mesmo que inconscientemente, tomei algumas das decisões mais importantes da minha vida inspirada em você.

Ao meu namorado querido Rafael Ferreira, por ter sido uma base sólida nesse período conturbado. Por ter entendido a necessidade que tinha de ficar várias noites e fins de semana no computador, por ser tão compreensivo nos meus momentos de stress, ansiedade e angústia e por sempre me instigar a fazer o meu melhor.

Sumário

Capítulo 1 – INTRODUÇÃO	1
1.1. Considerações Iniciais	1
1.2. Estruturação da Dissertação.....	1
1.3. Natureza do problema	2
1.4. Localização	3
1.5. Objetivos.....	4
Capítulo 2 – CONTEXTO GEOLÓGICO	5
2.1. Geologia Regional.....	5
2.2. Depósitos auríferos do GBRV	11
Capítulo 3 – MATERIAIS E MÉTODOS	16
3.1. Amostragem	16
3.2. Análises petrográficas	16
3.3. Determinações litogeoquímicas	17
3.3.1. <i>Geoquímica de FFB: breve revisão</i>	17
3.3.2. <i>Procedimentos analíticos</i>	20
3.4. Análises por microsonda eletrônica.....	21
3.5. Análises por LA-ICP-MS em magnetita.....	21
3.5.1. <i>Geoquímica da magnetita</i>	21
3.5.2. <i>Método e procedimento analítico</i>	22
Capítulo 4 – ESTUDOS PETROGRÁFICOS	25
4.1. Corpos de <i>metachert</i> ferruginoso.....	25
4.2. Corpos de FFB rica em carbonato	28
4.3. Corpo de FFB rica em magnetita	32
4.4. Corpos de FFB rica em magnetita, carbonato e silicato	32
Capítulo 5 – ARTIGO	37
5.1. Introduction	38
5.2. Geology Background	41
5.2.1. <i>Regional Geology</i>	41
5.2.2. <i>Geology of selected BIF-hosted gold deposits of the RVGB</i>	43
5.2.2.1. <i>Hydrothermal alteration associated with gold mineralization</i>	46
5.3. Materials and Methods	47
5.3.1. <i>Samples and whole-rock geochemistry</i>	47
5.3.2 <i>Analytical EPMA methods</i>	48
5.3.3 <i>Laser ablation inductively coupled plasma mass spectroscopy (LA-ICP-MS)</i>	48
5.4. Results.....	48

5.4.1. Petrographic Studies.....	48
5.4.1.1. Chert.....	49
5.4.1.2. Carbonate-rich BIF (C-BIF).....	49
5.4.1.3. Magnetite-rich BIF (M-BIF).....	51
5.4.1.4. Silicate-carbonate-magnetite-rich BIF (SCM-BIF).....	51
5.4.1.5. Magnetite petrography.....	51
5.4.2 Litho geochemistry.....	56
5.4.2.1 Major and trace elements.....	56
5.4.2.2. Rare earth elements and yttrium.....	56
5.4.3. Mineral chemistry (LA-ICP-MS) of magnetite.....	61
5.4.3.1. São Bento BIF.....	61
5.4.3.2. Campo Grande BIF.....	61
5.4.3.3. Sumidouro BIF.....	63
5.4.3.4. Carruagem BIF (Lamego deposit).....	63
5.4.3.5. Arco da Velha orebody BIF (Lamego deposit).....	63
5.4.3.6. Cabeça de Pedra orebody BIF (Lamego deposit).....	63
5.5. Discussion.....	64
5.5.1. Litho geochemistry.....	64
5.5.1.1. Metamorphism, hydrothermal alteration and impact on the REE + Y.....	64
5.5.1.2. The RVGB chemical sediments and seawater composition.....	64
5.5.1.3. Assessing BIF components.....	65
5.5.2. Magnetite LA-ICP-MS geochemistry.....	69
5.5.2.1 Diagenetic magnetite – Mag1.....	70
5.5.2.2 Hydrothermal magnetite: Mag2, Mag3, Mag4.....	71
5.5.2.3 Magnetite evolution.....	77
5.5.3. Depositional model for the RVGB BIFs and cherts.....	78
5.5.4. Implications for exploration.....	80
5.6. Conclusions.....	81
5.7 Acknowledgements.....	83
Capítulo 6 – DISCUSSÃO E CONCLUSÕES.....	84
6.1. Discussão.....	84
6.1.1. Litogeoquímica.....	84
6.1.2. Química mineral de magnetita.....	85
6.1.3. Modelo deposicional.....	87
6.2. Implicações exploratórias.....	88
6.3. Conclusões.....	89
Capítulo 7 – REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	91

ANEXO I - “Supplementary Data” para o artigo “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”	105
ANEXO II - FICHAS DE DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA	118
ANEXO III – DADOS COMPLEMENTARES DAS AMOSTRAS	166

Lista de Figuras

Capítulo 1

Figura 1.1. Localização da área e vias de acesso principais, a partir de Belo Horizonte.4

Capítulo 2

Figura 2.1. Localização do Quadrilátero Ferrífero na porção sudeste do cráton São Francisco (reproduzida de Alkmim e Martins-Neto 2012).5

Figura 2.2. Mapa geológico simplificado do Quadrilátero Ferrífero. Seleção de algumas idades relevantes em todas as unidades estratigráficas (idades compiladas de Thorpe *et al.* 1984; Machado 1989; Carneiro 1992; Noce 1995; Noce *et al.* 1998, 2005; DeWitt *et al.* 1996; Machado *et al.* 1996; David 2006; Hartmann *et al.* 2006; Lobato *et al.* 2007; Lana *et al.* 2013; Romano *et al.* 2013; Koglin *et al.* 2014; Coelho 2015; Farina *et al.* 2015a; Albert *et al.* 2016; Martins 2016; Moreira *et al.* 2016; Nunes 2016; Araújo e Magalhães 2017; Fonseca 2017)6

Figura 2.3. Mapa geológico simplificado da região do Quadrilátero Ferrífero. O Supergrupo Rio das Velhas é apresentado em associação de litofácies de acordo com Baltazar e Zucchetti (2007). Localização das camadas de FFB e *metachert* amostradas..... 7

Figura 2.4. Mapa geológico simplificado do Quadrilátero Ferrífero destacando as unidades metassedimentares do *greenstone belt* Rio das Velhas (modificado de Cavalcanti *et al.* 2016)..... 10

Figura 2.5. Mapa de detalhe de (a) Lamego (modificado de Martins *et al.* 2016), (b) Região de São Bento (modified from http://www.adimb.com.br/simexmin2012/wp-content/themes/simexmin/palestras/02%20-%20Programas%20Empresariais/III_4_Martins.pdf), e (c) Cuiabá (modificado de Vial 1980b). 14

Capítulo 3

Figura 3.1. Padrão de ETR + Y normalizado ao PAAS mostrando a diferença no padrão de assinatura química de água do mar moderna do Pacífico norte (Alibo e Nozaki 1999), fluidos hidrotermais (Bau e Dulski 1999) e da FFB Kurumam, uma típica FFB do tipo Algoma (Bau e Dulski 1996)..... 18

Figura 3.2. Gráfico proposto por Gourcerol *et al.* (2016a) para estimar a contribuição de fluido hidrotermal em FFB. São plotadas as amostras do presente trabalho, discutidas no capítulo 5. A curva é formada usando como extremos a composição da água do mar (Alibo e Nozaki 1999) e fluido hidrotermal de alta temperatura (Thurston *et al.* 2012)..... 19

Figura 3.3. Gráfico proposto por (Boström 1970) para estimar contribuição clástica em FFB. São plotadas as amostras do presente trabalho, discutidas no capítulo 5. A curva é formada usando como extremos a composição de sedimentos metalíferos e sedimentos pelágicos. 20

Capítulo 4

Figura 4.1. Litotipos do depósito Lamego. (a, b) Amostras de mão e fotomicrografias (LT/NP) de *metachert* com bandamento milimétrico; (c, d) Idem (LR/NP) de FFB rica em magnetita associada a sulfeto. Fotomicrografias de (e) Rocha máfica com porfiroblastos de carbonato (LT/NC); (f) Grauvaca com matriz quartzo-sericítica e porfiroclastos de quartzo (LT/NC)..... 27

Figura 4.2. Litotipos do depósito Urubu. (a) Amostra de mão de <i>metachert</i> . Fotomicrografias de: <i>metachert</i> com (b) Fina lâmina carbonática mais escura em contato com lâminas quartzosas (LT/NC); (c) Fino nível de matéria carbonosa (LT/NP); (d) Grauvaca com matriz quartzo-sericítica e porfiroclastos de quartzo (LT/NC).	28
Figura 4.3. Litotipos do depósito Cuiabá. (a) Amostra de mão e (b) Fotomicrografia (LT/NC) de FFB rica em carbonato com laminação milimétrica; (c) Amostra de mão e (d) Fotomicrografia (LR/NP) de FFB rica em magnetita e carbonato, com magnetita de diferentes tamanhos; (e) Fotomicrografia (LT/NC) do Man com cristais de tremolita em matriz quartzosa; (f) Fotomicrografia (LR/NC) do Mba, destacando porfiroblasto de plagioclásio e tremolita em matriz rica em clorita e quartzo.	29
Figura 4.4. Litotipos do depósito Roça Grande. (a) Amostra de mão de FFB rica em carbonato; (b, c) Fotomicrografia (LT/NC) de FFB com bandamento milimétrico intercalando níveis quartzosos e carbonáticos; (d) Fotomicrografia da rocha metamáfica em contato basal com a FFB, com cristais de hornblenda em matriz rica em clorita e quartzo.	30
Figura 4.5. Litotipos do depósito Ápis. (a) Amostra de mão de FFB rica em carbonato. Fotomicrografias (LT/NC) de (b) FFB com níveis quartzosos e carbonáticos, cortado por veio de quartzo; (c) Rocha metaultramáfica na base da FFB; (d) Metagrauvaca com porfiroblastos de carbonato do topo da sequência.	31
Figura 4.6. (a) Amostra de mão e (b) Fotomicrografia (LR/NP) de FFB rica em carbonato do depósito Raposos.	32
Figura 4.7. Litotipos do depósito São Bento. (a) Amostra de mão e (b) Fotomicrografias (LR/NC) de FFB com bandamento milimétrico intercalando níveis quartzosos, ricos em magnetita e em carbonato. (c) Fotomicrografia (LR/NP) de nível clorítico em FFB; (d) Amostra de mão e (e) Fotomicrografia (LR/NP) de FFB com níveis com magnetita grossa; (f) Fotomicrografia (LR/NP) de metagrauvaca com porfiroclastos de quartzo.	34
Figura 4.8. Corpo de FFB Campo Grande. (a) amostra de mão de FFB intercalando níveis ricos em magnetita, níveis quartzo-carbonáticos e camadas centimétricas compostas por stilpnomelana e clorita; fotomicrografia de (b) níveis quartzo-carbonáticos intercalados com finos níveis ricos em magnetita fina em FFB (LR/NC), (c) FFB com magnetita grossa (LR/NP), (d) metassiltito com lâminas ricas em quartzo intercaladas com lâminas ricas em clorita com cor de interferência azul, rica em ferro (LR/NC).	35
Figura 4.9. Corpo de FFB Sumidouro. (a) Amostra de mão de FFB com laminação milimétrica; micrografias (LT/NP) de (b) FFB intercalando banda rica em magnetita e banda rica em quartzo, magnetita, biotita, (c) detalhe de lâminas da FFB ricas em magneita e clorita micrografia, (d) rocha sedimentar com contribuição química e clástica, rica em porfiroblastos de biotita.	36

Capítulo 5

Figura 5.1 Simplified geological map of the Quadrilátero Ferrífero region. Principal lithofacies associations of the Rio das Velhas greenstone belt after Baltazar and Zucchetti (2007). Location of <i>metachert</i> and BIF layers sampled.	42
--	----

Figura 5.2. Simplified geological map of the (A) Lamego deposit (modified from Martins et al., 2016), (B) São Bento region with location of Campo Grande, Sumidouro and Ápis (after

http://www.adimb.com.br/simexmin2012/wp-content/themes/simexmin/palestras/02%20-%20Programas%20Empresariais/III_4_Martins.pdf), and (C) Cuiabá deposit (modified from Vial, 1980b). Cb = carbonate, ser = sericite, chl = chlorite, qz = quartz..... 44

Figura 5.3. Composition of chert and BIF samples in the various selected areas under study (Figs. 5.1, 5.2). C-BIF = carbonate-rich BIF, M-BIF = magnetite-rich BIF, SCM = silicate-carbonate-magnetite-rich BIF). The list of samples collected are: (1) Lamego: LAM01, LAM02, LAM03, LAM05, LAM18, LAM19, LAM20, LAM21; (2) Urubu: UR03; (3) Cuiabá: CB02, CB04; (4) Roça Grande: RG01, RG02, RG03, RG06; (5) Ápis: AP03, AP08B; (6) Raposos: RAP06; (7) São Bento: SB05, SB08; (8) Sumidouro: SUM01, SUM03A, SUM03B; (9) Campo Grande: CG02, CG03. *The M-BIF of Lamego is very localized and do not represent the general mineralogy of this deposit.... 49

Figura 5.4. (A) Hand samples, thin section surface, and photomicrographs (in plane-polarized light, PPL) of Lamego chert, with millimeter banding, showing very thin carbonate + carbonaceous matter beds intercalated with thicker chert beds. Hand sample and microphotograph of: (B) Cuiabá C-BIF with carbonate + carbonaceous matter and chert beds of same thickness. Carbonaceous matter associated with carbonate gives it a dark and dirty appearance (in cross-polarized light, CPL). (C) Raposos M-BIF intercalating millimeter layers rich in magnetite and quartz (in reflected light, RL). qz = quartz, cb = carbonate, cm = carbonaceous matter, mag = magnetite. 50

Figura 5.5. Hand samples, thin section surfaces, and two selected photomicrographs of (A) São Bento SCM-BIF showing millimeter to centimeter chlorite layers intercalated in BIF. The BIF itself present bands rich in magnetite and carbonate intercalated with chert bands with minor amounts of chlorite and sericite. (B) Sumidouro SCM-BIF with band rich in biotite intercalated with magnetite-rich bands and quartz-magnetite-biotite-sericite-chlorite rich bands. Chl = chlorite, Mag = magnetite, Cb = carbonate, Bt = biotite. (AI and BII photomicrographs in PPL; AII and BI in CPL). 52

Figura 5.6. Textural characteristics and associated mineralogy of different types of magnetite classified in this study. 53

Figura 5.7. Photomicrographs of different types of magnetite analyzed in the São Bento (A, B, C), Campo Grande (D, E, F) and Sumidouro (G, H) deposits. (A, D) fine-grained Mag1 (in reflected light, RL); (G) fine-grained Mag1a concentrated in oxide-rich layers (RL), (H) Mag1b dispersed and related to biotite (RL). (B, E) Mag2a, related to stilpnomelane (PPL); (C, F) Mag2b, related to carbonate (CPL); mag = magnetite, stp = stilpnomelane, cb = carbonate, bt = biotite..... 54

Figura 5.8. Photomicrographs of different types of magnetites in Lamego, in RL (Fig. 5.2A). Carruagem orebody: (A) Fine-grained Mag1 concentrated in magnetite-rich layers, (B) Coarse-grained Mag3 associated with sericite, (C) Fine-grained Mag4 directly associated with sulfide and carbonate. Arco da Velha orebody: (D) Fine-grained Mag1 in millimeter bands, (E) Coarse-grained Mag3 associated with carbonate, (F) back-scattered electron image of fine-grained Mag4, associated with sulfide and scheelite. Cabeça de Pedra orebody (G) Coarse-grained Mag4 associated with sulfide, and (H) aggregates of Mag4 closely associated with sulfides like arsenopyrite. mag = magnetite, ser = sericite, sch = scheelite, po = pyrrhotite, py = pyrite, apy = arsenopyrite. 55

Figura 5.9. Binary elemental plots of selected immobile elements in BIF and chert showing a well constrained positive correlation for Sumidouro, Campo Grande and São Bento BIFs. Al₂O₃ and (A) TiO₂, (B) Th, (C) REE, (D) Ni..... 59

Figura 5.10. PAAS normalized REY patterns for (A) samples of BIF and chert; (B) Modern seawater composition from the North Pacific (Alibo and Nozaki, 1999), and hydrothermal vent fluid developed over basaltic and ultramafic substrate (Bau and Dulski, 1999), two modern settings important for this study, and plotted for comparison.....	60
Figura 5.11. Binary plot of Eu/Sm and Sm/Yb ratios for chert and BIF samples, used to assess the influence of high-T hydrothermal fluids on their chemistry through a mixing line (Gourcerol et al., 2016a). The chemical signature of seawater is represented in yellow, and the hydrothermal source in red. High-T hydrothermal fluid data are from Thurston et al. (2012) and seawater data from Alibo and Nozaki (1999).....	66
Figura 5.12. Binary plot of Al/(Al + Fe + Mn) vs. Fe/Ti to assess the detrital contamination of chert and BIF samples (after Boström, 1970). The curve represents an ideal mixing between metalliferous and terrigenous sediments. Arrow indicates trend of clastic contribution.....	67
Figura 5.13. (A) La-Th-Sc ternary diagram, after Bhatia and Crook (1986); (B) Cr/V vs. Y/Ni plot, after McLennan et al. (1993). (A, B) trace element diagrams used to investigate the provenance of detrital contamination in BIF and chert. (C) Al ₂ O ₃ vs. TiO ₂ , and (D) Ni vs. Cr plots indicating that both Al ₂ O ₃ /TiO ₂ and Cr/Ni ratios of the SCM-BIF (São Bento, Campo Grande and Sumidouro BIFs) are controlled by the presence of intercalated sediments. Average geochemical data of greywackes and pelites (Roncato, 2016); felsic (Farina et al., 2015a), intermediate (Zucchetti and Baltazar, 2000), mafic volcanic and plutonic rocks (this study); high-Mg basalt and komatiites (Verma et al., 2017), are also presented for reference.	68
Figura 5.14. Whisker plots of Ti, V, Ni and Co in parts per million for magnetites from studied BIF layers. The name of the magnetite in the legend is compound by the abbreviation of the BIF layer and the magnetite type: São Bento (SB), Campo Grande (CG), Sumidouro (SM) and Lamego orebodies (Fig. 5.2) - Arco da Velha (AV), Cabeça de Pedra (CP) and Carruagem (CR).	71
Figura 5.15. Probability plots for (A) Ti, (B) V, (C) Ni and (D) Co in parts per million for all analyzed magnetites (Fig. 5.6), separated by diagenetic or hydrothermal types, and their associated mineralogy.	73
Figura 5.16. Discriminant diagrams with fields of mineral deposits proposed by Dupuis and Beaudoin (2011). (A) Ti + V vs. Al + Mn, and (C) Ti + V vs. Ni/(Cr + Mn). Samples of the present study are zoomed in B and D, respectively. Dashed circle represents “extended BIF field” according to Nadoll et al. (2014) and Sun et al. (2018).....	74
Figura 5.17. Whisker plot of W, As in part per million and Au in part per billion for magnetites from the studied BIF layers.....	76
Figura 5.18. Sketch of four-stage magnetite evolution, using trace element trends, textural characteristics and associated mineralogy.	77
Figura 5.19. Proposal of a depositional model for Algoma-type BIF and chert (Fig. 5.2) of the RVGB (based on Beukes and Gutzmer (2008) and Gourcerol et al. (2016a). (A) Overview of the different volcanic and sedimentary environments where BIF can deposited; (B) detailed mechanisms that influence the mineralogical composition of a BIF, including presence and concentration of silica, Fe ²⁺ , organic carbon and detrital particles. C = carbonate-rich, M = magnetite-rich, SCM = silicate-carbonate-magnetite-rich.....	79

Lista de Tabelas

Capítulo 4

Tabela 4.1. Principais características das FFBs/ <i>Metacherts</i> e litologias associadas	25
Tabela 4.2. Composição das amostras de <i>metachert</i> e FFB, discriminando constituintes principais, subordinados e acessórios.....	26

Capítulo 5

Table 5.1: Selected major and trace elements in BIF and chert. C = carbonate-rich, M = magnetite-rich, SCM = Silicate-carbonate-magnetite-rich	57
Table 5.2. Summary statistics of trace element contents in different types of magnetite of BIF layers analyzed by LA-ICP-MS.....	62

RESUMO

Estudos petrográficos e geoquímicos foram realizados em algumas das abundantes camadas de formações ferríferas bandadas tipo Algoma presentes no *Greenstone Belt* Rio das Velhas, Quadrilátero Ferrífero, Brasil, incluindo amostras de FFB hospedeira de depósitos auríferos. Essas rochas mostram grande diversidade em relação à mineralogia primária, associações litológicas e padrões geoquímicos. A forte anomalia positiva de Eu ($Eu/Eu^{*}_{PAAS} = 1.57-4.01$) e as menores concentrações de elementos imóveis ($Al_2O_3 = 0.01-0.34 \%$, $TiO_2 = 0.01-0.02 \%$) das camadas de *chert* carbonoso e-ou ferruginoso dos depósitos Lamego e Urubu, sugerem uma maior contribuição de fluidos hidrotermais na deposição dessas camadas, com insignificante contaminação detrítica. Dados da formação ferrífera bandada rica em carbonato e-ou magnetita dos depósitos Cuiabá, Roça Grande, Ápis e Raposos apontam para uma contribuição intermediária de fluidos hidrotermais, com baixa contaminação detrítica ($Eu/Eu^{*}_{PAAS} = 1.34-3.25$; $Al_2O_3 = 0.04-1.47 \%$, $TiO_2 = 0.01-0.03 \%$). Formações ferríferas bandadas com grande variabilidade mineralógica, incluindo magnetita, siderita e silicatos ricos em ferro, estão presentes no depósito São Bento e nas camadas estereis de Campo Grande e Sumidouro. Essas camadas apresentam elevada contribuição detrítica e pequena influência de fluidos hidrotermais ($Eu/Eu^{*}_{PAAS} = 1.10-2.60$; $Al_2O_3 = 0.11-6.82 \%$, $TiO_2 = 0.03-0.33 \%$). Grãos de magnetita de amostras selecionadas (São Bento, Campo Grande, Sumidouro e Lamego) são classificados em função de relações texturais e mineralogia associada em: Mag1 – diagenética; Mag2 – estágio cedo hidrotermal; Mag3 e Mag4 – estágio hidrotermal principal. Análises por ablação a laser via ICP-MS indicam uma variação sistemática de Ti, V, Ni e Co, e Mag1 apresenta as maiores concentrações desses elementos. O conteúdo ainda mais alto de elementos traços da magnetita diagenética de Sumidouro é relacionado ao importante aporte clástico na água do mar durante a deposição dessa formação ferrífera bandada. A composição química de magnetitas hidrotermais é fortemente dependente dos minerais coexistentes, como sulfeto, carbonato e silicato, e do tipo de mecanismo pelo qual a magnetita se formou (dissolução e reprecipitação ou re-equilíbrio). Um modelo deposicional é proposto sugerindo que formações ferríferas bandadas com diversidade mineralógica e geoquímica foram depositadas em diferentes locais dentro da bacia Arqueana Rio das Velhas. As camadas de *chert* foram formadas próximo à fonte hidrotermal; formações ferríferas bandadas ricas em carbonato e-ou magnetita foram depositadas relativamente mais afastadas do centro vulcânico; e formações ferríferas bandadas ricas em silicato, carbonato e magnetita formaram-se longe das fontes hidrotermais, associadas à leques submarinos com entrada episódica de sedimentos clásticos. Os tipos de formação ferrífera bandada ricos em carbonato de ferro e-ou magnetita hospedam a mineralização aurífera de forma mais eficiente, por serem especialmente favoráveis à sulfetação acompanhada por precipitação de ouro.

Palavras-chave: Formação ferrífera bandada, modelo deposicional, LA-ICP-MS, magnetita, Quadrilátero Ferrífero

ABSTRACT

Petrographic and geochemical studies were undertaken on some of the several Algoma-type banded iron formations from the Rio das Velhas greenstone belt, Quadrilátero Ferrífero, Brazil, including a number of samples from BIF-hosted gold deposits. These rocks show a great diversity in terms of primary mineralogy, lithological associations and geochemistry. The significant positive Eu anomalies ($\text{Eu}/\text{Eu}^*_{\text{PAAS}} = 1.57\text{-}4.01$) and comparatively lower contents of immobile elements ($\text{Al}_2\text{O}_3 = 0.01\text{-}0.34$ wt%, $\text{TiO}_2 = 0.01\text{-}0.02$ wt%), of the carbonaceous and/or ferruginous chert layers of the Lamego and Urubu deposits, suggest that these had the highest contribution of hydrothermal fluid in their formation, with insignificant detrital input. The carbonate and-or magnetite-rich banded iron formation of the Cuiabá, Roça Grande, Ápis and Raposos deposits presents an intermediate contribution of hydrothermal fluid, as well as relatively low detrital input ($\text{Eu}/\text{Eu}^*_{\text{PAAS}} = 1.34\text{-}3.25$; $\text{Al}_2\text{O}_3 = 0.04\text{-}1.47$ wt%, $\text{TiO}_2 = 0.01\text{-}0.03$ wt%). Banded iron formation with greater mineralogical variability including magnetite, carbonate and iron-rich silicates are present within the São Bento deposit, as well as the Campo Grande and Sumidouro non-mineralized banded layers. These layers have a high detrital input and low hydrothermal fluid influence ($\text{Eu}/\text{Eu}^*_{\text{PAAS}} = 1.10\text{-}2.60$; $\text{Al}_2\text{O}_3 = 0.11\text{-}6.82$ wt%, $\text{TiO}_2 = 0.03\text{-}0.33$ wt%). Magnetite grains from selected samples from São Bento, Campo Grande, Sumidouro and Lamego are characterized according to textural relations and associated mineralogy in: Mag1 - diagenetic; Mag2 - early-stage hydrothermal; Mag3 and Mag4 - main-stage hydrothermal. Laser ablation ICP-MS analysis of magnetite indicates a systematic variation in Ti, V, Ni and Co contents, with Mag1 having the highest concentrations of these elements. The even higher trace element content of the Sumidouro diagenetic magnetite is related to an important clastic input to seawater during the deposition of this banded iron formation. The chemical composition of hydrothermal magnetite is largely dependent on coexisting minerals, such as sulfides, carbonates and silicates, and on the type of mechanism by which the magnetite formed (dissolution and reprecipitation, or re-equilibration). A depositional model is proposed suggesting that banded iron formation with mineralogical and geochemical diversity was deposited in different locations within the Rio das Velhas Archean basin. Chert layers were formed close to the hydrothermal source; carbonate and-or magnetite-rich banded iron formation were deposited further away from the volcanic center; and the silicate-carbonate-magnetite-rich banded iron formation were localized far from the hydrothermal vents in association

with submarine fans with episodic input of clastic sediments. The banded iron formation types with abundant iron-rich carbonate and-or magnetite host gold mineralization more efficiently since they are especially favorable to sulfide replacement accompanied by gold precipitation.

Keywords: banded iron formation, depositional model, LA-ICP-MS, magnetite, Quadrilátero Ferrífero

CAPÍTULO 1 – INTRODUÇÃO

1.1. Considerações Iniciais

A presente dissertação de mestrado foi elaborada junto ao Programa de Pós-Graduação em Geologia da Universidade Federal de Minas Gerais (UFMG) sob orientação da professora Dra. Lydia Maria Lobato (UFMG). O trabalho foi financiado pela Anglo Gold Ashanti (AGA), que também forneceu todo o apoio logístico e técnico necessário. Houve suporte adicional do Conselho Nacional de Pesquisa Científica e Tecnológica (CNPq), do Serviço Geológico do Brasil (SGB/CPRM) e da Jaguar Mining Inc.

1.2. Estruturação da Dissertação

Este trabalho é apresentado na forma de capítulos e um artigo científico, assim estruturados:

Capítulo 1 (Introdução): apresenta uma introdução geral sobre o tema pesquisado, objetivos e localização da área estudada.

Capítulo 2 (Contexto geológico): aborda a geologia do Quadrilátero Ferrífero com enfoque na sequência metavulcanossedimentar do Supergrupo (*greenstone belt*) Rio das Velhas e na geologia das áreas estudadas. Tendo em vista que a geologia regional é apresentada de forma resumida no artigo que acompanha esse volume, optou-se por fazer nessa seção uma revisão bibliográfica mais completa.

Capítulo 3 (Materiais e métodos): relaciona os métodos utilizados na pesquisa, incluindo amostragem, estudos petrográficos, litogeoquímica, dados de microsonda eletrônica e química mineral *in situ* por LA-ICP-MS. São apresentados, adicionalmente, revisões sobre litogeoquímica de formações ferríferas bandadas (FFB) e de química mineral em magnetita, abordando os métodos e técnicas mais atuais.

Capítulo 4 (Estudos petrográficos): apresenta, de forma simplificada, a petrografia realizada nos corpos de FFB estudados, incluindo amostras de FFB, *metachert* e suas encaixantes.

Capítulo 5 (Artigo submetido para publicação): expõe os principais dados e resultados obtidos nesse projeto de mestrado, através do artigo científico intitulado “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”, submetido à revista científica *Journal of South American Earth Sciences*.

Capítulo 6 (Discussão e conclusões): discute os dados mais relevantes, as implicações metalogenéticas e apresenta as principais conclusões do trabalho.

Capítulo 7: lista as referências bibliográficas utilizadas ao decorrer desse estudo, unificando a bibliografia da tese e do artigo.

1.3. Natureza do problema

O *greenstone belt* Rio das Velhas (GBRV), inserido no Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, é uma das maiores províncias auríferas do mundo, com presença de depósitos de classe mundial (e.g. Cuiabá e Morro Velho; Lobato *et al.* 2001b). Devido ao seu grande potencial metalogênico, o GBRV já foi extensivamente estudado. Por outro lado, o avanço tecnológico das últimas décadas, com surgimento de novas técnicas e aprimoramento das já existentes, permite a realização de novas abordagens e produção de dados inéditos até mesmo em terrenos com grande conhecimento geológico.

A principal rocha hospedeira da mineralização de ouro orogênico arqueano no GBRV são as formações ferríferas bandadas (FFB), importante metalotecto na maioria das minas ativas da região (e.g. Cuiabá, Lamego, Pilar, São Bento e Roça Grande; Lobato *et al.* 2001b). Existem diversos trabalhos que caracterizam a geologia dessas minas (e.g. Sales 1998; Martins Pereira *et al.* 2007; Ribeiro-Rodrigues *et al.* 2007; Vial *et al.* 2007; Martins *et al.* 2016), assim como a petrografia e geoquímica de suas formações ferríferas (e.g. Martins Pereira 1995; Raposo 1996; Ribeiro-Rodrigues 1998; Sales 1998; Silva 2007). No entanto, esses estudos foram realizados principalmente nas zonas mineralizadas dos depósitos ou em afloramentos de superfície que são, via de regra, intemperizados. A assinatura geoquímica primária de FFBs pode sofrer modificações significativas quando afetadas por processos intempéricos, hidrotermais e de metamorfismo de alto grau (Bau 1993). Com isso, a utilização desses dados para interpretações petrogenéticas de FFBs pode gerar resultados imprecisos ou ambíguos. Adicionalmente, os dados geoquímicos mais antigos não apresentam a concentração de todos os elementos terras raras (ETR), impossibilitando a sua análise completa.

Além do GBRV, FFBs arqueanas hospedam mineralização aurífera em muitos terrenos granito-*greenstone*, como no cráton Slave, Churchill e na Província Superior no Canadá (Padgham e Fyson 1992; Dubé e Mercier-Langevin 2015), no terreno granito-*greenstone* Amalia-Kraaipan no cráton Kaapvaal, África do Sul (Adomako-Ansah *et al.* 2017), e nos *greenstone belts* Nyanzian e Sukumaland na Tanzânia (Borg *et al.* 1990; Kuehn *et al.* 1990). Em depósitos de ouro hospedados em FFB, essas rochas hospedeiras apresentam muitas diferenças em termos de ambiente geológico de formação, evolução tectônica, assinatura geoquímica, mineralogia primária, grau metamórfico, assim como mineralogia secundária (hidrotermal), estilo de mineralização, volume e teor do minério (Dubé e Mercier-Langevin 2015). Em vista dessa diversidade, Gourcerol *et al.* (2016a)

investigaram se as características primárias de FFBs impactavam na reserva de ouro dos depósitos Meadowbank, Meliadine and Musselwhite no Canadá. No entanto, os estudos geoquímicos realizados indicaram que a composição primária do *chert* nesses depósitos não parece exercer um controle importante na mineralização aurífera epigenética.

A magnetita, mineral rico em ferro comum em FFBs, é um importante indicador petrogenético e pode ser utilizado como um mineral guia na prospecção. A magnetita consegue incorporar grande variedade de cátions e a sua composição química depende das condições físico-químicas durante sua formação. Dessa forma, a concentração de elementos traço em magnetitas hidrotermais pode fornecer informações sobre o fluido gerador (água do mar ou fluido hidrotermal) e outros fatores que influenciaram na sua formação, como temperatura, pressão e fugacidade de oxigênio (Dupuis e Beaudoin 2011; Dare *et al.* 2014; Nadoll *et al.* 2014).

Nesse trabalho busca-se ampliar o conhecimento sobre as FFBs do GBRV, através de estudos petrográficos e litogeoquímicos, e avaliar se existem características primárias da FFB que possam ter favorecido a mineralização de ouro orogênico nas mesmas. Investiga-se, também, quais são os principais componentes presentes na bacia no momento da deposição das FFBs, em especial água do mar, fluidos hidrotermais de alta temperatura e contribuição detríticas, estimando-se a contribuição de cada um deles. Adicionalmente, esse trabalho tem dados inéditos sobre a química de tipos de magnetita diagenética e hidrotermais das FFBs apresentando informações adicionais sobre a sua deposição, bem como sobre o fluido hidrotermal relacionado à mineralização aurífera.

1.4. Localização

O alvo do presente trabalho são formações ferríferas bandadas do *greenstone belt* Rio das Velhas, situado no Quadrilátero Ferrífero, porção centro-sul do estado de Minas Gerais, Brasil. Os diferentes corpos de FFB estudados localizam-se nas redondezas de quatro municípios: Sabará, Caeté, Nova Lima e Santa Bárbara (Fig. 1.1). O acesso para Caeté, a partir de Belo Horizonte, pode ser realizado pela MG-262, passando pelo município de Sabará. Os depósitos Cuiabá e Lamego estão posicionados entre essas duas cidades, Cuiabá na própria MG-262 e Lamego em um estrada vicinal. A mina Roça Grande situa-se a sudeste de Caeté, a partir de estrada vicinal, com sentido para Barão de Cocais. Os depósitos São Bento e Ápis e os corpos de FFB Campo Grande e Sumidouro localizam-se a sudoeste do município de Santa Bárbara, cujo acesso principal é feito pela BR381 seguida das MG's 436 e 129. Por fim, os depósitos Raposos e Urubu situam-se respectivamente a nordeste e sudoeste da cidade de Nova Lima cujo acesso, a partir de Belo Horizonte, é realizado pela BR356 e MG030.

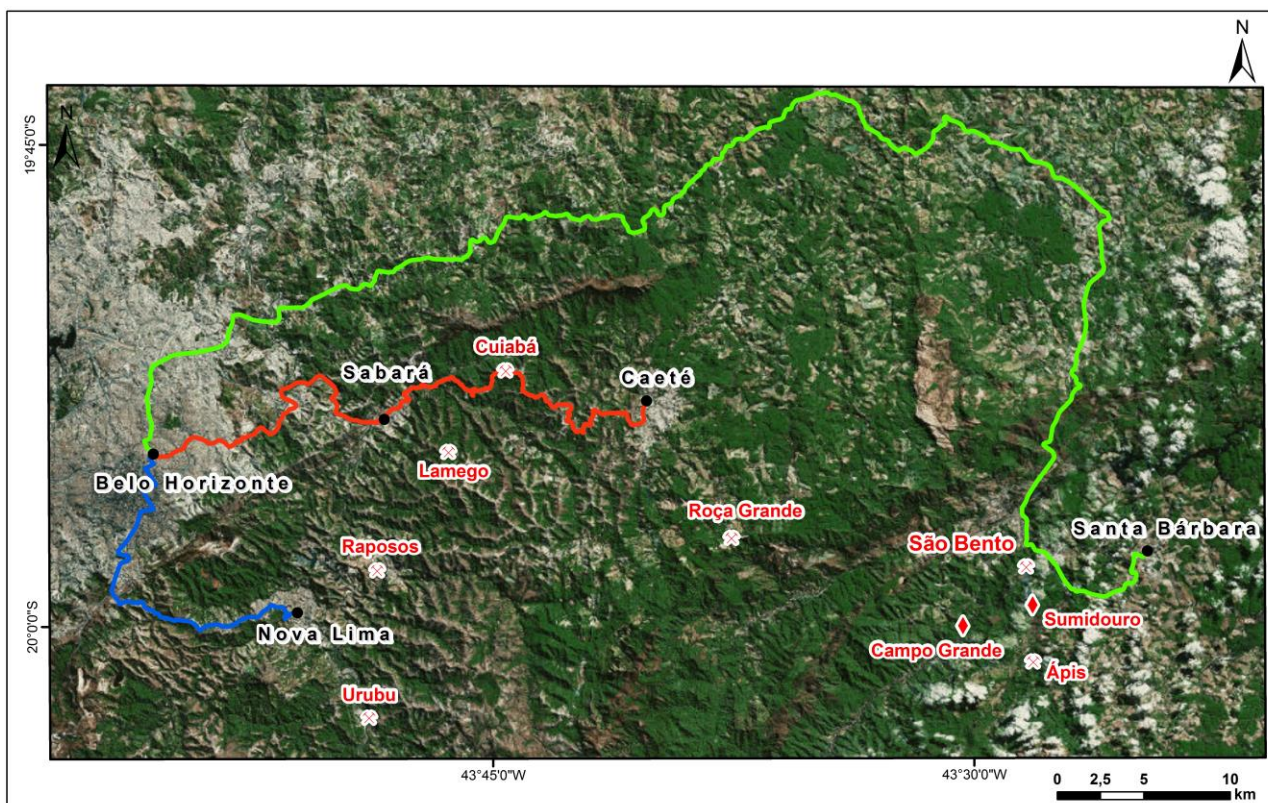


Figura 1.1. Localização da área e vias de acesso principais, a partir de Belo Horizonte.

1.5. Objetivos

O principal objetivo desse trabalho é a proposição de um modelo deposicional para a bacia Arqueana Rio das Velhas que contemple a localização de deposição de formações ferríferas bandadas do tipo Algoma, considerando sua diversidade em relação à composição mineralógica e associação litológica. Para tal, são realizados estudos petrográficos e litogeoquímicos de diferentes formações ferríferas bandadas pertencentes ao *greenstone belt* Rio das Velhas. Pretende-se adicionalmente realizar a caracterização de grãos de magnetita diagenética e hidrotermais através da análise de química mineral *in situ* por ablação a laser via ICP-MS. A partir da análise dos dados obtidos almeja-se ainda:

- Definir a composição mineralógica primária dos diferentes tipos de FFB amostrados e caracterizar as suas rochas encaixantes;
- Determinar a contribuição de cada um dos seguintes reservatórios na deposição das FFBs: água do mar, fluidos hidrotermais e contaminação detrítica;
- Comparar a composição química de magnetita diagenética e hidrotermal, obtendo informações sobre o fluido mineralizador;
- Avaliar se determinadas características primárias das FFBs podem favorecer a mineralização epigenética de ouro.

CAPÍTULO 2 – CONTEXTO GEOLÓGICO

2.1. Geologia Regional

O Quadrilátero Ferrífero (QF) localiza-se na porção sudeste do cráton São Francisco (Fig. 2.1), centro-sul do estado de Minas Gerais (Almeida 1967; Dorr 1969). É considerada uma das principais províncias metalogenéticas do Brasil, compreendendo muitos depósitos de ouro, ferro, manganês e pedras preciosas (e.g., Lobato et al. 2014). O QF é subdividido em três unidades principais: terrenos granito-gnáissicos arqueanos, seqüências metavulcanossedimentares arqueanas, incluindo o *greenstone belt* Rio das Velhas (GBRV), e coberturas plataformais sedimentares neoarqueanas-paleoproterozoicas (Dorr 1969; Baltazar e Zucchetti 2007; Alkmim e Martins-neto 2012; Cabral *et al.* 2012; Fig. 2.2) .

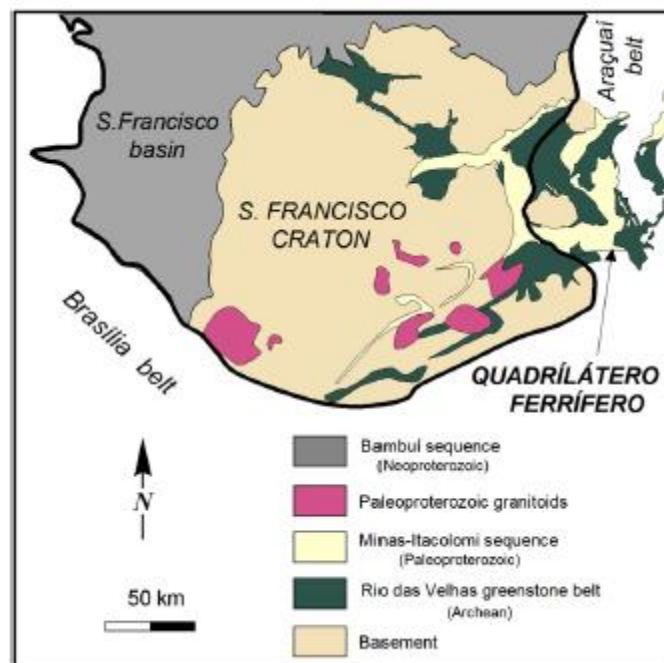


Figura 2.1. Localização do Quadrilátero Ferrífero na porção sudeste do cráton São Francisco (reproduzida de Alkmim e Martins-Neto 2012).

Os terrenos gnáissicos arqueanos possuem associação trondhjemitó-tonalito-granodiorito (TTG) e representam o embasamento cristalino do QF, expostos nos domos Belo Horizonte, Bomfim, Bação, Santa Bárbara e Caeté (Teixeira *et al.* 2000). A partir da compilação e geração de uma base de dados robusta com idades U-Pb do embasamento (Fig. 2.2), Lana *et al.* (2013), Romano *et al.* (2013) e Farina *et al.* (2015a, 2015b) definiram quatro eventos de magmatismo principais que compreendem boa parte da história tectonomagmática do Arqueano, de 3220 a 2680 Ma: Santa Bárbara (SB - 3220-3200 Ma), Rio das Velhas I (RVI - 2930-2850 Ma), Rio das Velhas II (RVII - 2800-2760 Ma) e Mamona (2750-2680 Ma). O evento SB é o estágio inicial de magmatismo, formando a crosta TTG Paleoarqueana, quase totalmente retrabalhada nas atividades magmáticas seguintes, preservando-se no complexo Santa Bárbara. O período RVI adicionou rochas

TTGs juvenis ao segmento continental Paleoarqueano, e está exposto na maioria dos domos Bação, Belo Horizonte e Bonfim. O evento RVII marca o final de produção de crosta TTG, com magmatismo de ambiente convergente (Lana *et al.* 2013). Nesse período ocorre a intrusão de dois plutons de ortogneisse fracamente foliados (Caeté e Samambaia), indicando que o último evento de metamorfismo regional do QF ocorreu nessa época (Farina *et al.* 2015a). Os períodos RVI e RVII representam maior amalgamação de blocos continentais concomitante à deposição das sequências supracrustais do GBRV (Lana *et al.* 2013). O evento Mamona marca a cratonização final do QF, caracterizado por amplo magmatismo com intrusões de granitoides potássicos.

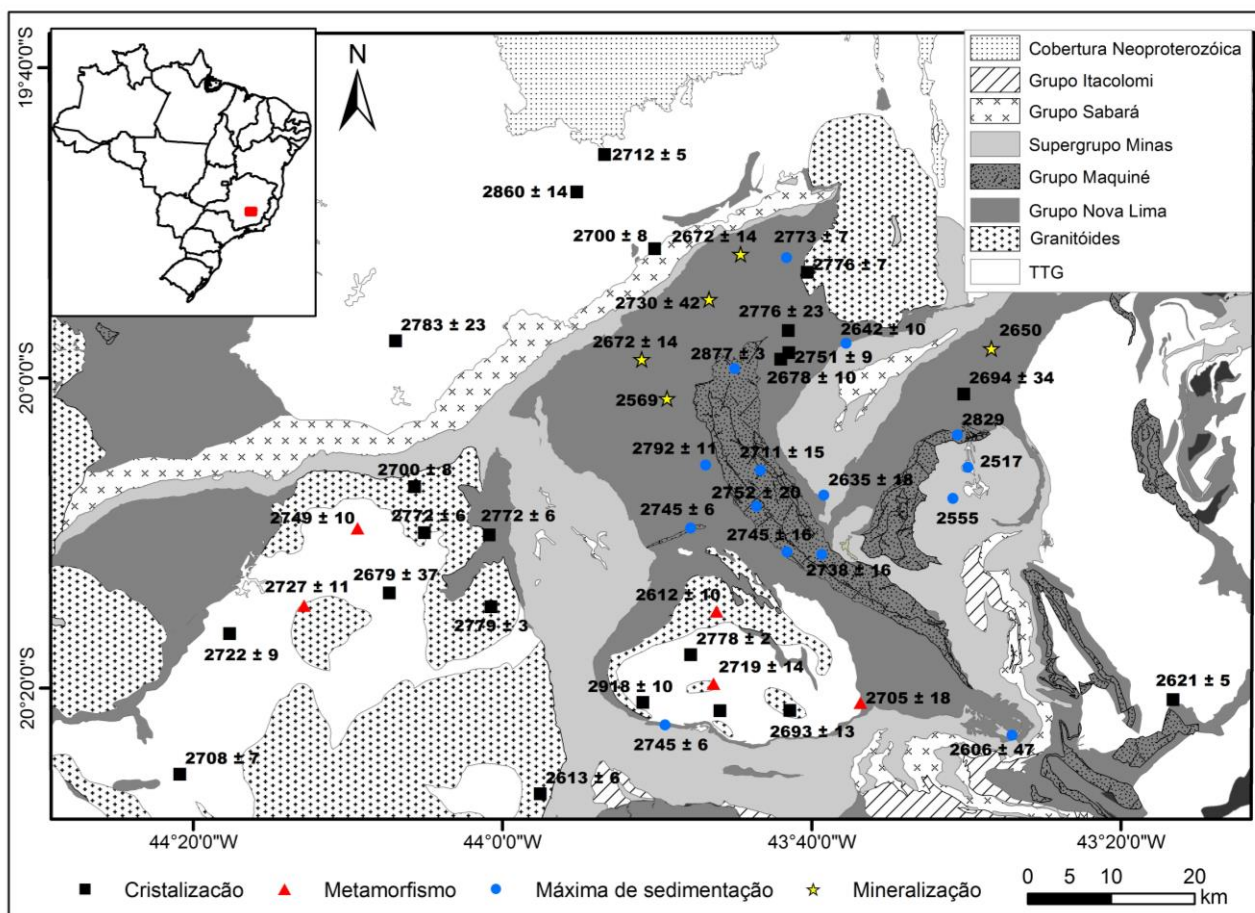


Figura 2.2. Mapa geológico simplificado do Quadrilátero Ferrífero. Seleção de algumas idades relevantes em todas as unidades estratigráficas (idades compiladas de Thorpe *et al.* 1984; Machado 1989; Carneiro 1992; Noce 1995; Noce *et al.* 1998, 2005; DeWitt *et al.* 1996; Machado *et al.* 1996; David 2006; Hartmann *et al.* 2006; Lobato *et al.* 2007; Lana *et al.* 2013; Romano *et al.* 2013; Koglin *et al.* 2014; Coelho 2015; Farina *et al.* 2015a; Albert *et al.* 2016; Martins 2016; Moreira *et al.* 2016; Nunes 2016; Araújo and Magalhães 2017; Fonseca 2017).

O *greenstone belt* Rio das Velhas sobrepõem o embasamento TTG, e é caracterizado por rochas máficas e ultramáficas associadas a rochas vulcânicas e vulcanoclásticas de composição ácida a intermediária, e a rochas sedimentares clásticas. A sequência está metamorfizada em condições de fácies xisto verde a anfibolito baixo, e está comumente alterada hidrotermalmente, especialmente próximo a ocorrências auríferas (Dorr 1969; Zucchetti and Baltazar, 2000).

As rochas metavulcanossedimentares do GBRV foram subdivididas por Dorr (1969) em dois grupos: Nova Lima e Maquiné. Após mapeamento de detalhe com foco no GBRV, Zucchetti and Baltazar (2000) e Baltazar and Zucchetti (2007) propuseram a subdivisão dessa unidade em associações de litofácies informais, baseada no ambiente de deposição das rochas sedimentares e nas suas área-fontes. As sete associações, da base para o topo, são: 1) vulcânica máfica-ultramáfica, 2) vulcano-química, 3) sedimentar clasto-química, 4) vulcanoclástica, 5) ressedimentada, 6) costeira, 7) não marinha (Fig. 2.3).

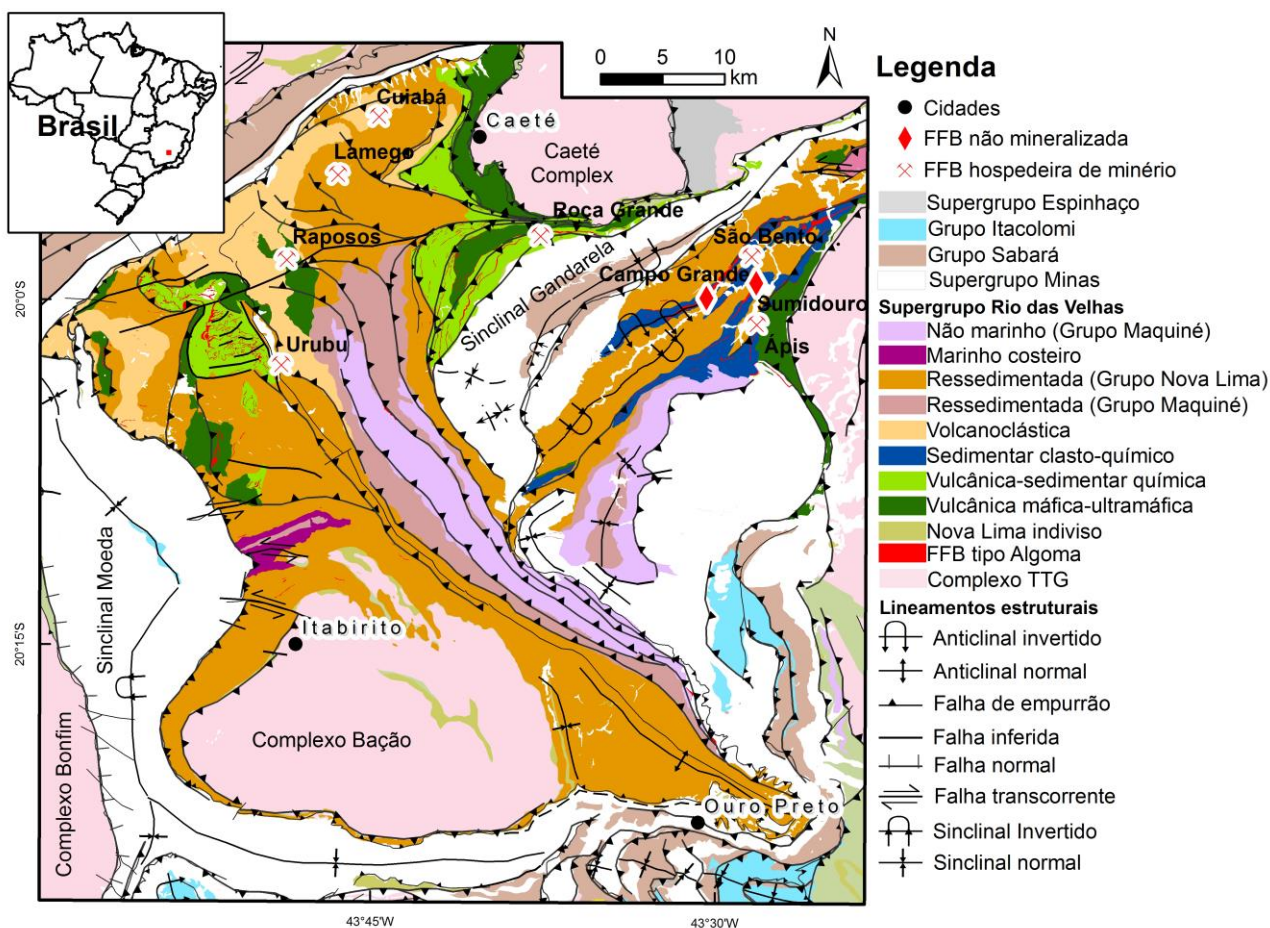


Figura 2.3. Mapa geológico simplificado da região do Quadrilátero Ferrífero. O Supergrupo Rio das Velhas é apresentado em associação de litofácies de acordo com Baltazar e Zucchetti (2007). Localização das camadas de FFB e *metachert* amostradas.

A base do Grupo Nova Lima é composta majoritariamente por rochas máficas e ultramáficas intercaladas com FFB tipo Algoma, *metachert* ferruginoso e sedimentos carbonosos (Zucchetti e Baltazar 2000; Baltazar e Zucchetti 2007). As rochas ultramáficas são komatiitos peridotíticos maciços ou com *pillow* e textura *spinifex* (Schorscher 1978; Sichel 1983). Estudos geoquímicos dos basaltos (Zucchetti 1998; Zucchetti e Baltazar 2000) sugerem que os mesmos sejam de ambiente de fundo oceânico em regime extensional. Basaltos magnesiano-toleióticos teriam se formado pela fusão parcial de uma fonte mantélica, enquanto basaltos toleióticos, mais evoluídos, refletem uma diferenciação magmática por cristalização fracionada. A porção intermediária do Grupo Nova Lima

é formada por metapelitos intercalados com FFB, *metachert*, sedimentos carbonosos, e rochas vulcanoclásticas, relacionados a ambiente marinho profundo, no final do estágio extensional e início da fase de subducção. O topo do Grupo Nova Lima é representado por uma sequência de turbiditos, rochas epiclásticas e vulcanoclásticas relacionados a ambiente de subducção (Baltazar e Zucchetti 2007).

O Grupo Maquiné foi dividido em duas formações: Palmital na base (O'Rourke 1957) e Casa Forte no topo (Gair 1962). A Formação Palmital consiste em turbiditos e arenitos proximais de ambiente marinho. Devido ao contato com o Grupo Nova Lima ser, em alguns casos, gradacional, Baltazar e Zucchetti (2007) sugerem que essa formação pertença à associação costeira do Grupo Nova Lima. A Formação Casa Forte é caracterizada por uma associação não marinha, de ambiente fluvial, com metarenitos e metaconglomerados depositados em uma bacia tipo *foreland* (Baltazar e Zucchetti 2007).

O GBRV destaca-se por ser um *greenstone belt* majoritariamente sedimentar, com poucas exposições de rochas vulcânicas em relação às rochas sedimentares e, raramente, apresenta rochas vulcânicas ácidas preservadas. Segundo Baars (1997) a proporção de rochas sedimentares em relação a rochas ígneas seria de 3:2 nessa sequência. O trabalho de revisão do mapeamento do GBRV, que está em execução pelo Serviço Geológico do Brasil (SGB/CPRM), indica que a quantidade de sedimentos é ainda maior do que anteriormente reportado, e até na porção basal do *greenstone* há volumes expressivos de sedimento fino pelágico intercalado com rochas vulcânicas básicas. As rochas sedimentares chegam a representar 81% em área exposta (Fig. 2.4). Esse mesmo estudo aponta para um volume maior de rochas vulcanoclásticas de composição intermediária a ácida, embora o elevado grau de alteração intempélica dificulte a classificação apropriada dos litotipos (Araújo *et al.* 2016; Cavalcanti *et al.* 2016). O predomínio sedimentar do GBRV assemelha-se ao da sequência vulcanossedimentar do cráton Slave, no Canadá, onde aproximadamente 70% das rochas supracrustais são compostas por turbiditos (Padgham e Fyson 1992).

Um evento vulcânico félsico Neoarqueano é registrado em dacito intercalado com rochas máficas do GBRV, apresentando idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de cristalização de 2772 ± 6 Ma (Machado 1989). Esse evento é corroborado pela idade U-Pb de três amostras de grauvaca vulcanoclástica do Grupo Nova Lima, com idade máxima de deposição de 2792 ± 11 , 2773 ± 7 e 2751 ± 9 Ma (Machado *et al.* 1992, 1996; Noce *et al.* 2005; Fig. 2.2). Uma quarta amostra de rocha vulcanoclástica apresenta idade concórdia de 2677 ± 10 Ma (Araújo e Magalhães 2017), que é consideravelmente mais nova do que as demais conhecidas para o Grupo Nova Lima, com exceção da idade máxima de 2679 ± 20 Ma de um quartzito obtida por Dopico *et al.* (2017). Essa idade é

similar à obtida para uma camada de rocha vulcânica intercalada à Fm. Cauê do Supergrupo Minas de 2.65 Ga (Cabral *et al.* 2012). Araújo e Magalhães (2017) apresentam duas possíveis explicações para essa idade controversa: (i) o fechamento da bacia Rio das Velhas e a abertura da bacia Minas teriam ocorrido concomitantemente em diferentes locais, ou (ii) essa rocha vulcanoclástica seria de um vulcanismo posterior ao fechamento do GBRV, relacionado ao fim do evento Mamona, e teria afetado tanto o Supergrupo Rio das Velhas como o Supergrupo Minas. Quartzitos do topo do Grupo Nova Lima fornecem idade máxima de deposição de 2749 ± 7 Ma (Hartmann *et al.* 2006).

Segundo Moreira *et al.* (2016), os sedimentos do Grupo Maquiné apresentam espectro restrito de proveniência, com pico em torno de 2770-2780 Ma, consequência de sedimentação concomitante com a exumação de TTG proximal de arco magmático de mesma idade. Isso implica na deposição do Grupo Maquiné durante ou imediatamente após a convergência tectônica. A idade máxima de deposição da Formação Casa Forte, topo da unidade, é de 2730 Ma (Moreira *et al.* 2016).

As sequências supracrustais Neoarqueanas-Paleoproterozoicas são formadas por coberturas plataformais sedimentares do Supergrupo Minas, Grupos Sabará e Itacolomi e Supergrupo Espinhaço. O Supergrupo Minas é uma bacia de margem passiva de idade Neoarqueana-Paleoproterozoica com sedimentos continentais e marinhos, em contato discordante com o Supergrupo Rio das Velhas (Alkmim e Marshak 1998; Alkmim e Martins-neto 2012; Cabral *et al.* 2012). Essa sequência é representada, da base para o topo, por conglomerados e arenitos aluviais gradando para pelitos marinhos do Grupo Caraça; FFB tipo Lago Superior e carbonatos de ambiente plataformal do Grupo Itabira; sedimentos deltaicos e de água rasa do Grupo Piracicaba (Alkmim e Marshak 1998). O Grupo Sabará é considerado pertencente ao Supergrupo Minas por muitos autores (e.g. Dorr 1969; Marshak e Alkmim 1989; Chemale *et al.* 1994; Marshak *et al.* 1997; Alkmim e Marshak 1998). No entanto, devido à grande lacuna temporal existente entre o Grupo Sabará e os demais sedimentos do Supergrupo Minas, Ávila *et al.* (2014) propõem sua separação. O Grupo Sabará, dessa forma, se sobrepõem ao Supergrupo Minas, e é formado por sedimentos sin-orogênicos em bacia foreland. O Grupo Itacolomi consiste em sedimentos depositados em grabens intramontanas durante o colapso da orogenia Paleoproterozoica (Alkmim e Martins-neto 2012). Os sedimentos Paleoproterozoicos do Supergrupo Espinhaço cobrem apenas uma área restrita do QF (Baltazar e Zucchetti 2007).

Os quartzitos e conglomerados do Grupo Caraça foram datados em diferentes lugares, principalmente em trabalhos mais recentes, formando um banco de dados consistente. Os sedimentos dos sinclinais Gandarela, Moeda e Ouro Fino apresentam duas populações de idade principais: 2.83-2.90 e 2.64-2.75 Ga (Machado *et al.* 1996; Hartmann *et al.* 2006; Koglin *et al.*

2014; Araújo e Magalhães 2017). Essas populações são associadas aos eventos RVI e Mamona por Farina *et al.* (2015b). Koglin *et al.* (2014) sugerem uma idade máxima de sedimentação de 2623 ± 14 Ma. Na região do Caraça, Nunes (2016) apresenta uma idade deposicional máxima mais jovem de 2520 ± 13 Ma (Fig. 2.2).

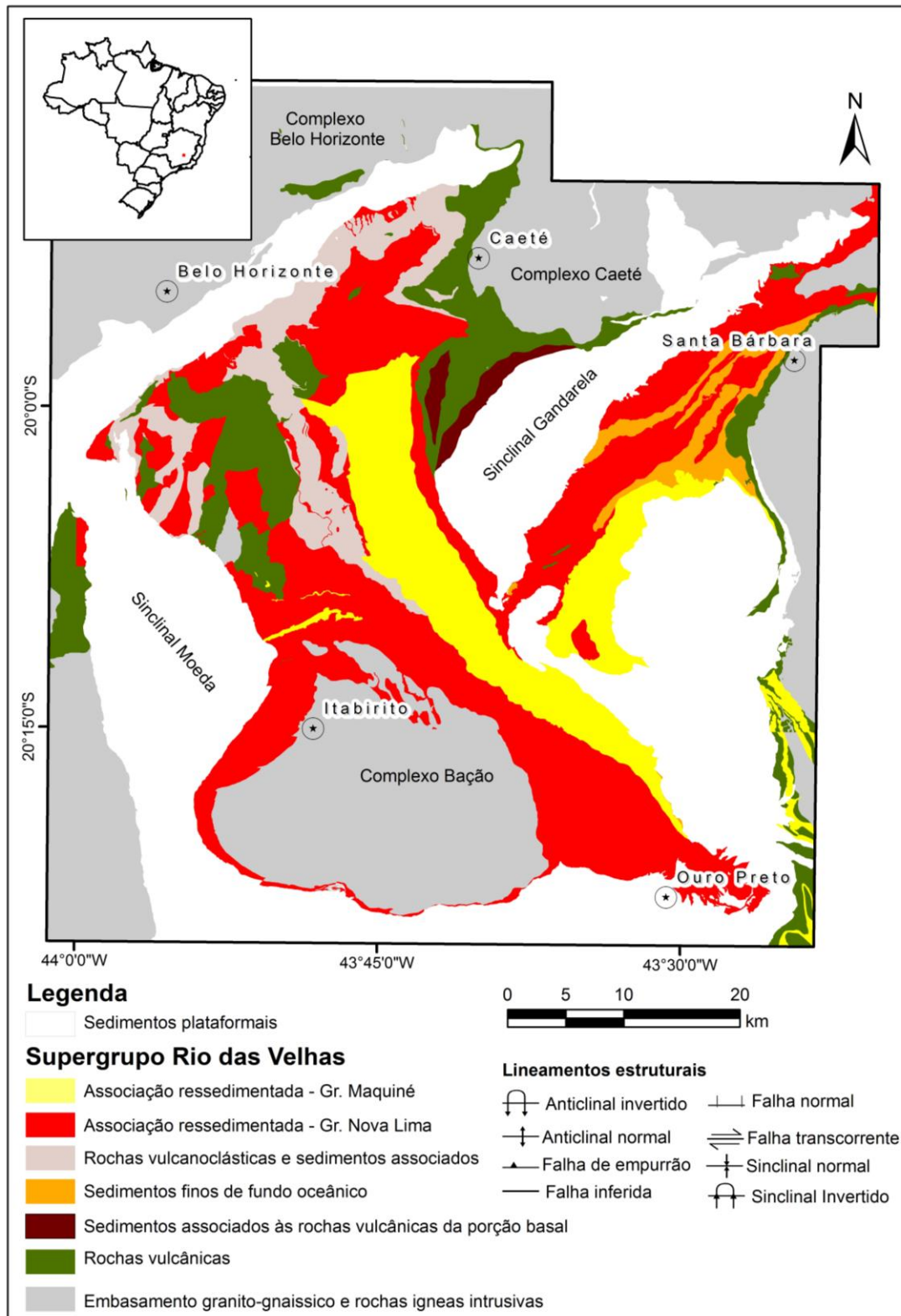


Figura 2.4. Mapa geológico simplificado do Quadrilátero Ferrífero destacando as unidades metassedimentares do *greenstone belt* Rio das Velhas (modificado de Cavalcanti *et al.* 2016)

Dolomito do Grupo Itabira foi datado por Babinski *et al.* (1995) obtendo-se idade de 2420 Ma. Essa foi considerada por muito tempo a idade aproximada da formação ferrífera (FF) tipo Lago Superior da base do grupo. Idade controversa de 2650 Ma, obtida pela datação U-Pb de zircões de uma camada vulcânica intercalada com essa FF, levou Cabral *et al.* (2012) a proporem que essa seria a idade de sedimentação da unidade.

Quartzitos da base do Grupo Piracicaba foram datados por Machado *et al.* (1996) e Mendes *et al.* (2014) obtendo, respectivamente, idade máxima de deposição de 2775 ± 9 Ma e 2680 ± 24 Ma. Amostra de grauvaca do Grupo Sabará, datada por Machado *et al.* (1996), forneceu idade máxima de deposição de 2125 Ma.

A região do QF possui evolução estrutural e tectônica complexa, e muitos modelos com diferentes interpretações já foram propostos (e.g. Dorr 1969; Marshak e Alkmim 1989; Chemale *et al.* 1994; Marshak *et al.* 1997; Alkmim e Marshak 1998; Baltazar e Zucchetti 2007). De acordo com Baltazar e Zucchetti (2007), dois eventos deformacionais compressivos arqueanos afetaram as rochas do GBRV e o embasamento gnáissico. Um evento extensional entre o Neoarqueano e o Paleoproterozoico formou a bacia de margem passiva na qual os sedimentos do Supergrupo Minas foram depositados. Posteriormente, uma deformação compressiva Paleoproterozoica, denominada orogenia acrescionária Minas por Teixeira *et al.* (2015), fechou a bacia Minas, e desenvolveu um sistema de falhas de empurrão e dobramentos com vergência para NW. O colapso dessa orogenia teria sido responsável pela notável estrutura de domos e quilhas do QF, com domos do complexo gnáissico envoltos por quilhas contendo as rochas supracrustais dos Supergrupos Rio das Velhas e Minas. Finalmente, uma deformação compressiva relacionada ao evento Brasileiro (Neoproterozoico) causou encurtamento E-W com falhas de empurrão com vergência para W (Chemale *et al.* 1994; Marshak *et al.* 1997; Alkmim e Marshak 1998).

2.2. Depósitos auríferos do GBRV

O Grupo Nova Lima, base do *greenstone belt* Rio das Velhas, hospeda importantes depósitos de ouro orogênico que são, historicamente, responsáveis pela maior produção de ouro do Quadrilátero Ferrífero (Lobato *et al.* 2001a, 2014). Os depósitos são epigenéticos, estruturalmente controlados e hospedados principalmente por formações ferríferas bandadas-FFB ricas em carbonato e óxido (e.g. depósito de classe mundial Cuiabá e outros menores como Lamego, São Bento e Raposos), e por uma rocha hidrotermalmente alterada, conhecida como Lapa Seca (e.g. depósito de classe mundial Morro Velho). Subordinadamente são hospedados também em metabasalto e rochas sedimentares clásticas (Lobato *et al.* 2001b). A maioria dos depósitos em

atividade são hospedados por FFB (Lobato et al. 2001b), que também é uma importante rocha hospedeira em vários depósitos orogênicos no mundo em terrenos granito-gnáissicos, como é o caso de Slave Craton, Churchill e Província Superior no Canadá (Padgham e Fyson 1992; Dubé e Mercier-Langevin 2015; Haugaard et al. 2017), o *greenstone belt* Amalia-Kraaipan no cráton Kaapvaal, África (Adomako-Ansah et al. 2017), e os *greenstone belts* Nyanzian e Sukumaland na Tanzânia (Borg et al. 1990; Kuehn et al. 1990). A FFB é um importante metalotecto para ouro devido à sua composição, que favorece a substituição de bandas ricas em ferro por sulfeto, principalmente pirita, arsenopirita e pirrotita, acompanhado pela precipitação do ouro (e.g., Lobato et al. 2001a).

Estudos sobre a idade da mineralização aurífera indicam que o evento mineralizador ocorreu no Neoarqueano. A idade U-Pb de 2672 ± 14 Ma, obtida em cristais de monazita hidrotermal dos depósitos Cuiabá e Morro Velho, foi a primeira idade da mineralização do ouro confiável, obtida por Lobato et al. (2007). A mineralização do depósito Lamego possui idade 2730 ± 42 Ma, obtida em grãos de monazita hidrotermal (Martins et al. 2016). O trabalho de DeWitt et al. (1996) no depósito São Bento fornece idade modelo Pb-Pb em arsenopirita e pirita de 2650 Ma. Galenas amostradas nos depósitos Cuiabá, Morro Velho e Esperança indicam idade modelo entre 2574 e 2409 Ma (Thorpe et al. 1984).

Devido a sua importância, FFB de diferentes depósitos foram amostradas nesse estudo (Fig. 2.3), e a geologia de cada depósito é descrita brevemente a seguir, apresentadas de norte para sul de acordo com sua localização. Todas as rochas descritas estão metamorfizadas e o prefixo “meta” é omitido.

O depósito **Cuiabá** localiza-se na porção centro-norte do QF (Fig. 2.3). É a maior mina subterrânea do Brasil, ativa e operada pela AngloGold Ashanti Brasil Mineração Ltda (AGA). Compreende uma estrutura anticlinal, tendo como estratigrafia, da base para o topo: um pacote inferior de rocha vulcânica máfica (Man) intercalado com sedimentos carbonosos; a FFB mineralizada em ouro; uma camada superior de rocha vulcânica máfica (Mba); e uma unidade superior constituída pela alternância de pelitos e rochas vulcanoclásticas. A FFB hospedeira da mineralização aurífera ocorre principalmente em seis corpos de minério que são ricos em sulfetos (principalmente pirita) e que gradam para uma FFB não mineralizada, que apresenta bandamento milimétrico a centimétrico alternando camadas ricas em *chert* e carbonato, comumente com matéria carbonosa (Ribeiro-Rodrigues et al. 2007); magnetita pode ocorrer localmente. Minério aurífero também ocorre em veios de quartzo com sulfeto subordinado (e.g. Kresse et al. 2018b). O Man ocorre no centro da estrutura de Cuiabá e, de acordo com o estudo geoquímico de Silva (2006), trata-se de basalto cálcio-alcálico de arco vulcânico. O Mba mostra distribuição mais restrita

ocorrendo principalmente na porção leste da mina (Fig. 2.5C), e é classificado como um basalto toleítico de fundo oceânico tipo N-Morb (Silva 2006).

O depósito **Lamego** também localiza-se na porção centro-norte do QF, a sudoeste da mina Cuiabá (Fig. 2.3). É uma mina subterrânea ativa operada pela AGA, composta por quatro corpos de minério: Arco da Velha, Cabeça de Pedra, Carruagem e Queimada (Fig. 2.5A). Sua sucessão litológica, da base para o topo, é caracterizada por um pacote de rocha vulcânica máfica em contato com camadas de *chert* com FFB subordinada, sobreposto por pelitos carbonosos e micáceos. A rocha máfica localiza-se na porção central da dobra isoclinal de Lamego. *Chert* ferruginoso e-ou carbonoso predomina em relação à FFB *sensu stricto*. O *chert* possui bandas claras ricas em quartzo com carbonato subordinado intercaladas com bandas mais finas escuras compostas por quartzo, carbonato e matéria carbonosa. Magnetita pode ocorrer subordinadamente. Os corpos de minério são relacionados às zonas com forte silicificação de bandas ricas em ferro. O pelito carbonoso forma uma camada fina (1 a 5 m) em contato com o *chert*, seguido de uma camada grossa de pelito micáceo, com contribuição epiclástica e vulcanoclástica (Sales 1998; Martins et al. 2016). Dados geoquímicos indicam que as rochas vulcânicas máficas possuem afinidade cálcio-alcálica (Sales 1998).

Roça Grande localiza-se na porção centro-norte do QF, a sudeste da mina Cuiabá (Fig. 2.3). É composta por uma mina subterrânea e várias cavas a céu aberto inativas pertencentes a empresa Jaguar Mining Inc. Segundo (Vial *et al.* 2007), o depósito é caracterizado por rocha máfica com lentes de FFB rica em magnetita e clorita, sobrepostas por rocha sedimentar clástica intercalada com FFB e *chert*. A mineralização nas cavas a céu aberto é hospedada principalmente por FFB oxidada e limonitizada, rica em quartzo, goetita e clorita e, subordinadamente, em veios de quartzo relacionados a zonas de cisalhamento em sericita xisto (Santos 1999; Vial *et al.* 2007).

Raposos situa-se na porção noroeste do QF (Fig. 2.3), sendo constituído por vários corpos a céu aberto (Espírito Santo, Rapozos, Santa Cruz) e por uma mina subterrânea, todos inativos, lavrados no passado pela Mineração Morro Velho Ltda., e pertencentes atualmente à AGA. A mineralização de ouro está associada à FFBs ricas em magnetita e/ou siderita. Nas regiões com forte alteração hidrotermal, a magnetita é quase totalmente substituída por ankerita. Os corpos de minério são FFB sulfetadas, resultado da substituição de magnetita e/ou siderita. As rochas encaixantes da FFB são um xisto ultramáfico derivado de komatiito peridotítico na capa e rocha máfica com composição de basalto toleítico e xisto carbonoso na lapa (Vial 1980a, Junqueira *et al.* 2007;).

O depósito **Urubu** está localizado no noreste do QF, a sul de Rapozos (Fig. 2.3), e há pouca informação sobre o mesmo na literatura. Compreende uma mina subterrânea e escavações a céu

aberto inativas. A mineralização está hospedada em FFB rica em siderita e magnetita, apresentando forte sulfetação e silicificação. Filito carbonoso ocorre em contato com a FFB (Pereira 2003).

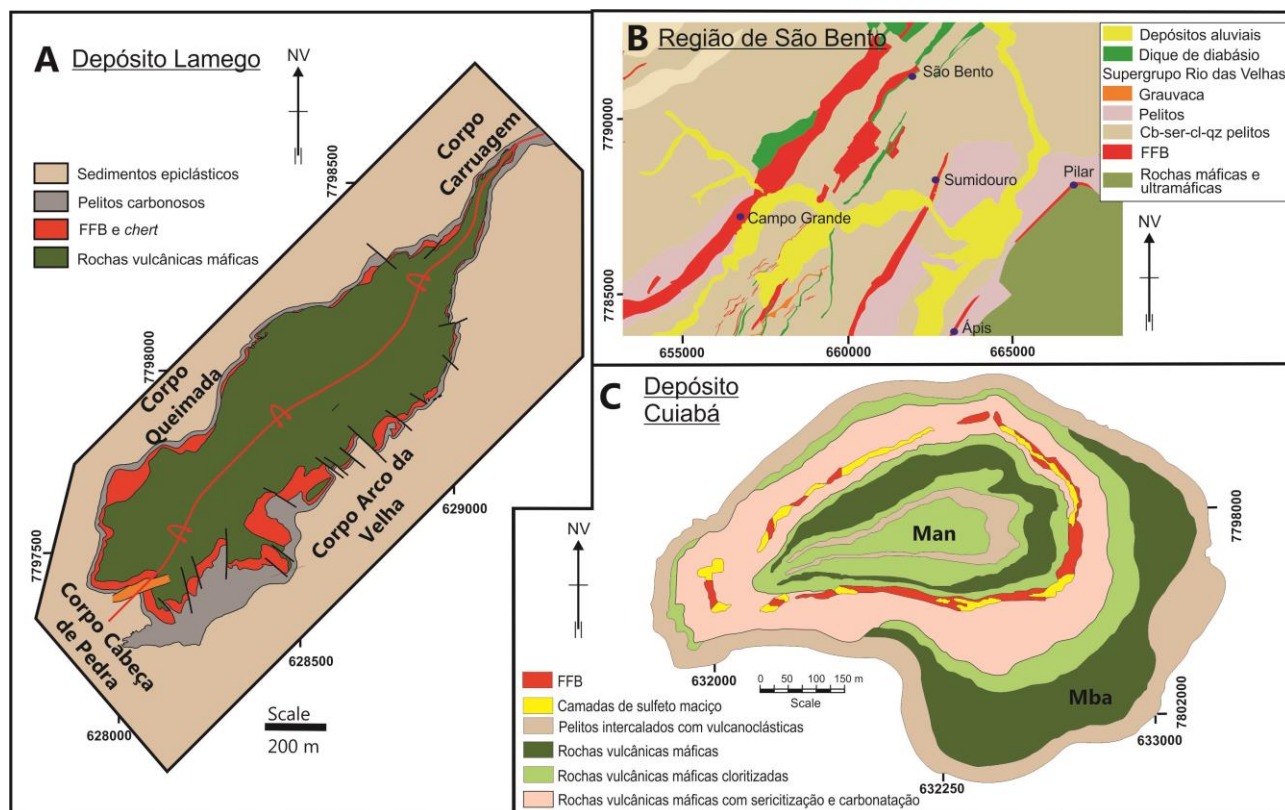


Figura 2.5. Mapa de detalhe de (a) Lamego (modificado de Martins et al. 2016), (b) Região de São Bento (após http://www.adimb.com.br/simexmin2012/wp-content/themes/simexmin/palestras/02%20-%20Programas%20Empresariais/III_4_Martins.pdf), e (c) Cuiabá (modificado de Vial 1980b).

São Bento, também conhecida atualmente como Córrego do Sítio II, é uma mina subterrânea ativa operada pela AGA, situada na porção leste do QF (Fig. 2.3). Diferente da maioria dos depósitos auríferos hospedados em FFB do QF, a FFB mineralizada está intercalada apenas a sedimentos clásticos. A sucessão litológica, da base para o topo, consiste em uma camada de FFB não mineralizada, quartzo-clorita filito carbonoso, a FFB mineralizada São Bento, e um pacote espesso de grauwacas (filitos micáceos e cloríticos). A FFB São Bento é mineralizada em sua porção inferior, diretamente em contato com filitos carbonosos, e é rica em magnetita, carbonato e componente clástico. Possui bandamento milimétrico a centimétrico intercalando camadas claras e escuras com diferentes proporções de quartzo, magnetita, carbonato e stilpnomelana. As zonas mineralizadas em ouro são FFB rica em sulfeto, carbonato e quartzo, e veios quartzosos com sulfetos (Martins Pereira *et al.* 2007).

A região de São Bento é caracterizada por inúmeras camadas de FFB intercaladas com sedimentos clásticos. Alguns desses corpos são mineralizados, com presença de minas subterrâneas

e cavas a céu aberto. Outras não são mineralizadas, em especial os corpos de FFB **Campo Grande** e **Sumidouro**, localizados respectivamente à norte e sul da FFB São Bento (Fig. 2.5B).

O depósito **Ápis** situa-se na porção leste do QF (Fig. 2.3), e é caracterizado por escavações a céu aberto inativas, pertencentes atualmente à AGA. Existe pouca informação disponível sobre o mesmo, que é hospedado em FFB rica em carbonato apresentando forte sulfetação e carbonatação. O corpo de FFB intercala-se com rochas vulcânicas máficas (Pereira 2003).

CAPÍTULO 3 – MATERIAIS E MÉTODOS

3.1. Amostragem

Foram selecionadas 54 amostras de FFB e *metachert* (rochas hospedeiras da mineralização de ouro) e de suas rochas encaixantes em diversos locais dentro do *greenstone belt* Rio das Velhas, incluindo as minas subterrâneas em atividade Cuiabá, Lamego, São Bento (Anglogold Ashanti Brasil Mineração Ltda – AGA) e as minas ou escavações atualmente inativas Raposos, Urubu, Ápis (pertencentes a AGA) e Roça Grande (Jaguar Mining Inc.). Duas camadas de FFB não mineralizadas (Campo Grande e Sumidouro) também foram amostradas (Fig. 2.3).

As amostras foram coletadas em furos de sondagem ou em afloramentos nas minas subterrâneas e a céu aberto, seguindo os seguintes critérios:

- Seleção de amostras de FFB e *metachert* apresentando bandamento milimétrico e com ausência ou mínima alteração hidrotermal e intempérica, para caracterização petrográfica e geoquímica.
- Amostragem, sempre que possível, das rochas encaixantes da FFB para auxiliar na contextualização geológica e do ambiente deposicional.
- Seleção de amostras de FFB contendo magnetita diagenética e hidrotermal para caracterização petrográfica e geoquímica por ablação a laser via ICP-MS (LA-ICP-MS).

3.2. Análises petrográficas

Quarenta e seis lâminas delgadas polidas foram confeccionadas e descritas visando a caracterização petrográfica, com seleção de vinte e cinco amostras de FFB e *metachert* e cinco amostras de rochas vulcânicas mais adequadas para geoquímica. Geoquímica de rocha total foi realizada em vinte e sete amostras e três amostras de FFB hidrotermalmente alteradas foram selecionadas para análise de elementos associados à mineralização aurífera. Adicionalmente foram confeccionadas seções polidas de 8 amostras de FFB ricas em magnetita, utilizadas para caracterizar as diferentes gerações de magnetita, e selecionar as áreas para serem analisadas por LA-ICP-MS. As análises petrográficas foram realizadas em microscópio óptico de luz transmitida e refletida Olympus BX51, do qual também foram capturadas fotomicrografias.

A caracterização petrográfica permitiu avaliar o grau de intemperismo, alteração hidrotermal e metamorfismo, processos que causam alteração da paragênese primária das rochas, sendo características indesejadas nesse trabalho. Fichas com descrições petrográficas estão no Anexo II.

3.3. Determinações litogeoquímicas

3.3.1. Geoquímica de FFB: breve revisão

Sedimentos químicos precipitados da água do mar gravam características geoquímicas das massas aquosas onde foram formados. Formações ferríferas (FF) pré-cambrianas, em especial, são capazes de fornecer conhecimento valioso sobre a composição e evolução da água do mar, e da atmosfera dos períodos mais remotos do nosso planeta (Bau e Dulski 1996; Ilouga *et al.* 2013).

As FF tipo Algoma refletem pulsos intrabasinais de atividade hidrotermal e magmática durante a deposição de sequências vulcanossedimentares em *greenstone belts*, formadas próximo aos centros vulcânicos em ambiente marinho profundo. Dessa forma, sua geoquímica reflete preferencialmente condições hidrotermais e vulcânicas locais do que a química do oceano em larga escala (Bekker *et al.* 2010).

Os elementos terras raras (ETR) são muito utilizados para o entendimento da origem e deposição de FF, pois o seu padrão primário dificilmente se altera por processos diagenéticos ou metamórficos de baixo grau. Já FF afetadas por alteração hidrotermal ou metamorfismo de alto grau podem ter modificações significativas em seus padrões de ETR (Bau, 1993). Os ETR possuem comportamento geoquímico similar, sendo o ytrio (Y) comumente incluído nesse grupo por ter propriedades iônicas parecidas (Ilouga *et al.* 2013). As propriedades químicas dos ETR vão mudando a medida que o número atômico aumenta, de tal forma que os elementos terras raras pesados (ETRP) possuem maior tendência a se complexar na água do que os elementos terras raras leves (ETRL), que são melhor adsorvidos na superfície das partículas. O estado de oxidação mais comum dos ETR é o $+3$. Apenas Ce e Eu apresentam dois estados de valência, o que pode levar a uma distribuição anômala desses elementos em relação aos demais ETR (De Baar *et al.* 1985).

As FF pré-cambrianas apresentam padrão no comportamento dos ETR, quando normalizadas pelo PAAS (McLennan 1989), que consiste no enriquecimento de ETRP em relação aos ETRL, e anomalia positiva de Eu. Essas características são atribuídas a uma fonte hidrotermal modificada pela mistura com água do mar (Bau e Dulski 1996; Ilouga *et al.* 2013; Fig. 3.1). O comportamento anômalo do Eu em relação aos ETR vizinhos é atribuído à redução do Eu^{3+} , que ocorre em condições hidrotermais de alta temperatura ($>250^\circ$; Klinkhammer *et al.* 1983). As FF tipo Algoma possuem, geralmente, as maiores anomalias de Eu, sugerindo que foram geradas a partir de componente hidrotermal maior do que de outros tipos de FF (Huston e Logan 2004).

Cério fornece informações sobre o estado de oxidação da água do mar no momento da deposição da FF. Em ambiente oxidante, o Ce encontra-se principalmente na forma Ce^{4+} , que é menos solúvel, e é preferencialmente adsorvida na superfície de partículas. Esse processo leva a

uma pronunciada anomalia negativa de Ce_{PAAS} , o que não acontece em ambientes anóxicos a sub-óxicos (Bau e Dulski 1996). Anomalias negativas de Ce, comumente obtidas pelo cálculo linear $(Ce/Ce^*)_{SN} = Ce_{SN}/(0.5La_{SN} + 0.5Pr_{SN})$, podem ser erroneamente interpretadas devido a presença de anomalia positiva de La. A anomalia de La pode ser comum na água do mar já que esse elemento é mais estável em solução do que os ETRL vizinhos (Bolhar *et al.* 2005). Para que possa verificar se uma anomalia de Ce é verdadeira, Bau e Dulski (1996) sugerem o cálculo da anomalia de Pr, dado por $(Pr/Pr^*)_{SN} = Pr_{SN}/(0.5Ce_{SN} + 0.5Nd_{SN})$. A anomalia negativa de Ce é verdadeira se $(Ce/Ce^*)_{SN} < 1$, e $(Pr/Pr^*)_{SN} > 1$. Lawrence *et al.* (2006) argumentam que, como os gráficos de ETR são majoritariamente log-lineares, o cálculo da anomalia de Ce (e demais anomalias nos ETR) é melhor representado pela média geométrica, que se adequa melhor a curvas logarítmicas. Nesse caso, o cálculo da anomalia de Ce é dado por $(Ce/Ce^*)_{SN} = Ce_{SN}/(Pr_{SN} * (Pr_{SN}/Nd_{SN}))$. Como essa fórmula não utiliza o La, anomalias negativas de Ce obtidas por essa fórmula sempre são verdadeiras. As FF arqueanas tipo Algoma não apresentam anomalia significativa de Ce (Fryer 1983), sugerindo que foram formadas em ambientes anóxicos a fracamente óxicos.

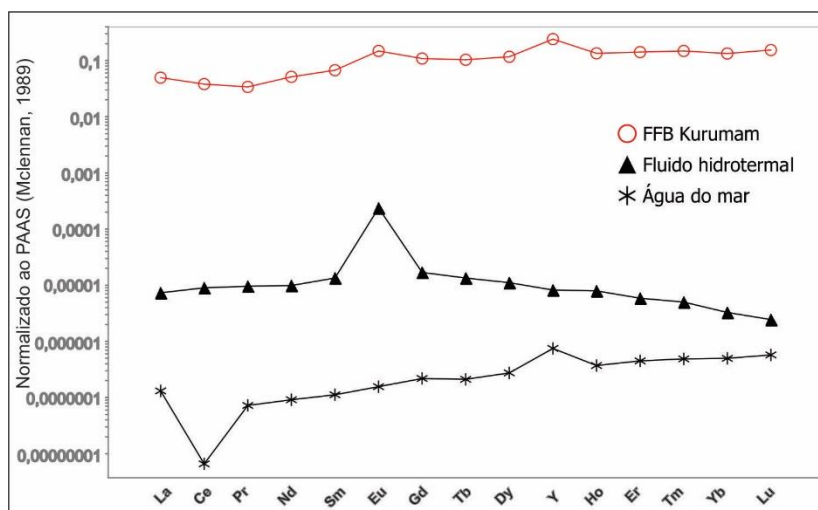


Figura 3.1. Padrão de ETR + Y normalizado ao PAAS mostrando a diferença no padrão de assinatura química de água do mar moderna do Pacífico norte (Alibo e Nozaki 1999), fluidos hidrotermais (Bau e Dulski 1999) e da FFB Kurumam, uma típica FFB do tipo Algoma (Bau e Dulski 1996).

Ítrio e Ho são geoquimicamente similares, e a razão Y/Ho é próxima a valores condríticos (em torno de 27) para sedimentos clásticos (Bau e Dulski 1996) e fluidos de alta temperatura pré-cambrianos (Bau e Dulski 1999). Já a água do mar apresenta razão Y/Ho supercondrítica (até 60), pois em sistemas marinhos o Ho é muito mais reativo a partículas do que o Y, acarretando em seu fracionamento (Bau *et al.* 1997; Nozaki *et al.* 1997). As FF costumam apresentar razão Y/Ho supercondrítica proveniente da água do mar; FF com razões condríticas provavelmente tiveram forte influência de fluidos hidrotermais e/ou de contaminação clástica em sua deposição (Bau e Dulski 1996).

A geoquímica da FF é o resultado da mistura de várias fontes como água do mar, fluidos hidrotermais e contaminação detrítica (Khalil *et al.* 2015). Estudos recentes (e.g. Gourcerol *et al.* 2016a; Haugaard *et al.* 2017; Hu *et al.* 2017; Moon *et al.* 2017; Wang *et al.* 2017) têm utilizado a assinatura geoquímica para estimar a contribuição de cada uma delas, auxiliando no posicionamento da FF dentro da bacia. Fluidos hidrotermais de alta temperatura possuem forte anomalia positiva de Eu, ausente na água do mar (Fig. 3.1). Essa diferença marcante permite que se estime a influência de fluidos hidrotermais na composição de determinada FF utilizando a razão Eu/Sm, e calculando uma curva onde a água do mar e o fluido hidrotermal são os dois extremos (Fig. 3.2). Quanto mais próxima a amostra ficar do ponto de fluido hidrotermal nessa curva, maior pode ser considerada a contribuição desse componente na sua formação, e menor é a distância entre o local de deposição da FF e a fonte hidrotermal (Gourcerol *et al.* 2016a).

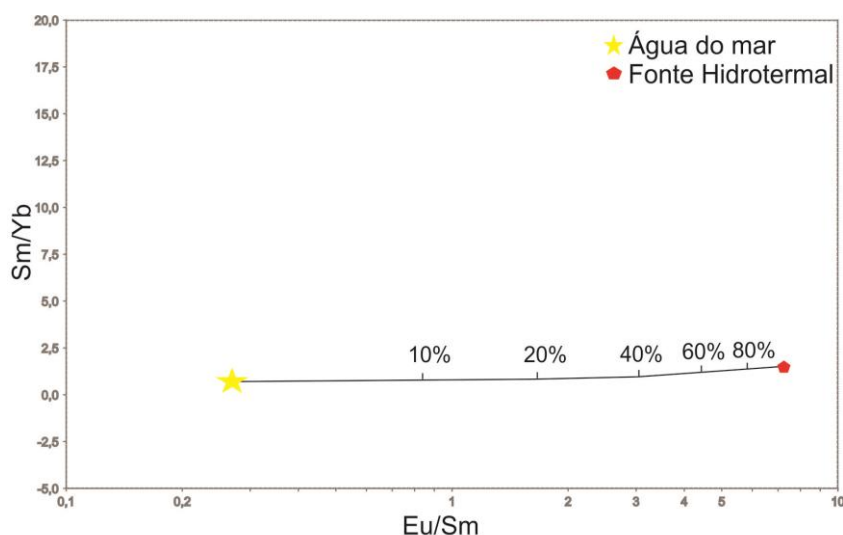


Figura 3.2. Gráfico proposto por Gourcerol *et al.* (2016a) para estimar a contribuição de fluido hidrotermal em FFB. A curva é formada usando como extremos a composição da água do mar (Alibo e Nozaki 1999) e fluido hidrotermal de alta temperatura (Thurston *et al.* 2012).

As FF normalmente não apresentam contribuição significativa de sedimentos clásticos, mas mesmo pequena quantidade deles pode desempenhar grande influência na sua assinatura geoquímica. A contaminação detrítica eleva o conteúdo de Al_2O_3 e de elementos imóveis como Ti, Zr, Th, Sc, que não são comumente relacionados aos sedimentos químicos por serem insolúveis em água (Boström *et al.* 1969; Bau 1993; Bolhar *et al.* 2004; Haugaard *et al.* 2017). Assim, quanto maior a concentração desses elementos e a relação entre si, maior terá sido a contribuição clástica na FF. Para estimar essa contaminação detrítica, Boström (1970) propõe uma curva de mistura binária utilizando sedimentos metalíferos e pelágicos como os dois extremos, e relacionando as razões Fe/Ti e $Al/(Al + Mn + Fe)$ (Fig. 3.3). Quanto mais próxima do sedimento pelágico a amostra estiver nesse gráfico, maior contribuição clástica ela terá recebido.

A geoquímica da FF também permite avaliar a fonte da contaminação detrítica. Para isso, Gourcerol *et al.* (2016a) sugerem a utilização combinada de um gráfico ternário (La-Th-Sc) e de um binário (Cr-V x Y/Ni). O primeiro gráfico foi introduzido por Bhatia e Crook (1986), que relaciona a fonte máfica ao alto conteúdo de Sc e uma fonte félsica à alta concentração de La. O segundo gráfico, proposto por McLennan *et al.* (1993), distingue fonte ultramáfica e toleítica, com alta razão Cr/V e baixa de Y/Ni, de fontes félsicas e máficas cálcio-alcálicas, que apresentam baixa razão Cr/V e alta razão Y/Ni.

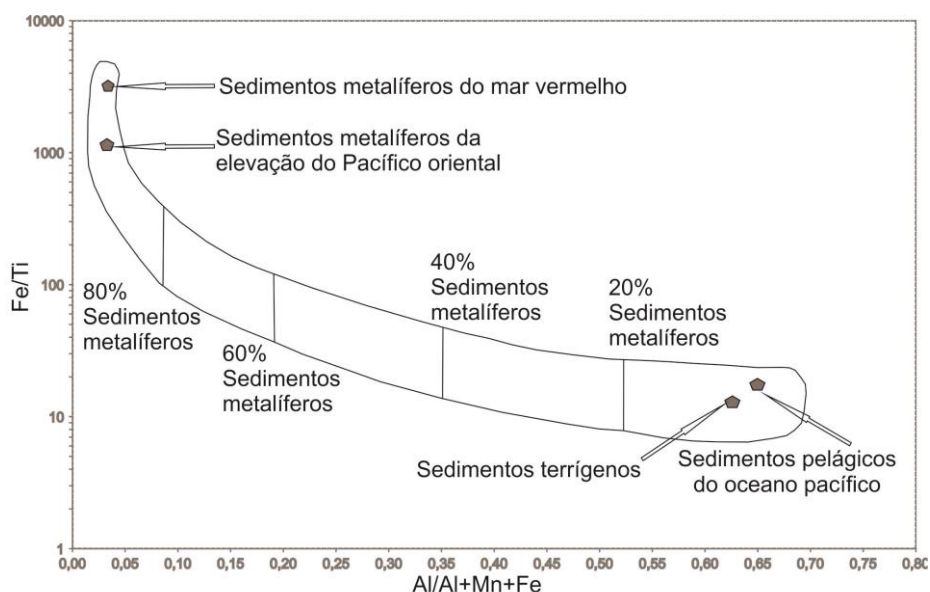


Figura 3.3. Gráfico proposto por (Boström 1970) para estimar contribuição clástica em FFB. A curva é formada usando como extremos a composição de sedimentos metalíferos e sedimentos pelágicos.

3.3.2. Procedimentos analíticos

Análises geoquímicas foram realizadas em 25 amostras de FFB e *metachert* pela ALS Brasil Ltd., Vespasiano, Brasil, das quais 22 foram analisadas para rocha total e 3 para elementos relacionados à mineralização aurífera. Adicionalmente, foi feita geoquímica de rocha total em cinco amostras de rochas vulcânicas do depósito Lamego. Elementos maiores foram analisados por fluorescência de raio x (XRF); concentração de elementos traço, incluindo ETR, foi obtida pelos métodos ICP-AES ou ICP-MS após três diferentes digestões: fusão de borato de lítio para elementos resistivos, digestão a quatro ácidos para metais base e digestão com água régia para elementos traço voláteis relacionados ao ouro; carbono e enxofre foram determinados por Leco e ouro por fire assay.

Os resultados obtidos foram tratados pelos *softwares* Excel e Iogas, e são apresentados no Anexos 1.A, 1.B.

3.4. Análises por microsonda eletrônica

Microanálises por microsonda eletrônica (EMPA) foram feitas em oito seções polidas de amostras dos corpos de FFB de Lamego, São Bento, Campo Grande e Sumidouro. As mesmas foram realizadas no Centro de Microscopia da Universidade Federal de Minas Gerais, utilizando o equipamento JEOL JXA 8900RL WD/ED, com quatro espectrômetros WDS, voltagem de 15 kV, captação de dados a cada 50 msec, e corrente elétrica de 20 nA. As amostras foram metalizadas com camada de 15 nm de carbono antes de serem levadas ao EMPA.

Os objetivos dessa análise foram observar a presença de inclusões na magnetita que podem alterar os resultados obtidos por LA-ICP-MS, avaliar se algum tipo de magnetita apresenta zoneamento mineral e obter a concentração de ferro na magnetita para ser utilizada como padrão interno nas análises por LA-ICP-MS. Outros óxidos como K₂O, Al₂O₃, CaO, SiO₂, CoO, TiO₂, NiO, Cr₂O₃, ZnO, MgO e MnO também foram medidos. A calibração foi feita utilizando os padrões: Magnetita Smithsonian (MNNH114887), Quartzo Smithsonian (MNNHR17701), MgO Ian Steele, Rutilo Ian Steele, Cr₂O₃ Ian Steele, Al₂O₃ Ian Steele e Rodonita Astimex.

3.5. Análises por LA-ICP-MS em magnetita

3.5.1. Geoquímica da magnetita

Magnetita é um mineral acessório comum em rochas magmáticas, sedimentares e metamórficas devido a variadas condições de formação: cristalização a partir de líquidos silicatados e sulfetados ou precipitação a partir de fluidos hidrotermais de diferentes temperaturas e composições. As condições físico-químicas presentes durante a formação da magnetita controlam a sua composição que, por isso, tende a ser distinta para cada tipo de depósito mineral. Dessa forma, a assinatura geoquímica da magnetita tem sido muito utilizada na exploração mineral e em estudos de proveniência (Dupuis e Beaudoin 2011; Dare *et al.* 2014).

A magnetita faz parte do grupo do espinélio, com fórmula Fe²⁺Fe³⁺₂O₄ e estrutura cúbica inversa. O ferro, tanto em sua forma divalente como na trivalente, apresenta solução sólida com vários elementos, resultando em uma gama de fases de transição com outros minerais do grupo do espinélio. As substituições podem ser completas, parciais ou dependentes da temperatura e fugacidade de oxigênio (Dupuis e Beaudoin 2011; Nadoll *et al.* 2014). Dentre todos os elementos que podem ser compatíveis com a estrutura da magnetita, Nadoll *et al.* (2014) definiu um grupo composto por Mg, Al, Ti, V, Co, Ni, Zn, Cr, Mn, Ga e Sn que comumente está presente em concentrações detectáveis em magnetita de todas as origens e que podem ser utilizados como elementos discriminantes.

A composição de magnetita magmática é dependente da composição do líquido do qual se cristaliza, da presença de outros minerais que podem competir por determinados elementos, do coeficiente de partição dos elementos na magnetita, da pressão, temperatura e fugacidade de oxigênio. Já a assinatura geoquímica de magnetita hidrotermal é condicionada principalmente a composição do fluido e da rocha encaixante, interação fluido-rocha, temperatura, pressão, fugacidade de oxigênio e enxofre e processos de reequilíbrio mineral (Dare *et al.* 2014).

Elementos que possuem mais de um estado de valência tem o seu comportamento diretamente relacionado à fugacidade de oxigênio, como é o caso para Cr e V. Vanádio é considerado um elemento muito útil para obter informações oxi-redox do sistema, pois apenas a sua forma mais reduzida, V+3 é normalmente incorporada na estrutura da magnetita e altos teores sugerem ambientes redutores. A concentração de alguns elementos pode estar ligada a temperatura do sistema, como é o caso do Ti e Al para magnetita magmática. No entanto, em magnetita hidrotermal a temperatura parece não ser o único fator que interfere na concentração desses elementos (Nadoll e Koglin 2011; Nadoll *et al.* 2014).

Em geral, a assinatura geoquímica de magnetita hidrotermal é empobrecida em elementos que são relativamente imóveis durante a alteração hidrotermal, e pode ser enriquecida em elementos que são normalmente incompatíveis nesse mineral, como Si e Ca (Dare *et al.* 2014). Magnetita formada por fluidos de baixa temperatura apresentam o menor conteúdo de elementos traço devido à sua menor solubilidade.

Magnetita associada a sulfetos tendem a ter baixa concentração de elementos calcófilos como Cu, As, Ag e Pb e elementos siderófilos, como Ni, Mo, Co devido aos sulfetos apresentarem coeficiente de partição desses elementos muito mais alto do que a magnetita (Drabek 1982; Nadoll *et al.* 2014).

Magnetita hidrotermal que participam de processos de reequilíbrio mineral podem ter sua geoquímica significativamente alterada pela contínua retirada dos elementos traço (Nadoll *et al.* 2014). Outro mecanismo que pode ter importante influência na composição da magnetita é o processo de dissolução e reprecipitação, que provoca o aumento no tamanho do grão e na sua porosidade, promovendo novos caminhos para o transporte do fluido (Putnis 2009).

3.5.2. Método e procedimento analítico

Estudos recentes sobre magnetita demonstram que esse mineral acessório apresenta grande variabilidade geoquímica de acordo com o ambiente onde foi formado. A magnetita consegue incorporar grande número de cátions que substituem Fe^{2+} e Fe^{3+} , o que a torna um indicador sensível para processos geoquímicos, sendo muito útil em estudos petrogenéticos e metalogenéticos

(Lindsley 1976; Dupuis e Beaudoin 2011; Nadoll e Koenig 2011; Dare *et al.* 2014; Nadoll *et al.* 2014). No entanto, esses elementos normalmente apresentam concentrações muito baixas e a diferença entre tipos distintos de magnetita pode ser muito sutil, detectável apenas em técnicas analíticas de alta resolução. O sistema de ablação a laser via ICP-MS é uma ferramenta de análises *in situ* muito poderosa para a obtenção da abundância e distribuição de elementos traços. Avanços tecnológicos melhoraram a precisão, acurácia e resolução espacial dessa técnica, tornando-a mais comum nos trabalhos das últimas décadas (Nadoll e Koenig 2011).

O método consistente de calibração do equipamento, envolvendo a utilização de materiais de referência (RMs) confiáveis, é essencial para garantir a acurácia do método. O RM idealmente deve ser homogêneo e sua composição de elementos maiores deve ser similar a da substância analisada. Para uma calibração ainda mais confiável, é aconselhável a obtenção da concentração de ferro por outro método, normalmente por microsonda eletrônica, para ser utilizado como padrão interno (Nadoll e Koenig 2011).

Devido ao tamanho relativamente grande do *spot* utilizado no LA-ICP-MS, da ordem de dezenas a centenas de μm , a análise pode ser afetada por micro e nano inclusões, zoneamento e heterogeneidade na magnetita. Inclusões de silicatos, sulfetos e apatita podem ser comuns, dependendo do ambiente geológico. Assim, concentrações anômalas de Si, Na, Ca, Ba, Cu, S, P e ETR, elementos que não entram comumente na estrutura da magnetita, podem indicar a presença de inclusões. A verificação individual do sinal analítico dos elementos em cada análise também ajuda a identificar a presença de inclusões (Dupuis e Beaudoin 2011; Nadoll e Koenig 2011).

O mesmo conjunto de oito amostras que foram analisadas pela microsonda foram selecionadas para a realização de química mineral *in-situ* em magnetita por ablação a laser via ICP-MS. As análises foram conduzidas no Laboratório de Geoquímica Isotópica na Universidade Federal de Ouro Preto, utilizando o sistema laser ablation CETAC (modelo LSX-213nm) combinado ao Thermo-Finnigan Element 2 La SF ICP-MS sob as seguintes condições: captação de dados a cada 45 s; tamanho do spot 20 μm ; taxa de fluxo de Hélio 0.375 L/min e de Argônio 1.23 L/min; frequência de 8 Hz. Os padrões BHVO e BCR da USGS, utilizados como padrão primário e secundário, foram analisados em triplicada e duplicada no início de cada amostra, a cada 15 spots e no final de cada amostra, para calibração e correção. Os seguintes isótopos foram analisados: ^{24}Mg , ^{27}Al , ^{29}Si , ^{31}P , ^{44}Ca , ^{45}Sc , ^{47}Ti , ^{49}Ti , ^{51}V , ^{52}Cr , ^{55}Mn , ^{59}Co , ^{60}Ni , ^{65}Cu , ^{66}Zn , ^{69}Ga , ^{72}Ge , ^{75}As , ^{85}Rb , ^{88}Sr , ^{89}Y , ^{90}Zr , ^{91}Zr , ^{93}Nb , ^{95}Mo , ^{107}Ag , ^{118}Sn , ^{121}Sb , ^{133}Cs , ^{137}Ba , ^{139}La , ^{140}Ce , ^{141}Pr , ^{146}Nd , ^{147}Sm , ^{149}Sm , ^{151}Eu , ^{153}Eu , ^{157}Gd , ^{159}Tb , ^{163}Dy , ^{165}Ho , ^{166}Er , ^{169}Tm , ^{172}Yb , ^{175}Lu , ^{178}Hf , ^{180}Hf , ^{181}Ta , ^{182}W , ^{197}Au , ^{206}Pb , ^{208}Pb , ^{232}Th , ^{238}U . O tratamento dos dados foi feito utilizando o software Glitter. O espectro analítico foi reduzido e avaliado manualmente e individualmente para eliminar efeitos de

contaminação. O teor de Fe foi utilizado como elemento padrão interno e foi obtido através de análise de microsonda. Análises com picos de elementos como Si, Al, Mg, Ca e K foram excluídas pois podem indicar a presença de inclusões de outros minerais. Os resultados foram tratados no Excel e no software Iogas e são apresentados no Anexo 1.C

CAPÍTULO 4 – ESTUDOS PETROGRÁFICOS

Estudos petrográficos foram realizados com o objetivo de determinar a composição mineralógica das FFBs e das rochas encaixantes, avaliar o grau de intemperismo, alteração hidrotermal e metamorfismo das amostras, e selecionar aquelas com características primárias mais preservadas para litogeoquímica.

Os corpos de FFB e *metachert* possuem composição e associação litológica variáveis, conforme sumarizado na Tabela 4.1. Em função principalmente da quantidade dos diferentes tipos de minerais ricos em ferro, esses corpos estão subdivididos em quatro grupos: (i) *metachert* ferruginoso; (ii) FFB rica em carbonato; (iii) FFB rica em magnetita; e (iv) FFB rica em magnetita, carbonato e silicato (Tabela 4.2). As fichas com as descrições petrográficas são apresentadas no Anexo II e os dados complementares das amostras são fornecidos no Anexo III.

Tabela 4.1. Principais características das FFBs/*Metacherts* e litologias associadas

Corpo de FFB	Petrografia	Associação litológica
Lamego	Chert rico em carbonato e matéria carbonosa	Rochas vulcânicas máficas e intermediárias na base, filito carbonoso, rochas sedimentares e vulcanossedimentares no topo
Urubu	Chert rico em carbonato e matéria carbonosa	Rochas vulcânicas máficas, grauwacas, pelitos e filito carbonoso
Cuiabá	FFB rica em carbonato e com presença de matéria carbonosa	Rochas vulcânicas máficas e intermediárias na base e no topo, filito carbonoso, rochas sedimentares e vulcanossedimentares
Roça Grande	FFB rica em carbonato e com presença de matéria carbonosa	Rocha vulcânica máfica na base e metassedimentos no topo
Ápis	FFB rica em carbonato	Rocha vulcânica ultramáfica e pelito na base, filito carbonoso e grauwaca no topo
Raposos	FFB rica em magnetita	Rochas vulcânicas máficas e ultramáficas
São Bento	FFB rica em magnetita e carbonato e com presença de clorita e stilpnomelano	Grauwaca e filito carbonoso
Campo Grande	FFB rica em magnetita, carbonato e stilpnomelano	Metassilito
Sunidouro	FFB rica em magnetita e clorita, com presença de carbonato e porfiroblastos de biotita	Grauwaca

4.1. Corpos de *metachert* ferruginoso

- Depósito Lamego. a mineralização aurífera hospeda-se em *metachert* associado à rocha metavulcânica máfica e metagrauwaca.

Metachert não mineralizado possui granulação muito fina e apresenta bandamento milimétrico a centimétrico (Fig. 4.1A), caracterizado pela alternância entre níveis claros ricos em *chert*, em geral mais espessos, e níveis escuros ricos em carbonato (Fig. 4.1B, Tabela 4.2). Matéria carbonosa ocorre concentrada em finas lâminas, ou inclusa no carbonato, e fornece coloração cinza aos níveis onde está presente. O *metachert* é geralmente ferruginoso, com presença de 10 a 30% de carbonato de ferro. Venulações quartzosas e quartzo-carbonáticas podem estar presente subordinadamente acompanhadas ou não por sulfetos, principalmente pirrotita. Muito localmente ocorre FFB rica em magnetita (Fig. 4.1C). As amostras coletadas desse litotipo apresentam-se majoritariamente alteradas hidrotermalmente, dificultando a caracterização da mineralogia primária da rocha. A magnetita comumente apresenta-se associada a pirrotita, arsenopirita e pirita (Fig. 4.1D). Scheelita também pode estar presente.

Tabela 4.2. Composição das amostras de *metachert* e FFB, discriminando constituintes principais, subordinados e acessórios.

	<i>Metachert</i>		C-FFB			M-FFB	SCM-FFB		
	Lamego	Urubu	Cuiabá	Roça Grande	Ápis	Raposos	São Bento	Sumidouro	Campo Grande
Metachert	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
Quartzo de veio	
Magnetita diagenética						-----	-----	-----	-----
Magnetita hidrotermal						
Carbonato		-----	-----	-----	-----	-----	- - - -	-----
Silicato	Clorita			- - - -	- - - -	- - - -
	Stilpnomelano								- - - -
	Biotita						- - - -	
	Sericita		- - - -	- - - -
Sulfeto	Pirrotita		
	Pirita							
	Arsenopirita						
Matéria orgânica	- - - -	- - - -					

----- Principais constituintes
- - - - Subordinado
..... Baixa concentração ou localizado

A rocha metavulcânica de composição máfica a intermediária que ocorre em contato com o *metachert* está comumente alterada hidrotermalmente, afetada por cloritização, não preservando a mineralogia original da rocha. Possui granulação muito fina e matriz composta por clorita, plagioclásio, quartzo e, raramente, anfibólio. Contém porfiroblastos de albita e carbonato hidrotermal (Fig. 4.1E). Este possui forma tabular e inclusões de sericita e epidoto, sendo provavelmente pseudomorfo de plagioclásio cálcico. Localmente apresenta venulações quartzo-carbonáticas e sulfetos.

A metagrauvaca possui matriz quartzo-sericítica e porfiroclastos de quartzo de até 2 mm (Fig. 4.1F). Apresenta forte alteração hidrotermal, com veios quartzo-carbonáticos, carbonatação e sulfetação.

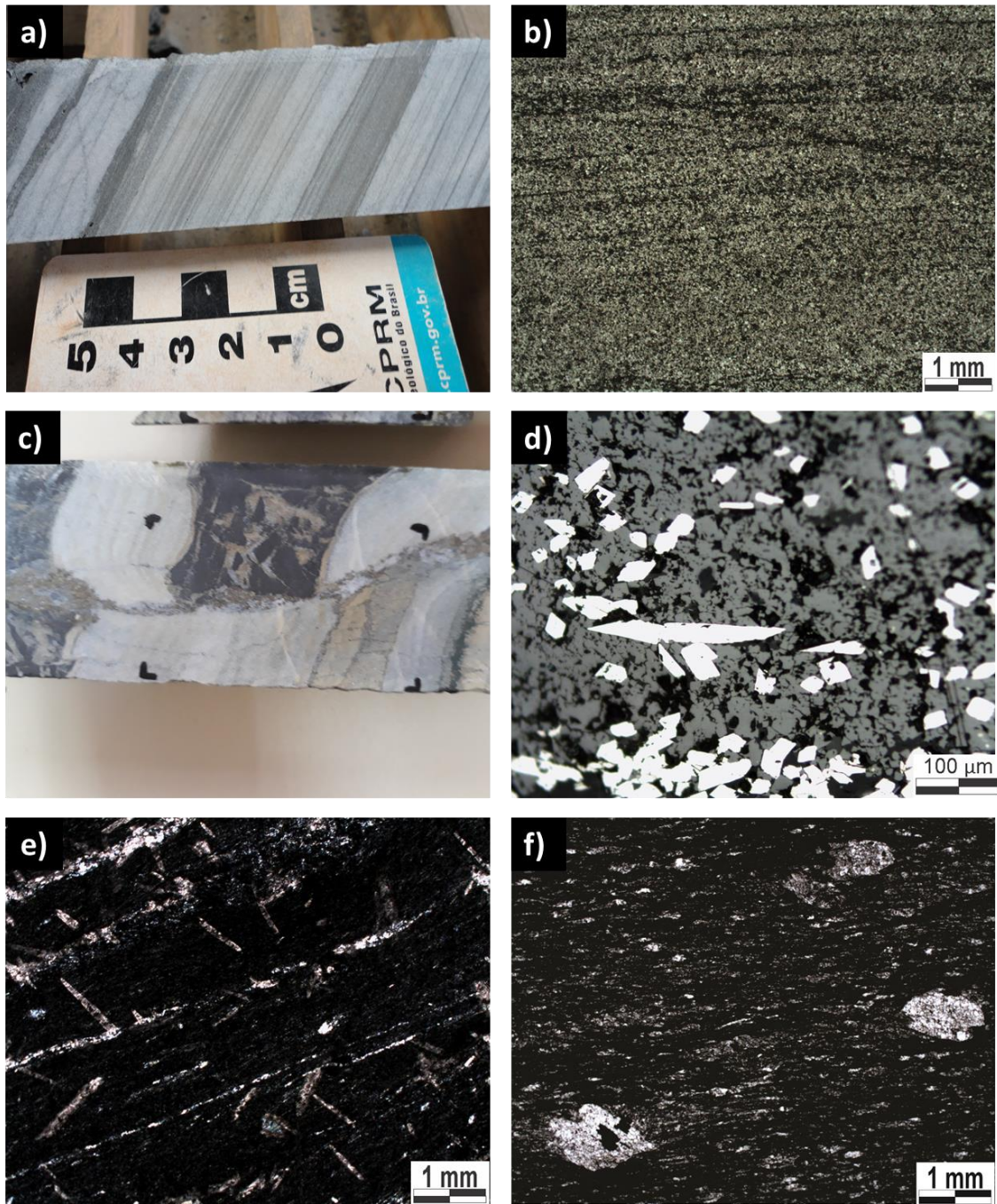


Figura 4.1. Litotipos do depósito Lamego. (a, b) Amostras de mão e fotomicrografias (LT/NP) de *metachert* com bandamento milimétrico; (c, d) Idem (LR/NP) de FFB rica em magnetita associada ao sulfeto. Fotomicrografias de (e) Rocha máfica com porfiroblastos de carbonato (LT/NC); (f) Grauvaca com matriz quartzo-sericítica e porfiroclastos de quartzo (LT/NC).

- Depósito Urubu: de acordo com *logs* de sondagem disponibilizados pela AGA, os corpos de *metachert* desse depósito estão associados com metagrauvaca, filito carbonoso, metapelito e rocha metavulcânica máfica. Foi possível coletar apenas amostras do *metachert* e metagrauvaca para o estudo petrográfico. O *metachert* é ferruginoso, rico em carbonato (15%), com bandamento milimétrico (Fig. 4.2A), intercalando camadas espessas (até 4 mm) ricas em quartzo com carbonato subordinado, finos níveis ricos em carbonato e/ou sericita, e contendo matéria carbonosa (Fig. 4.2B, C, Tabela 4.2). Subordinadamente, sulfetos ocorrem associados aos carbonatos ou matéria

carbonosa. A metagrauvaca possui matriz de granulação fina composta por quartzo, carbonato, sericita e matéria carbonosa, com porfiroblastos de até 0,5 mm majoritariamente de quartzo (Fig. 4.2D) e, subordinadamente, de plagioclásio.

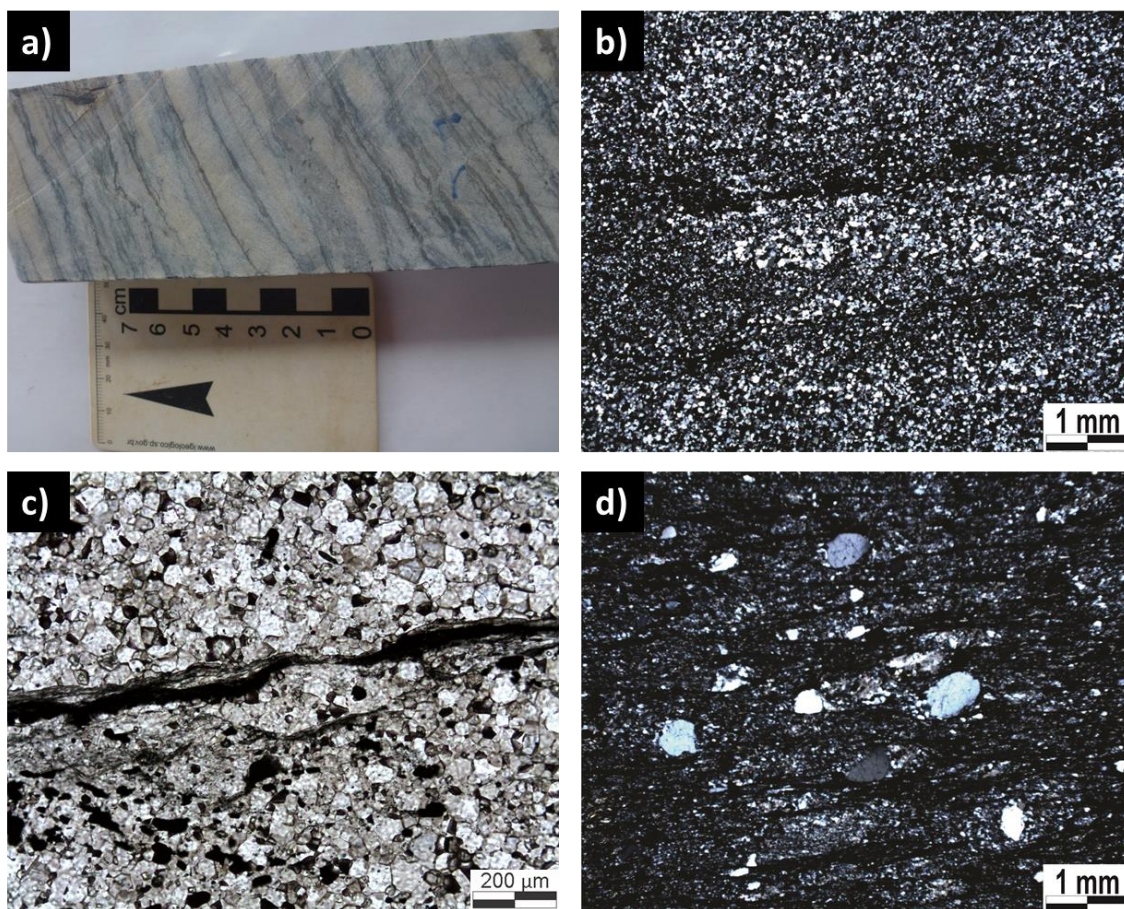


Figura 4.2. Litotipos do depósito Urubu. (a) Amostra de mão de *metachert*. Fotomicrografias de: *metachert* com (b) Fina lâmina carbonática mais escura em contato com lâminas quartzosas (LT/NC); (c) Fino nível de matéria carbonosa (LT/NP); (d) Grauvaca com matriz quartzo-sericítica e porfiroclastos de quartzo (LT/NC).

4.2. Corpos de FFB rica em carbonato

- Depósito Cuiabá. A FFB de Cuiabá faz contato na base e no topo com rochas máficas denominadas na mina como Man e Mba, respectivamente. A FFB mais comum nesse depósito é a rica em carbonato (Fig. 4.3A). Possui laminação regular milimétrica a centimétrica com intercalação de bandas branco-cinza claro, compostas por quartzo e carbonato, e bandas cinza escuro-marrom ricas em carbonato e com matéria carbonosa associada (Fig. 4.3B, Tabela 4.2). A granulação é muito fina, exceto nas venulações quartzo-carbonáticas que ocorrem localmente, acompanhadas ou não por sulfetos (pirrotita, pirita e arsenopirita). Clorita ocorre subordinadamente. Muito localmente ocorre FFB rica em magnetita e carbonato (Fig. 4.3C), podendo apresentar bandamento milimétrico a centimétrico. No entanto, nesse tipo de FFB, a estrutura primária

normalmente não está mais preservada. A granulação da magnetita e carbonato é bem variável, fina a grossa (Fig. 4.3D). Pirrotita e arsenopirita ocorrem subordinadamente.

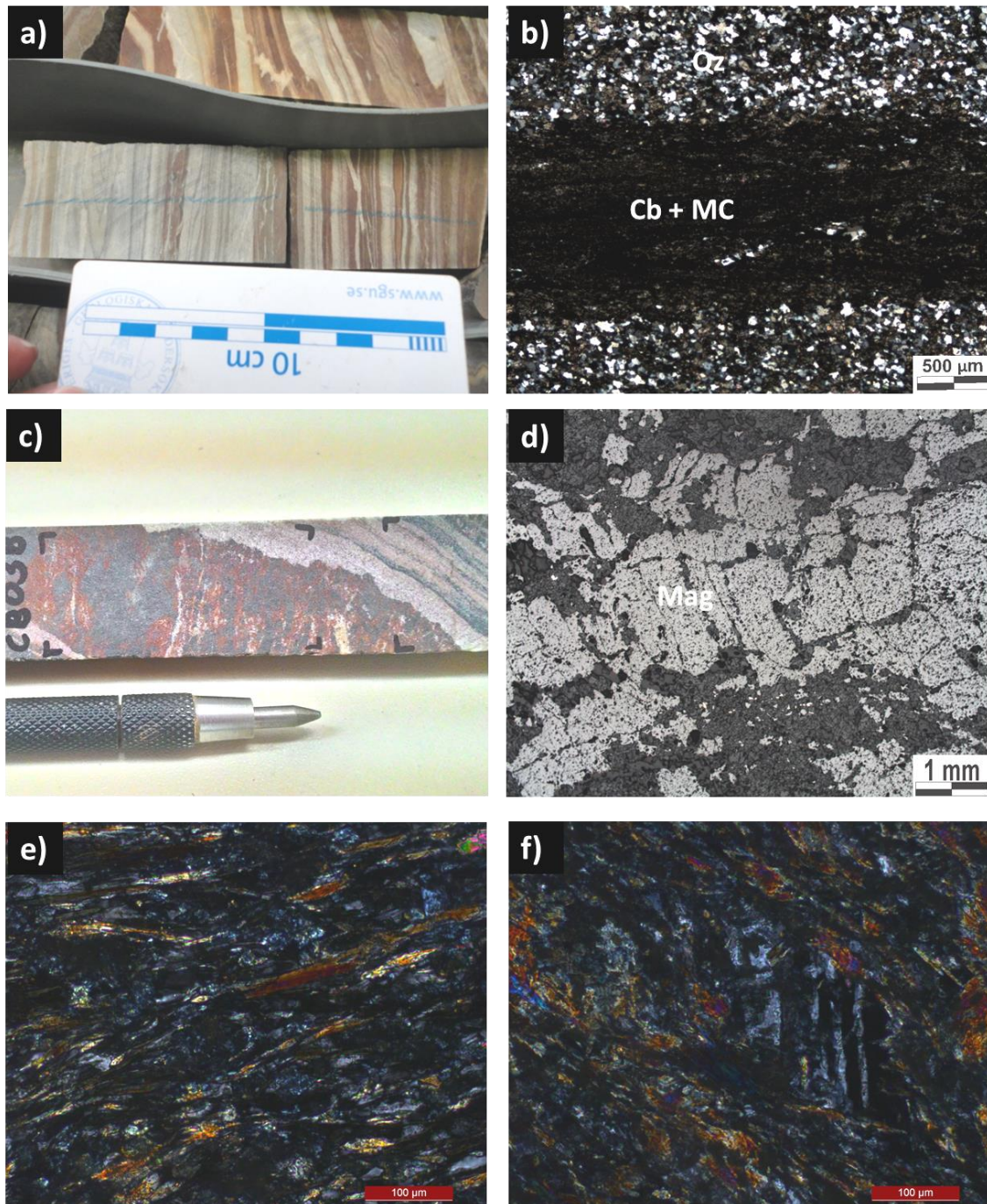


Figura 4.3. Litotipos do depósito Cuiabá. (a) Amostra de mão e (b) Fotomicrografia (LT/NC) de FFB rica em carbonato com laminação milimétrica; (c) Amostra de mão e (d) Fotomicrografia (LR/NP) de FFB rica em magnetita e carbonato, com magnetita de diferentes tamanhos; (e) Fotomicrografia (LT/NC) do Man com cristais de tremolita em matriz quartzosa; (f) Fotomicrografia (LR/NC) do Mba, destacando porfiroblasto de plagioclásio e tremolita em matriz rica em clorita e quartzo.

A rocha metamáfica da base (Man) é um quartzo-anfibólio xisto, de textura nematoblástica, (Fig. 4.3E) em matriz de granulação fina com anfibólio da série actinolita-tremolita, quartzo, plagioclásio e argilo-minerais. Possui veios finos quartzo-carbonáticos. O Mba, rocha máfica do

topo, é um clorita-actinolita xisto. Possui textura nematoblástica, com cristais orientados de actinolita e raramente, de plagioclásio preservado. A matriz é composta por actinolita, clorita, quartzo e plagioclásio (Fig. 4.3F). Apresenta venulações ricas em quartzo, clorita e carbonato hidrotermal.

- Depósito Roça Grande. Contém FFB rica em carbonato (Fig. 4.4A), que é a principal rocha hospedeira do ouro na mina subterrânea de Roça Grande, e faz contato com uma rocha metamáfica na base e com metassedimentos no topo. A FFB possui bandamento milimétrico a centimétrico (Fig. 4.4B, C) regular a irregular, intercalando lâminas quartzosas, com carbonato e clorita subordinados, e lâminas ricas em carbonato, com presença de matéria carbonosa e clorita (Tabela 4.2), granulação muito fina a fina. Venulações e sulfetos, principalmente pirrotita, ocorrem localmente.

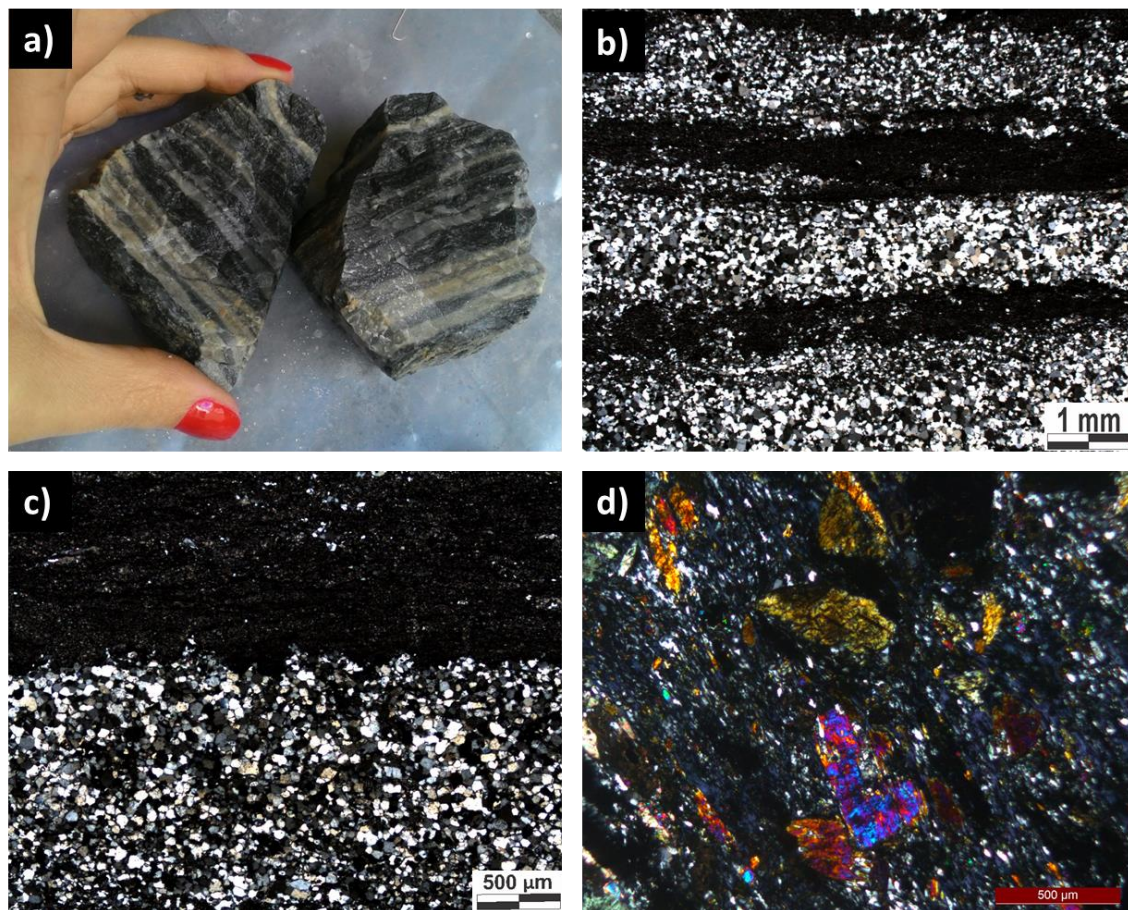


Figura 4.4. Litotipos do depósito Roça Grande. (a) Amostra de mão de FFB rica em carbonato; (b, c) Fotomicrografia (LT/NC) de FFB com bandamento milimétrico intercalando níveis quartzosos e carbonáticos; (d) Fotomicrografia da rocha metamáfica em contato basal com a FFB, com cristais de hornblenda em matriz rica em clorita e quartzo.

A rocha vulcânica máfica que ocorre na base da FFB é um clorita-hornblenda xisto de textura nematoblástica, e que passou por intenso processo de silicificação. Possui cristais maiores de hornblenda decussados e matriz fina composta por hornblenda, clorita, quartzo, titanita,

plagioclásio, epidoto e carbonato (Fig. 4.4D). É rica em magnetita média a grossa em estágio avançado de oxidação. A FFB faz contato na capa com um sericita-quartzo xisto, uma rocha metassedimentar fina.

- Depósito Ápis: foi feita a descrição macroscópica de dois furos de sondagem do depósito Ápis, disponibilizados pela AGA. A sucessão litológica, da base para o topo, é caracterizada pela intercalação de camadas de talco xisto (rocha metaultramáfica) e clorita-quartzo xisto (rochas sedimentares pelíticas), seguido por filito carbonoso que trapeia a FFB no topo e na base. No topo da sucessão há espesso pacote de rocha metassedimentar clástica.

A FFB é rica em carbonato e apresenta laminação milimétrica marcada por diferente proporção de quartzo e carbonato (Fig. 4.5A), de granulação fina. Possui finos níveis com clorita e biotita. Venulações de quartzo (Fig. 4.5.B) e sulfetos disseminados, principalmente pirrotita, podem ser comuns (Tabela 4.2). Localmente ocorrem porfiroblastos de albita hidrotermal.

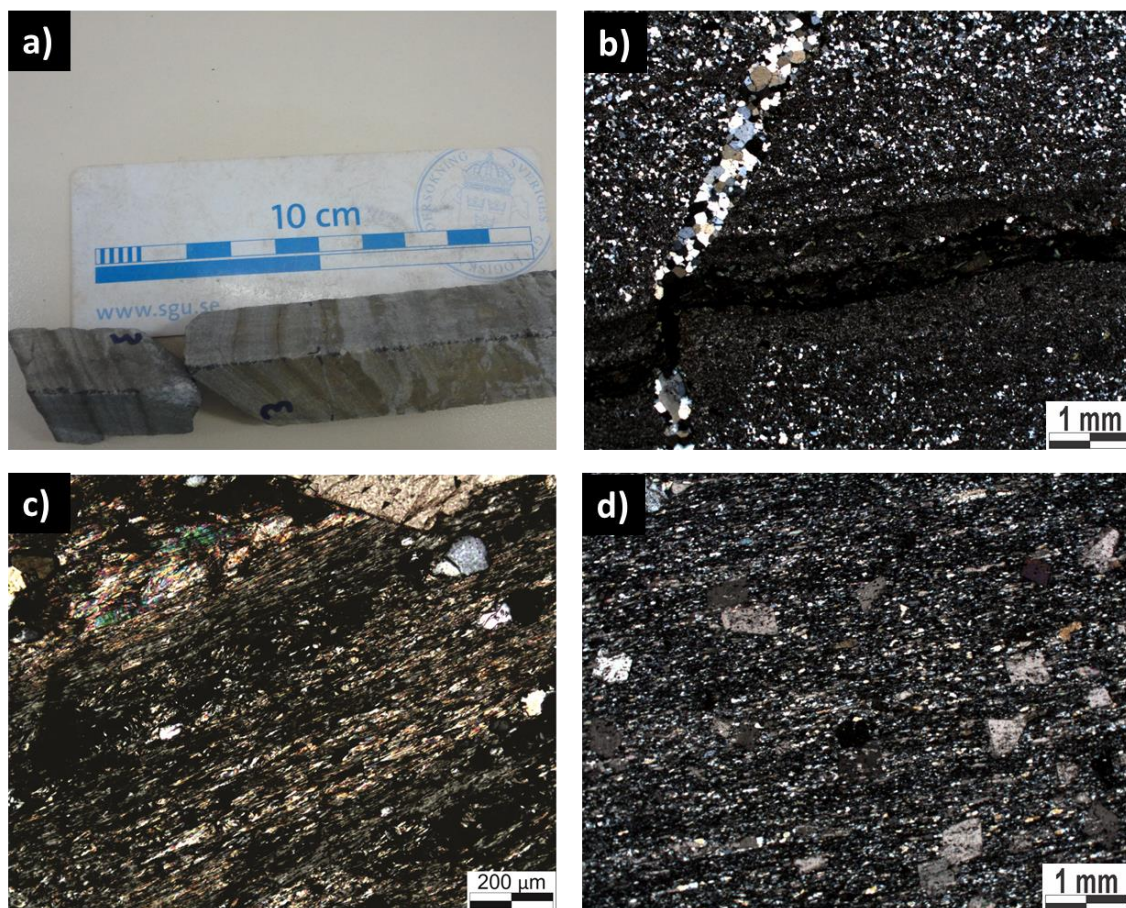


Figura 4.5. Litotipos do depósito Ápis. (a) Amostra de mão de FFB rica em carbonato. Fotomicrografias (LT/NC) de (b) FFB com níveis quartzosos e carbonáticos, cortado por veio de quartzo; (c) Rocha metaultramáfica na base da FFB; (d) Metagrauvaca com porfiroblastos de carbonato do topo da sequência.

A rocha metaultramáfica da base é um quartzo-sericita-clorita-talco-carbonato xisto fino (Fig. 4.5C), foliado, com presença de porfiroblastos de carbonato hidrotermal, sulfetos (pirrotita,

arsenopirita e pirita) e veios de quartzo. O metapelito é uma rocha de granulação muito fina, rica em quartzo e clorita, com foliação incipiente. Possui porfiroblastos de carbonato, veios quartzo-carbonáticos e, subordinadamente, sulfetos (pirita e calcopirita) e magnetita.

A metagrauvaca do topo da sequência é composta por matriz fina com quartzo, carbonato e clorita com porfiroclastos de feldspato. Também estão presentes porfiroblastos de carbonato (Fig. 4.5D), magnetita fina disseminada, raros sulfetos e veios carbonáticos.

4.3. Corpo de FFB rica em magnetita

- Depósito Raposos. A FFB de Raposos faz contato na base e topo com rochas metavulcânicas máficas a ultramáficas. A amostragem foi feita em uma cava a céu aberto e, embora a FFB esteja bem preservada, as rochas encaixantes estavam muito intemperizadas e não foi possível fazer sua caracterização petrográfica. A FFB é caracterizada pela alternância de lâminas milimétricas (<1 a 2 mm) cinza escuro ricas em magnetita e lâminas cinza claro ricas em quartzo recristalizado (Fig. 4.6A, B, Tabela 4.2). Os minerais possuem majoritariamente granulação muito fina (25-50 μm) com alguns recristalizados mais grossos apresentando até 0,3 mm. Carbonato ocorre subordinadamente. Devido à alteração intempérica, a magnetita encontra-se parcialmente oxidada. Muito localmente, pirrotita encontra-se associada à magnetita.

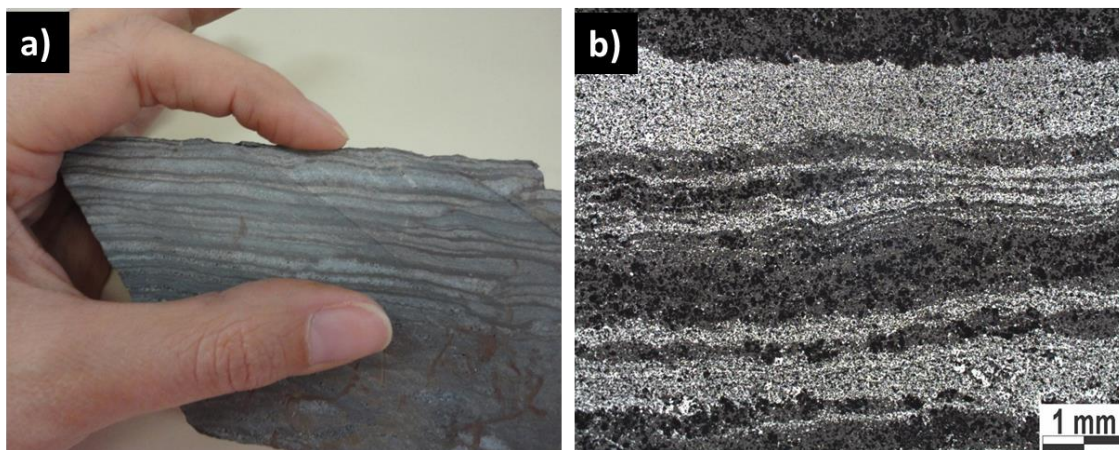


Figura 4.6. (a) Amostra de mão e (b) Fotomicrografia (LR/NP) de FFB rica em carbonato do depósito Raposos.

4.4. Corpos de FFB rica em magnetita, carbonato e silicato

- Depósito São Bento. A FFB São Bento diferencia-se da maioria das demais do GBRV por estar relacionada apenas a sedimentos clásticos, grauvas, turbiditos e pelitos. A composição mineral dessa FFB inclui abundante quartzo, magnetita e carbonato. Stilpnomelana, clorita e sericita ocorrem em concentrações variáveis.

A rocha apresenta bandamento intercalando níveis claros quartzosos ou quartzo-carbonáticos, níveis cinza escuro ricos em magnetita e carbonato (Fig. 4.7B) e níveis verdes ricos em clorita (Fig. 4.7C) e stilpnomelana (Tabela 4.2). As camadas constituídas quase inteiramente de clorita, stilpnomelana ou sericita representam contribuições episódicas de sedimentos clásticos ou a transição entre sedimentos químicos e clásticos. Algumas amostras têm características primárias da FFB bem preservadas, como bandamento fino (<1 a 2 mm) regular (Fig. 4.7A) e granulação muito fina. As amostras mais afetadas por alteração hidrotermal possuem bandamento irregular mais espesso (4 mm a 1 cm; (Fig. 4.7D) e magnetita de granulação grossa (Fig. 4.7E), acompanhada por carbonato, quartzo e clorita de granulação fina a média. Nesse caso, são comuns venulações quartzo-carbonáticas e sulfetos, principalmente pirrotita.

A FFB faz contato com grauvaça de matriz fina com quartzo, muscovita e clorita, e com porfiroclastos de quartzo (Fig. 4.7F) e agregados de sericita, provavelmente pseudomorfos de plagioclásio. Magnetita e pirrotita ocorrem disseminadas; vênulações com quartzo, carbonato e clorita são comuns.

- Corpo Campo Grande. A FFB Campo Grande não é mineralizada. Localiza-se a norte da FFB São Bento (Fig. 2.5C), e é também associada a sedimentos clásticos. A mesma é composta por quartzo, carbonato, magnetita e stilpnomelana. As amostras que preservam o bandamento milimétrico possuem granulação muito fina a fina e são caracterizadas pela intercalação entre: níveis claros compostos principalmente por quartzo e carbonato; níveis escuros ferruginosos, ricos em magnetita, e com quartzo e ferristilpnomelana subordinados; e níveis verdes constituídos principalmente por clorita e stilpnomelana (Fig. 4.8A, B, Tabela 4.2). Quando a FFB está alterada hidrotermalmente, apresenta bandamento mais espesso (centimétrico) e irregular e, no geral, a granulação da rocha aumenta: Os níveis quartzo-carbonáticos possuem abundante carbonato hidrotermal grosso e palhetas de clorita e muscovita. Os níveis ferruginosos são ricos em magnetita média a grossa (Fig. 4.8C), associada a carbonato e ferrostilpnomelana, também de granulação grossa e com textura de dissolução. Finas venulações carbonáticas com presença de sulfetos são comuns.

A FFB faz contato com metassiltito que apresenta bandamento composicional caracterizado por níveis escuros com clorita rica em ferro e quartzo, sericita e biotita subordinados, intercalados com níveis claros ricos em quartzo, com clorita e sericita (Fig. 4.8D). Possui sulfetos, principalmente próximo à venulações, e está deformada, com quartzo e sulfetos estirados.

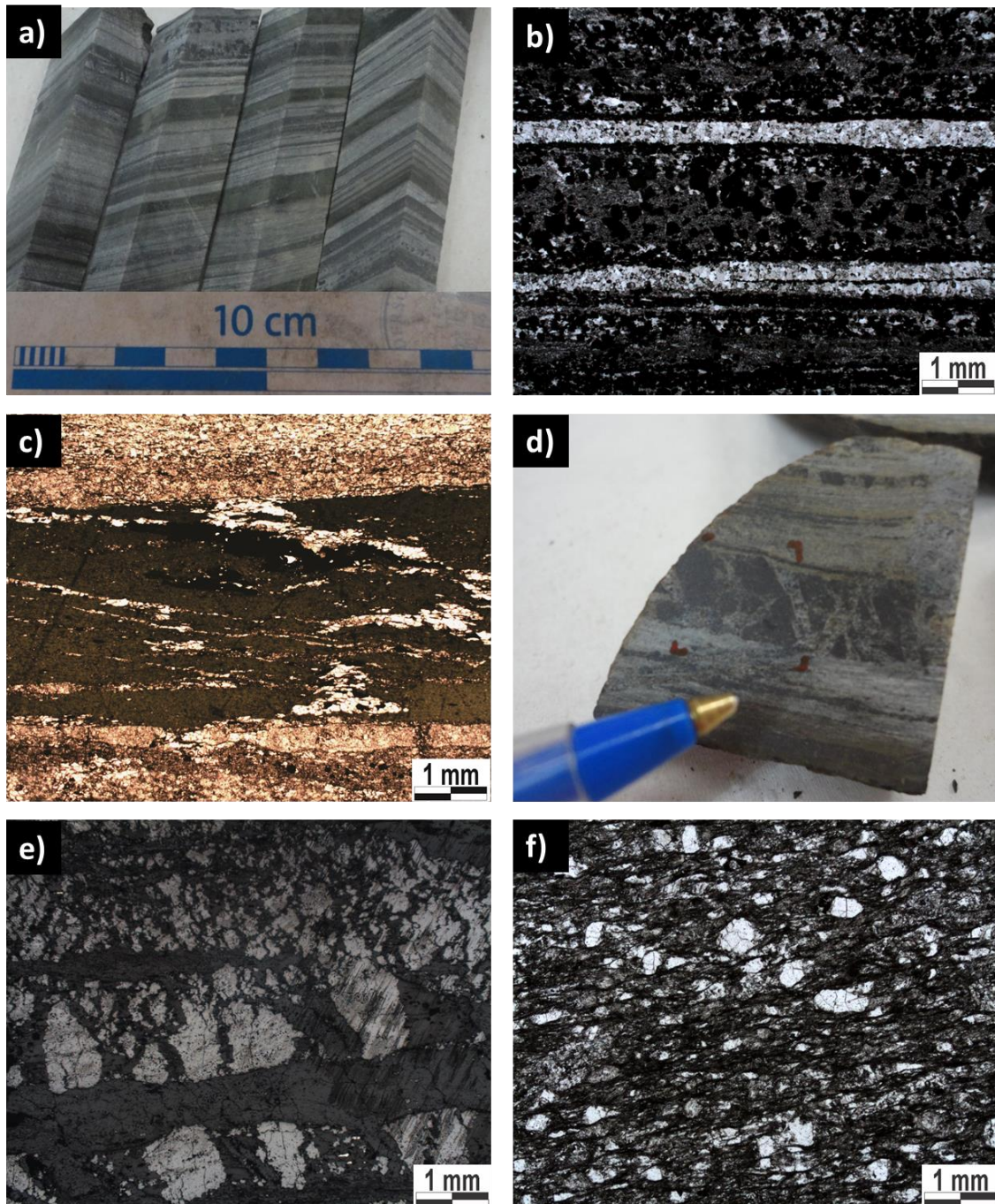


Figura 4.7. Litotipos do depósito São Bento. (a) Amostra de mão e (b) Fotomicrografias (LR/NC) de FFB com bandamento milimétrico intercalando níveis quartzosos, ricos em magnetita e em carbonato. (c) Fotomicrografia (LR/NP) de nível clorítico em FFB; (d) Amostra de mão e (e) Fotomicrografia (LR/NP) de FFB com níveis com magnetita grossa; (f) Fotomicrografia (LR/NP) de metagrauvaca com porfiroclastos de quartzo.

- Corpo Sumidouro: localiza-se a sul da FFB São Bento (Fig. 2.5C), intercalada a metassedimentos clásticos e não é mineralizada. A FFB apresenta bandamento milimétrico (Fig. 4.9A) intercalando níveis quartzosos, com magnetita, carbonato, clorita e porfiroblastos de biotita subordinados, e níveis ricos em magnetita, com ou sem clorita (Fig. 4.9B, C, Tabela 4.2). A FFB faz contato com um sedimento sem bandamento, com matriz de granulação fina composta por quartzo, carbonato e magnetita e rica em porfiroblastos de biotita (Fig. 4.9C) e algum feldspato.

Clorita e sericita ocorrem subordinadamente. Essa rocha parece representar a transição entre um sedimento químico e um sedimento clástico, com contribuição significativa de ambas.

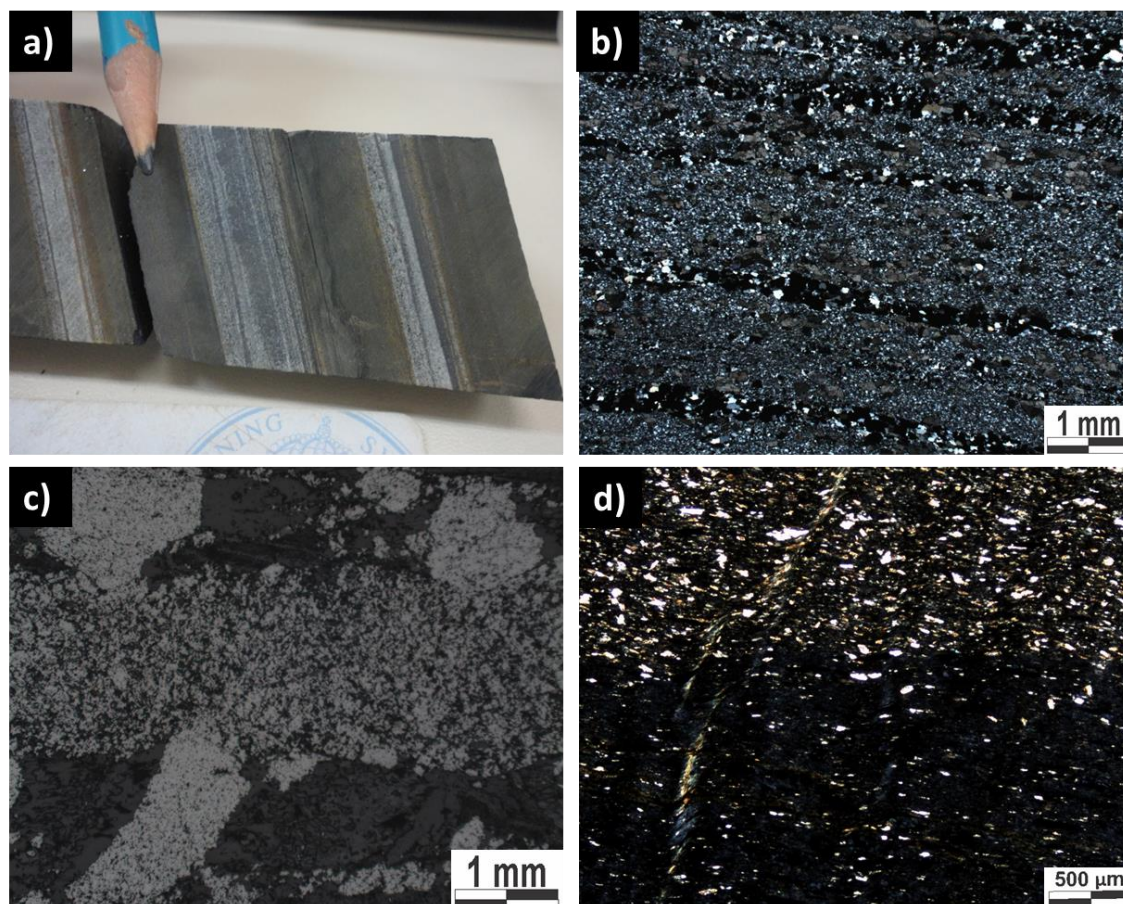


Figura 4.8. Corpo de FFB Campo Grande. (a) amostra de mão de FFB intercalando níveis ricos em magnetita, níveis quartzo-carbonáticos e camadas centimétricas compostas por stilpnomelana e clorita; fotomicrografia de (b) níveis quartzo-carbonáticos intercalados com finos níveis ricos em magnetita fina em FFB (LR/NC), (c) FFB com magnetita grossa (LR/NP), (d) metassiltito com lâminas ricas em quartzo intercaladas com lâminas ricas em clorita com cor de interferência azul, rica em ferro (LR/NC).

A presença de porfiroblastos de até 1 mm de biotita é característica marcante nesse corpo. Essa FFB localiza-se no leste do QF, porção mais afetada pela deformação brasileira e os porfiroblastos de biotita estão relacionados à esse evento e foram formados por um metamorfismo na transição xisto verde-anfibolito. Análises de microsonda feitas nessas biotitas mostram que elas são ricas em ferro (FeO médio = 22.8 %), o que é esperado, visto que foram formadas a partir de rochas com altas concentrações de ferro.

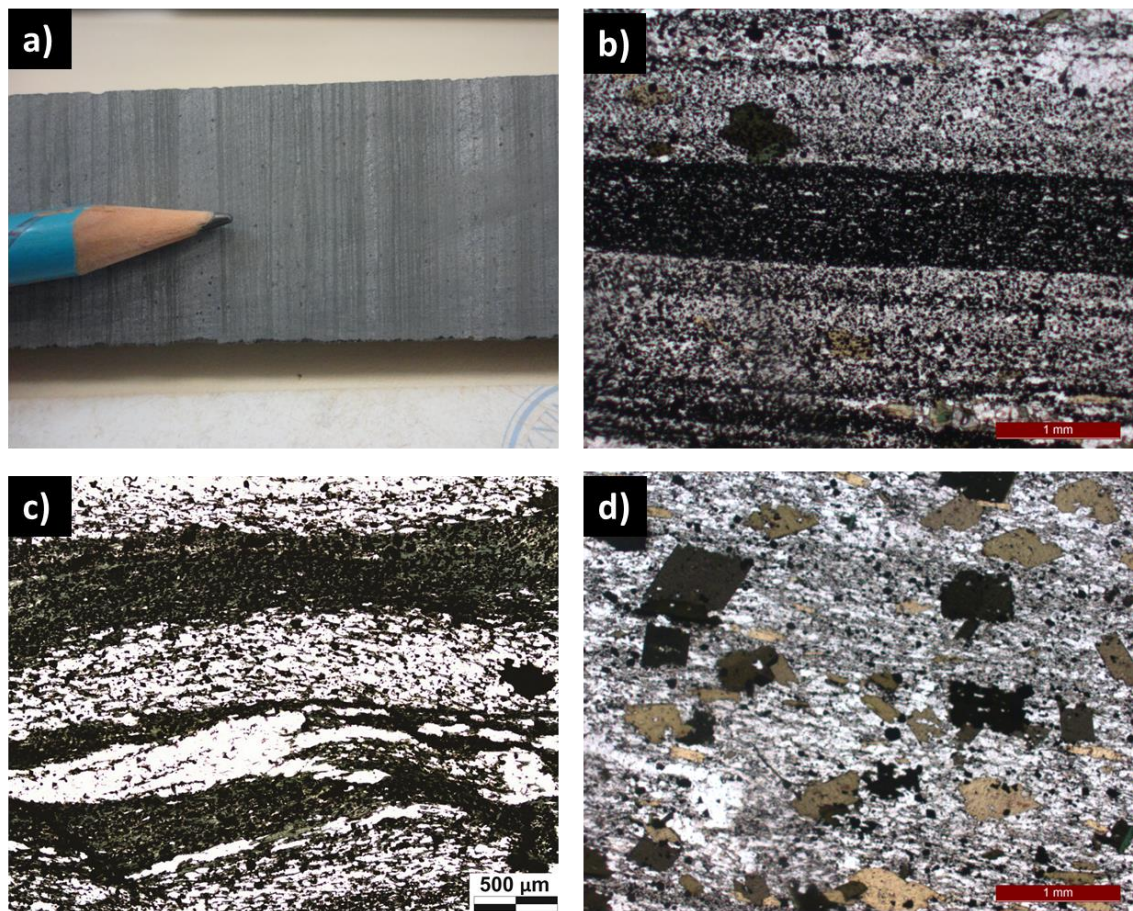


Figura 4.9. Corpo de FFB Sumidouro. (a) Amostra de mão de FFB com laminação milimétrica; micrografias (LT/NP) de (b) FFB intercalando banda rica em magnetita e banda rica em quartzo, magnetita, biotita, (c) detalhe de lâminas da FFB ricas em magnetita e clorita micrografia, (d) rocha sedimentar com contribuição química e clástica, rica em porfiroblastos de biotita.

CAPÍTULO 5 – ARTIGO

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

Abstract: Petrographic and geochemical studies were undertaken on some of the several Algoma-type banded iron formations from the Rio das Velhas greenstone belt, Quadrilátero Ferrífero, Brazil, including a number of samples from BIF-hosted gold deposits. These rocks show a great diversity in terms of primary mineralogy, lithological associations and geochemistry. The significant positive Eu anomalies ($\text{Eu}/\text{Eu}^*_{\text{PAAS}} = 1.57\text{-}4.01$) and comparatively lower contents of immobile elements ($\text{Al}_2\text{O}_3 = 0.01\text{-}0.34$ wt%, $\text{TiO}_2 = 0.01\text{-}0.02$ wt%), of the carbonaceous and/or ferruginous chert layers of the Lamego and Urubu deposits, suggest that these had the highest contribution of hydrothermal fluid in their formation, with insignificant detrital input. The carbonate and-or magnetite-rich banded iron formation of the Cuiabá, Roça Grande, Ápis and Raposos deposits presents an intermediate contribution of hydrothermal fluid, as well as relatively low detrital input ($\text{Eu}/\text{Eu}^*_{\text{PAAS}} = 1.34\text{-}3.25$; $\text{Al}_2\text{O}_3 = 0.04\text{-}1.47$ wt%, $\text{TiO}_2 = 0.01\text{-}0.03$ wt%). Banded iron formation with greater mineralogical variability including magnetite, carbonate and iron-rich silicates are present within the São Bento deposit, as well as the Campo Grande and Sumidouro non-mineralized banded layers. These layers have a high detrital input and low hydrothermal fluid influence ($\text{Eu}/\text{Eu}^*_{\text{PAAS}} = 1.1\text{-}2.6$; $\text{Al}_2\text{O}_3 = 0.11\text{-}6.82$ wt%, $\text{TiO}_2 = 0.03\text{-}0.33$ wt%). Magnetite grains from selected samples from São Bento, Campo Grande, Sumidouro and Lamego are characterized according to textural relations and associated mineralogy in: Mag1 - diagenetic; Mag2 - early-stage hydrothermal; Mag3 and Mag4 - main-stage hydrothermal. Laser ablation ICP-MS analysis of magnetite indicates a systematic variation in Ti, V, Ni and Co contents, with Mag1 having the highest concentrations of these elements. The even higher trace element content of the Sumidouro diagenetic magnetite is related to an important clastic input to seawater during the deposition of this banded iron formation. The chemical composition of hydrothermal magnetite is largely dependent on coexisting minerals, such as sulfides, carbonates and silicates, and on the type of mechanism by which the magnetite formed (dissolution and reprecipitation, or re-equilibration). A depositional model is proposed suggesting that banded iron formation with mineralogical and geochemical diversity was deposited in different locations within the Rio das Velhas Archean basin. Chert layers were formed close to the hydrothermal source; carbonate and-or magnetite-rich banded iron formation were deposited further away from the volcanic center; and the silicate-carbonate-magnetite-rich banded iron formation were localized far from the hydrothermal vents in association with submarine fans with episodic input of clastic sediments. The banded iron formation types with

abundant iron-rich carbonate and-or magnetite host gold mineralization more efficiently since they are especially favorable to sulfide replacement accompanied by gold precipitation.

Keywords: banded iron formation, depositional model, LA-ICP-MS, magnetite, Quadrilátero Ferrífero

5.1. Introduction

Algoma-type banded iron formations (BIFs) are thinly bedded, chemical sedimentary rocks, consisting of alternating layers rich in chert and iron-rich minerals. They are commonly associated with volcanic rocks of variable composition, from rhyolite to ultramafic and clastic sedimentary rocks such as turbidites and greywackes. Algoma-type BIFs are related to exhalative hydrothermal processes close to volcanic centers during the deposition of volcano-sedimentary greenstone successions (Gross, 1965; Bekker et al., 2010). They commonly present heterogeneous assemblages that may reflect different environmental conditions under which they formed (Gross, 1983). James (1954) defined four sedimentary facies of iron formation based on the types of iron-bearing mineral present: oxide, carbonate, silicate and sulfide, although the sulfide facies is not truly an iron formation but rather a pyritic carbonaceous shale (Bekker et al., 2010). According to Gross (1983), the carbonate facies is more abundant in proximal vent areas, while the oxide facies forms thicker layers in association with distal greywacke sediments.

Algoma-type BIFs are more likely to have formed in restricted basins under the influence of seawater and hydrothermal fluids, and their geochemistry tends to reflect local volcanic and hydrothermal conditions rather than larger-scale ocean chemistry (Bolhar et al., 2005; Bekker et al., 2010), as confirmed by the overall rare earth elements (REE) patterns of these BIFs. The positive europium (Eu) anomaly in Archean BIFs is typical of high temperature hydrothermal fluids (Danielson et al., 1992), and points to significant hydrothermal contribution in their formation. Enrichment in heavy rare earth elements (HREE) relative to the light rare earth elements (LREE) is evidence of a seawater fluid component (Bau and Möller, 1993; Kato et al., 1998; Bau and Dulski, 1999).

It is widely accepted that iron was introduced into the seawater by hydrothermal vents (Bau and Dulski, 1996; Kump and Seyfried, 2005; Beukes and Gutzmer, 2008), and these same vents are the suggested source of the silica in BIFs, although a continental contribution must also be considered (Beukes and Gutzmer, 2008; Ilouga et al., 2013). Iron could concentrate in the seawater because in Archean times deep ocean basins were anoxic or suboxic, due to lower oxygen levels in the atmosphere (Bau and Dulski, 1999). The oxygenation state of the basin can be verified using Ce

concentrations, as this element has two different valences, 3^+ and 4^+ , and in the presence of oxygen Ce^{3+} is oxidized to insoluble Ce^{4+} . The latter is removed from the water due to its preferential adsorption on the surface of particles, which results in the typical negative Ce anomaly of seawater when normalized to shale composites (Elderfield and Greaves, 1982; De Baar et al., 1985). In contrast, BIFs deposited in an anoxic to suboxic environment lacks significant negative Ce anomalies (Bau and Dulski, 1996).

Banded iron formations generally contain insignificant amounts of continentally derived detritus, but even minor amounts of clastic material are enough to modify their REE pattern. Detrital contamination elevates the concentrations of Al_2O_3 and immobile elements (i.e., Ti, Zr, Th, Sc), which are unlikely to be related to the deposition of chemical sediments (Bau, 1993; Bolhar et al., 2004; Haugaard et al., 2017).

Archean BIFs host orogenic gold deposits in many granite-greenstone terrains around the world, including in the Slave Craton, Churchill and Superior Provinces of Canada (Padgham and Fyson, 1992; Dubé and Mercier-Langevin, 2015), in the Amalia-Kraaipan greenstone-granitoid terrane of the Kaapvaal craton, South Africa (Adomako-Ansah et al., 2017), as well as in the Nyanzian and Sukumaland greenstone belts of Tanzania (Borg et al., 1990; Kuehn et al., 1990). Banded iron formations are important host rocks for gold mineralization as their composition favors the replacement of iron bands by sulfide accompanied by the precipitation of gold. They can host giant, high-grade deposits and consequently this rock type contributes greatly to the gold endowment of Precambrian terranes (Dubé and Mercier-Langevin, 2015). The genesis of orogenic gold deposits is controlled by a number of factors besides the composition of the host rock, including metal and fluid source, fluid pathways and depositional mechanisms. Tectonic settings that lead to an increase in fluid migration and the concentration of these fluids in sites that favor gold precipitation are essential aspects that are directly related to the structural evolution of the orogenic system that the gold deposits are being formed in (e.g., Ridley, 1993; Groves et al., 2018, and references therein).

In BIF-hosted gold deposits, these rocks may display important differences in terms of geological setting, tectonic evolution, chemical signature, metamorphic grade, primary mineralogy, as well as secondary (hydrothermal) mineralogy, mineralization style, ore tonnage and gold grade (Dubé and Mercier-Langevin, 2015). In view of such diversity, Gourcerol et al. (2016a) investigated the impact of these variations on gold resources at the Meadowbank, Meliadine and Musselwhite deposits in Canada. Their geochemical studies indicated that the primary chert composition of auriferous BIF intervals does not appear to exert a major control on epigenetic gold mineralization.

The Archean Rio das Velhas greenstone belt (RVGB) hosts the largest gold deposits within the Quadrilátero Ferrífero (QF) metallogenic province, Brazil. Deposits are hosted mainly in Algoma-type, magnetite- and-or siderite-rich BIFs, as is the case for the world-class Cuiabá deposit, as well as others such as the Lamego, São Bento and Raposos deposits, where pyrite, arsenopyrite and less commonly pyrrhotite are the main ore minerals (e.g., Lobato et al., 2001a). The numerous BIFs in the RVGB display a wide range of mineralogical compositions and lithofacies associations (Zucchetti and Baltazar, 2000). Some of the RVGB BIFs have been the object of previous studies, which mainly focused on their hydrothermal alteration associated with gold mineralization, as well as their geochemistry (Martins Pereira, 1995; Raposo, 1996; Ribeiro-Rodrigues, 1998; Sales, 1998).

Magnetite is one of the most common iron-rich minerals in BIFs, and recent studies point to its importance as a petrogenetic indicator and as a pathfinder mineral. Magnetite may incorporate a large number of foreign cations substituting Fe^{2+} and Fe^{3+} (Lindsley, 1976), and as such its chemical composition is dependent on the physico-chemical conditions during formation. Consequently, magnetite from different origins show distinctive trace element signatures (Dupuis and Beaudoin, 2011; Dare et al., 2014; Nadoll et al., 2014). The foreign cations in magnetite have very low concentrations, requiring the use of in situ laser ablation-ICP-MS (LA-ICP-MS), which allows the detection of a wide range of trace elements with detection limits typically below the parts-per-million (ppm) level (Dare et al., 2014; Nadoll et al., 2014). Nadoll et al. (2014) defined a suite composed of Mg, Al, Ti, V, Co, Ni, Zn, Cr, Mn, Ga and Sn, called magnetite elements, which are commonly present in detectable concentrations within magnetite of all origins.

In BIF-hosted orogenic gold deposits hydrothermal magnetite is commonly an important phase, as is the case at Golden Mile, Kalgoorlie (Australia). Thermodynamic modeling has shown that the presence of hydrothermal magnetite does not require an oxidizing, mineralizing fluid source if the fluid interacted with an Fe^{3+} bearing rock (Evans et al., 2006). Nadoll et al. (2014) evaluated the trace element geochemistry of hydrothermal magnetite in a variety of environments, and they showed that its presence can be governed by several factors such as fluid and host rock composition, fluid-host rock interaction, temperature, pressure, oxygen and sulfur fugacity and re-equilibration processes. Since BIFs formed from relatively low-temperature fluids (Danielson et al., 1992), the tendency is for their magnetite to have a low concentration of trace elements, due to their lower solubility. As a result, BIFs primary magnetite is compositionally homogeneous (Dare et al., 2014).

The present study investigates several Algoma-type BIFs that commonly host gold mineralization within the RVGB, as well as diagenetic and hydrothermal magnetite that may be associated with them. The aim of this research is to determine the geochemical composition and

primary characteristics of the BIFs in order to help establish the relative contribution of each of their dominant sources: seawater, hydrothermal fluids and detrital components. The research includes samples from the BIF-hosted Cuiabá, Lamego, São Bento, Roça Grande, Raposos, Urubu and Ápis orogenic gold deposits, and the non-mineralized Campo Grande and Sumidouro BIFs, all of which are associated with ultramafic and mafic metavolcanics and-or metasedimentary rocks. In situ LA-ICP-MS trace element analyses were undertaken for magnetite from the Lamego, São Bento, Campo Grande and Sumidouro BIFs, providing further parameters on the prevailing environmental conditions during BIF formation. New petrological and geochemical insights regarding RVGB BIF deposition are presented and used to reconstruct the paleoenvironment of this Archean basin. Some of the primary aspects of the studied BIFs are also evaluated to assess whether any of these characteristics favored the epigenetic, orogenic-type gold mineralization of the RVGB. Additionally, a comparison is made between the compositions of the different magnetite generations to obtain information about the compositions of the seawater and mineralized fluids responsible for the formation of the diagenetic and hydrothermal magnetite.

5.2. Geology Background

5.2.1. Regional Geology

The Archean Rio das Velhas greenstone belt (RVGB) of the Quadrilátero Ferrífero (QF) region is located in the southeast portion of the São Francisco craton, within the southern-central part of the state of Minas Gerais (Almeida, 1967; Dorr, 1969). The QF is one of the principal Brazilian metallogenic provinces, encompassing numerous deposits of gold, iron and manganese as well as gemstones (e.g., Lobato et al., 2014) within sequences of Archean to Proterozoic age. The province can be divided into three main lithotectonic domains: Archean gneissic trondhjemitic-tonalite-granodiorite (TTG) terrains, an Archean volcano-sedimentary sequence - the Rio das Velhas greenstone belt (RVGB) and Neoproterozoic metasedimentary sequences (Fig. 5.1; Dorr, 1969; Baltazar and Zucchetti, 2007; Alkmim and Martins-neto, 2012; Cabral et al., 2012).

The Archean TTG terrains represent the crystalline basement of the QF, which is exposed in the Belo Horizonte, Bonfim, Bação, Santa Bárbara and Caeté domes (Teixeira et al., 2000). Lana et al. (2013) defined three main periods of TTG magmatism: Santa Bárbara (3220-3200 Ma), Rio das Velhas I (2930-2900 Ma) and Rio das Velhas II (2800-2770 Ma), related to amalgamation of terrains concomitant with deposition of the RVGB supracrustal sequences. Farina et al. (2015a) suggested a fourth tectono-magmatic event, Mamona (2760-2680 Ma), with potassic granitoid intrusions.

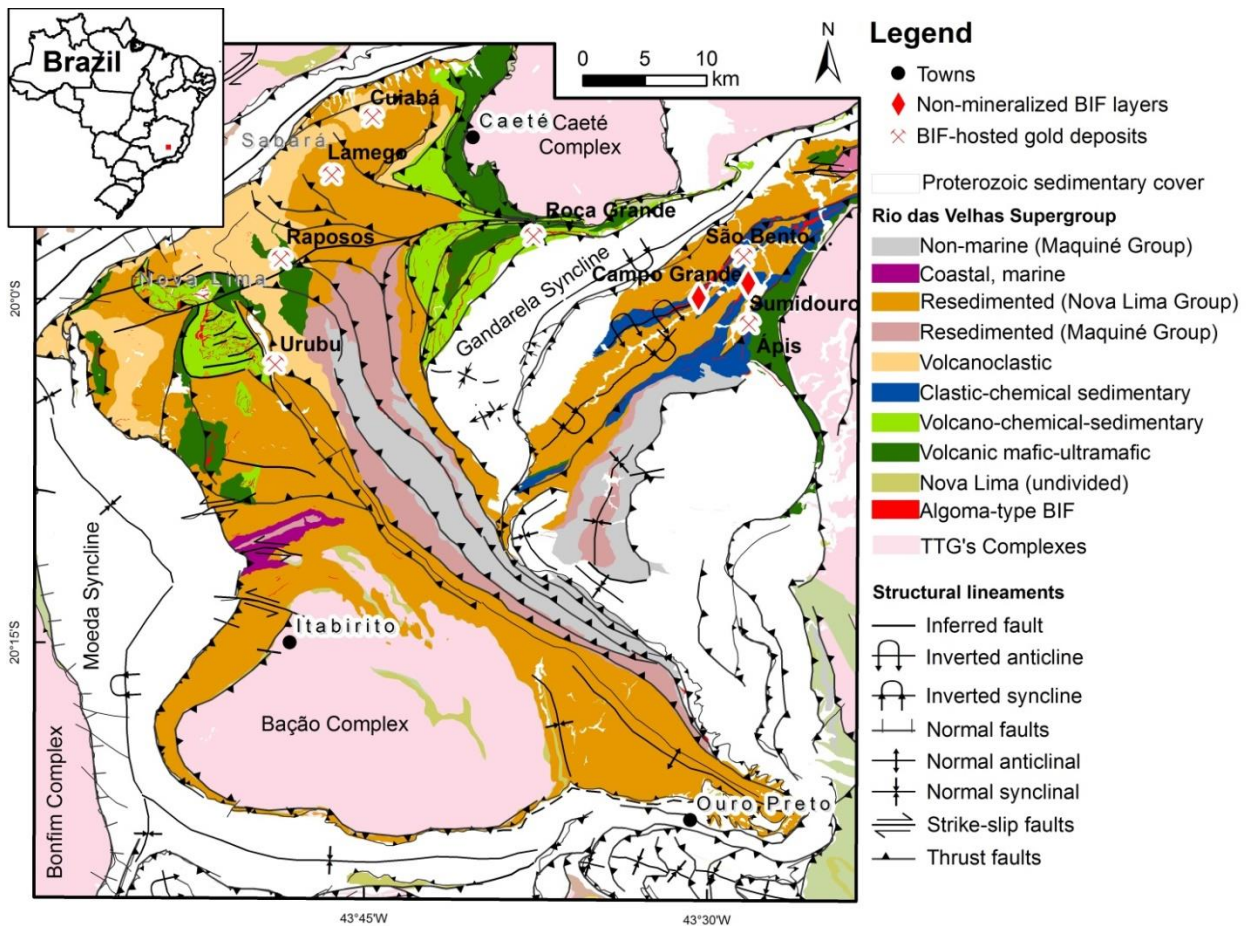


Figure 5.1 Simplified geological map of the Quadrilátero Ferrífero region. Principal lithofacies associations of the Rio das Velhas greenstone belt after Baltazar and Zucchetti (2007). Location of metachert and BIF layers sampled.

The Archean metavolcano-sedimentary rocks of the RVGB overlie the basement and are characterized by mafic and ultramafic rocks, intermediate to acid volcanic and associated volcanoclastics, clastic and chemical sedimentary rocks. The sequence is metamorphosed at greenschist to low amphibolite-facies conditions (Dorr, 1969; Zucchetti and Baltazar, 2000). The RVGB-Rio das Velhas Supergroup was originally divided by Dorr (1969) into the Nova Lima and Maquiné groups. After detailed mapping of the belt, Zucchetti and Baltazar (2000) and Baltazar and Zucchetti (2007) proposed the subdivision of the Rio das Velhas Supergroup into informal lithofacies associations based on the depositional environments of the sedimentary rocks and their source areas. The seven associations, from bottom to top are: 1) volcanic-mafic-ultramafic, 2) volcano-chemical-sedimentary, 3) clastic-chemical-sedimentary, 4) volcanoclastic, 5) resedimented, 6) coastal, 7) non-marine (shown in Fig. 5.1), with BIF present mainly in associations 1, 2, 3. The basal lithofacies of the Rio das Velhas Supergroup consists mainly of ultramafic and mafic rocks interbedded with Algoma-type BIFs, ferruginous metachert and carbonaceous sediments. The ultramafic rocks are massive or pillowed peridotitic komatiites with spinifex texture (Schorscher, 1978; Sichel, 1983). The middle portion is characterized by metapelites intercalated with BIFs, metachert and carbonaceous sediments, reflecting deposition in a deep marine environment. In

contrast the upper lithofacies consists of coastal sandstones and associated fluvial sandstones and conglomerates (Baltazar and Zucchetti, 2007).

The younger supracrustal sequences are represented by the Minas Supergroup, the Sabará and Itacolomi Groups and the Espinhaço Supergroup. The Minas Supergroup is interpreted to have been deposited in a Neoproterozoic-Paleoproterozoic passive margin basin, and includes continental to marine sediments that unconformably overly the Rio das Velhas Supergroup (Alkmim and Marshak, 1998; Alkmim and Martins-neto, 2012; Cabral et al., 2012). The Sabará Group overlies the Minas Supergroup and consists of syn-orogenic sediments deposited in a foreland basin on the craton margin at around 2.1 Ga. The Itacolomi Group consists of sediments deposited in intramontane grabens during the collapse of the Paleoproterozoic orogen (Alkmim and Martins-neto, 2012). The Paleoproterozoic sediments of the Espinhaço Supergroup cover only a small area of the QF (Baltazar and Zucchetti, 2007).

The QF region has a complex tectonic and structural evolution, resulting in the proposal of many models with different interpretations (e.g. Dorr, 1969; Marshak and Alkmim, 1989; Chemale et al., 1994; Marshak et al., 1997; Alkmim and Marshak, 1998; Baltazar and Zucchetti, 2007). According to Baltazar and Zucchetti (2007), two Archean compressive deformational events affected the rocks of the RVGB and gneissic basement. An extensional event, between the Neoproterozoic and Paleoproterozoic, led to the formation of a passive margin basin and the deposition of the Minas Supergroup. Subsequently, a Paleoproterozoic compressive deformation, the so-called Minas accretionary orogeny (Teixeira et al., 2015), inverted the Minas basin. Lastly, a compressive deformation related to the Brasiliano event (Neoproterozoic) caused E-W shortening with the development of W-verging thrust faults (Chemale et al., 1994; Marshak et al., 1997; Alkmim and Marshak, 1998).

5.2.2. Geology of selected BIF-hosted gold deposits of the RVGB

The RVGB hosts the most important gold deposits of the QF associated with Nova Lima Group rocks (e.g. Cuiabá, Morro Velho, Lamego, Córrego do Sítio), related to orogenic, epigenetic and structurally controlled, auriferous mineralization. Magnetite and siderite-rich BIF are among the most common host rock to mineralization, which is generally concentrated in sulfide replacement zones (Lobato et al., 2001a). Due to their importance, BIFs from different deposits were sampled for this study (Fig. 5.1). The geology of each deposit is briefly presented, ordered from north to south. It should be noted that since all rocks are metamorphosed, the prefix “meta” is omitted for simplicity.

Cuiabá. The largest underground gold mine in Brazil, and is operated by AngloGold Ashanti Brasil Mineração Ltda (AGA). The stratigraphy of the deposit consists of, from bottom to top: a lower mafic volcanic package (Man) intercalated with carbonaceous pelite, the gold-bearing BIF, an upper mafic volcanic (Mba), and a sequence of intercalated volcanoclastic and micaceous, pelitic rocks. The BIF-hosted gold mineralization is represented by six main orebodies that are sulfide (mainly pyrite)-rich and grade to non-mineralized BIF. The BIF displays mm to cm banding of alternating layers of chert and carbonate commonly with carbonaceous matter (Ribeiro-Rodrigues et al., 2007), and subordinate, local magnetite. Quartz-carbonate veins with minor sulfides may also be mineralized (e.g. Kresse et al., 2018b). According to geochemical studies by Silva (2006), the Man is located at the center of the Cuiabá anticlinal fold and is characterized by calc-alkaline, volcanic arc-related basalts. The Mba shows a restricted spatial distribution (Fig. 5.2C), and has been classified as N-MORB basalt.

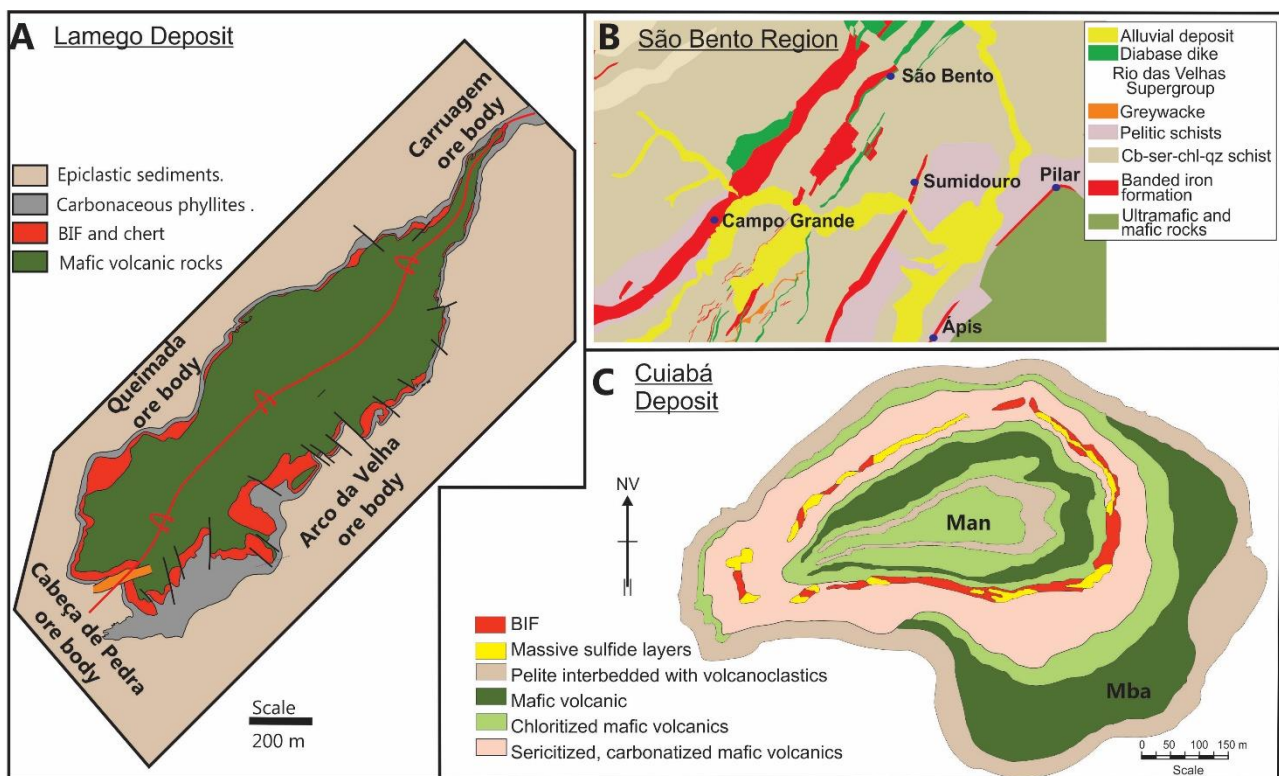


Figure 5.2. Simplified geological map of the (A) Lamego deposit (modified from Martins et al., 2016), (B) São Bento region with location of Campo Grande, Sumidouro and Ápis (after http://www.adimb.com.br/simexmin2012/wp-content/themes/simexmin/palestras/02%20-%20Programas%20Empresariais/III_4_Martins.pdf), and (C) Cuiabá deposit (modified from Vial, 1980b). Cb = carbonate, ser = sericite, chl = chlorite, qz = quartz.

Lamego. An active underground mine, also operated by AGA, this deposit consists of four orebodies: Arco da Velha, Cabeça de Pedra, Carruagem and Queimada (Fig. 5.2A). The lithological succession of this deposit is characterized by, from bottom to top: a mafic-intermediate volcanic rock, banded chert layers with subordinate BIF, carbonaceous and micaceous pelites. The mafic

rocks are located in the central portion of the Lamego isoclinal fold. Carbonaceous and-or siderite-bearing chert (here onwards referred to as chert) predominates in relation to BIF *sensu stricto*. The chert has light bands rich in quartz with subordinate carbonate and dark, thinner bands with quartz, carbonate, and carbonaceous matter. Magnetite may occur in places. The gold-mineralized orebodies are related to silicification of iron-rich bands and associated zones of pervasive silicification. The carbonaceous pelite forms a thin layer (1 to 5 m) in contact with the chert layers, being succeeded by a thick micaceous pelite, with epiclastic and volcanoclastic contributions (Sales, 1998; Martins et al., 2016). Geochemistry data indicate that the mafic-intermediate volcanic rocks are of calc-alkaline affinity (Sales, 1998).

Raposos. This is an inactive open pit and underground mine previously operated by Mineração Morro Velho Ltd.; it currently belongs to AGA. Gold mineralization is hosted by an oxide-(±carbonate)-rich BIF. The sulfide-rich orebodies formed as a result of sulfidation of magnetite and-or siderite. The country rocks to the BIF consist of ultramafic schists derived from peridotitic komatiites in the hanging wall and a mafic rock of tholeiitic basalt composition as well as carbonaceous schist in the footwall. Pelitic and psammitic sedimentary rocks with volcanoclastic input are also present (Vial, 1980a; Junqueira et al., 2007).

Roça Grande. This is an inactive open pit and underground mine owned by Jaguar Mining Inc. According to Vial et al. (2007), the deposit contains mafic rocks with lenses of BIF rich in magnetite and chlorite overlain by sedimentary rocks with interbedded chert and BIF. The mineralization exposed in the open pits is hosted by limonitized and oxidized BIF, rich in quartz, goethite and chlorite, but is also associated with shear-zone related quartz veins within a sericite schist (Santos, 1999).

Urubu. This is a small, abandoned gold mine, comprising both open pit and underground excavations. There are almost no geological studies on this deposit. Gold mineralization is hosted by magnetite and siderite-rich BIF, which shows strong alteration to carbonate and sulfide minerals. Carbonaceous phyllite occurs in contact with the BIF (Pereira, 2003).

São Bento. An active underground mine recently renamed Córrego do Sítio II by its present owner, AGA. In contrast to the other deposits, no volcanic rocks have been described in this deposit and the mineralized BIF is interbedded only with clastic sediments. The lithological succession, from bottom to top, consists of a non-mineralized BIF, carbonaceous quartz-chlorite pelite, the São Bento mineralized BIF and a thick sequence of greywacke (chlorite and quartz-sericite pelites). The São Bento BIF is rich in magnetite, carbonate and clastic components. It has mm to cm banding characterized by intercalating light and dark levels with different contents of quartz, magnetite,

carbonate and stilpnomelane. The gold mineralized zones are quartz-carbonate-sulfide-rich BIF and sulfide-quartz veins (Martins Pereira et al., 2007).

The area near the São Bento deposit is characterized by numerous BIFs intercalated with clastic sediments. Some of these BIFs are mineralized, with the presence of many historical open pits and underground mines. Other BIFs are not mineralized, for example the **Campo Grande** and **Sumidouro** BIFs, which are located to the north and south of the São Bento BIF respectively (Fig. 5.2B).

Apis. This deposit belongs to AGA and is characterized by an area of inactive open pit excavations. Very little information is available about this deposit. It is hosted in a carbonate-rich BIF interbedded with mafic volcanic rocks (Pereira, 2003).

5.2.2.1. Hydrothermal alteration associated with gold mineralization

Hydrothermal alteration related to gold mineralization in the RVGB has previously been investigated by a number of authors (e.g. Vieira, 1991; Lobato et al., 2001a, b; Martins Pereira et al., 2007, 2018) in some of the deposits studied in the present contribution. Diagenetic and metamorphic minerals in magnetite or carbonate-rich BIFs are replaced by hydrothermal carbonate and sulfide minerals. In general, the alteration sequence can be summarized as follows:

1- A distal zone where the least-altered BIFs are characterized by thin, interbedded bands of fine-grained quartz and iron-rich minerals both in roughly equal proportions. In this early-alteration stage, thin quartz-carbonate veins are commonly present, with presence of chlorite and stilpnomelane where BIF contains pelite layers;

2- An intermediate zone characterized by abundant hydrothermal carbonate minerals of variable compositions (mainly ankerite, but also dolomite, calcite and siderite) that may replace both magnetite and primary carbonate. Minor sulfides are also present, dominantly pyrrhotite.

3- A proximal zone rich in sulfides and carbonates, mainly ankerite. Locally, albite and sericite may be present. This represents the advanced alteration stage, where gold is commonly associated with the sulfides (pyrite, As-rich pyrite, arsenopyrite, and subordinate pyrrhotite).

Microprobe analyses (Ribeiro-Rodrigues, 1998; Sales, 1998; Lobato et al., 2001b; Junqueira et al., 2007) indicate that carbonates of the least altered BIF tend to be sideritic in composition, while ankerite and Fe-rich dolomite are the main hydrothermal carbonates. These previous studies were able to identify a very fine-grained magnetite, intergrown with quartz within the distal alteration zone of magnetite-rich BIF. Coarser-grained magnetite is described by Martins Pereira et al. (2018) as a hydrothermal phase that may be present in both distal and proximal alteration zones.

Fluid inclusion studies indicate that the mineralizing fluid of these orogenic gold deposits was metamorphic, sulfur-bearing, aqueous-carbonic and methane-rich, with low salinity (e.g., Lobato et al., 2001b; Ribeiro et al., 2015; Morales et al., 2016; Kresse et al., 2018b). Additionally, laser ablation in-situ analyses in fluid inclusions and sulfides by Kresse et al. (2018a, b) point to an important sedimentary contribution to the mineralizing fluid based on a sedimentary-derived S source (positive $\Delta^{33}\text{S}$) and on the presence of elements such as Pb, Zn and Cu in the fluid.

5.3. Materials and Methods

5.3.1. Samples and whole-rock geochemistry

Samples of host rocks (BIF and chert) of gold mineralization as well as their wall rocks were taken from different localities within the Archean RVGB. This included samples from the active underground mines of Cuiabá, Lamego and São Bento (operated by AngloGold Ashanti Brasil Mineração Ltda - AGA), and the currently inactive open pit and underground mines of Raposos, Urubu and Ápis deposits, which also belong to AGA, and Roça Grande (owned by Jaguar Mining Inc.; Fig. 5.1). Two non-mineralized BIFs (Campo Grande and Sumidouro) were also sampled (Fig. 5.1). Selected BIF samples display preserved millimeter-scale microbands and a lack of or minimal hydrothermal alteration and weathering.

Forty-six polished thin sections were examined for petrographic characterization, which led to the selection of twenty-five samples of BIF and chert and five samples of volcanic rocks as being suitable for geochemistry. Whole-rock geochemistry was undertaken for twenty-seven samples and the other three samples were selected for analyses for selected Au-related elements (Au, As, W, Sb and S). Polished sections of eight magnetite-rich BIF samples were used to characterize different magnetite generations and to investigate compositional changes in magnetite by in-situ LA-ICP-MS analysis.

Whole-rock geochemical analyses were carried out at ALS Brasil Ltd., Vespasiano, Brazil. Major elements were analyzed by X-ray fluorescence spectrometry (XRF); concentrations of trace elements including REE were obtained by ICP-AES or ICP-MS after three different digestions: lithium borate fusion for the resistive elements, a four acid digestion for the base metals and an aqua regia digestion for the volatile gold related trace elements. Carbon and sulfur concentrations were determined by Leco; and gold contents by fire assay.

5.3.2 Analytical EPMA methods

Electron microprobe analyses (EMPA) of magnetite were carried out at the Minas Gerais Federal University's Centre of Microscopy, Brazil, mainly to determine the iron content to be used as an internal standard for the LA-ICP-MS analyses. Nonetheless, the concentrations of other oxides including K₂O, Al₂O₃, CaO, SiO₂, CoO, TiO₂, NiO, Cr₂O₃, ZnO and MnO were also measured. At the same time, this allowed verification of the presence of chemical zoning and inclusions. The microprobe used was a JEOL JXA 8900RL, with four WDS spectrometers, an accelerating voltage of 15 kV, dwell time of 50 msec and beam current of 20 nA. Calibration was made on various standard metals and oxide minerals.

5.3.3 Laser ablation inductively coupled plasma mass spectroscopy (LA-ICP-MS)

Eight samples of BIF magnetite from São Bento, Campo Grande, Sumidouro and Lamego (Arco da Velha, Cabeça de Pedra and Carruagem orebodies), were selected for in-situ mineral chemistry. Analyses were conducted at the Ouro Preto Federal University's Isotope Geochemistry Lab, using the CETAC laser ablation system (LSX-213nm model) coupled with Thermo-Finnigan Element 2 La SF ICP-MS under the following conditions: dwell time 45s; spot size 20 µm; Helium/Argon ratio 0.375/1.23 L/min; frequency 8Hz. The BHVO and BCR standards from the USGS were used as primary and secondary standards and were ablated in triplicate and duplicate at the beginning and end of each sample analysis and every 15 spots for calibration and correction. The following isotopes were measured: ²⁴Mg, ²⁷Al, ²⁹Si, ³¹P, ⁴⁴Ca, ⁴⁵Sc, ⁴⁷Ti, ⁴⁹Ti, ⁵¹V, ⁵²Cr, ⁵⁵Mn, ⁵⁹Co, ⁶⁰Ni, ⁶⁵Cu, ⁶⁶Zn, ⁶⁹Ga, ⁷²Ge, ⁷⁵As, ⁸⁵Rb, ⁸⁸Sr, ⁸⁹Y, ⁹⁰Zr, ⁹¹Zr, ⁹³Nb, ⁹⁵Mo, ¹⁰⁷Ag, ¹¹⁸Sn, ¹²¹Sb, ¹³³Cs, ¹³⁷Ba, ¹³⁹La, ¹⁴⁰Ce, ¹⁴¹Pr, ¹⁴⁶Nd, ¹⁴⁷Sm, ¹⁴⁹Sm, ¹⁵¹Eu, ¹⁵³Eu, ¹⁵⁷Gd, ¹⁵⁹Tb, ¹⁶³Dy, ¹⁶⁵Ho, ¹⁶⁶Er, ¹⁶⁹Tm, ¹⁷²Yb, ¹⁷⁵Lu, ¹⁷⁸Hf, ¹⁸⁰Hf, ¹⁸¹Ta, ¹⁸²W, ¹⁹⁷Au, ²⁰⁶Pb, ²⁰⁸Pb, ²³²Th, ²³⁸U. Data treatment and reduction was undertaken with the Glitter software. Analytical spectra were reduced and evaluated manually and individually in order to eliminate contamination effects. Iron was used as the internal standard element, by using the concentrations obtained by microprobe analysis. Peaks of elements such as Si, Al, Mg, Ca and K usually indicate inclusions of other minerals. Results are provided in the Appendix I.

5.4. Results

5.4.1. Petrographic Studies

Samples of BIF and chert show significant mineralogical variability (Fig. 5.3), and are separated in four groups based on their constituents: chert, carbonate-rich BIF (C-BIF), magnetite-rich BIF (M-BIF), and silicate-carbonate-magnetite-rich BIF (SCM-BIF).

5.4.1.1. Chert

Chert is the main chemical sediment at the Lamego and Urubu deposits, whilst it is subordinate at Cuiabá and Roça Grande. Chert samples show millimeter to centimeter banding alternating white to light gray quartz-rich bands that are thicker than the iron carbonate-rich, dark gray bands (10-30 %), all fine-grained. Carbonaceous matter is concentrated in thin layers (Fig. 5.4A) or included within carbonate minerals. Minor quartz-carbonate veins can be observed commonly with associated sulfides, mainly pyrrhotite (Fig. 5.3).

The Lamego and Urubu chert samples are related to mafic- to intermediate volcanic rocks and greywackes. The volcanic rocks usually display strong hydrothermal alteration and weathering. When preserved, the pre-hydrothermal paragenesis includes amphibole, plagioclase, epidote and titanite. The greywackes are characterized by quartz and-or plagioclase porphyroclasts in a quartz-carbonate-sericite matrix with carbonaceous matter.

	Metachert		C-BIF			M-BIF		SCM-BIF		
	Lamego	Urubu	Cuiabá	Roça Grande	Ápis	Raposos	Lamego*	São Bento	Sumidouro	Campo Grande
Metachert	—————									
Vein Quartz		- - - - -	
Diagenetic Magnetite						—————	- - - - -	—————	—————	—————
Hydrothermal Magnetite							- - - - -
Carbonate		—————	—————	—————	—————	- - - - -	—————	- - - - -	—————
Silicate	Chlorite				- - - - -	- - - - -	- - - - -
	Stilpnomelane									- - - - -
	Biotite							- - - - -	
	Sericite	- - - - -	- - - - -
Sulphide	Pyrrhotite		
	Pyrite					
	Arsenopyrite				
Organic matter	- - - - -	- - - - -						
<p style="text-align: center;"> ————— Main constituents - - - - - Subordinated Low concentration or localized </p>										

Figure 5.3. Composition of chert and BIF samples in the various selected areas under study (Figs. 5.1, 5.2). C-BIF = carbonate-rich BIF, M-BIF = magnetite-rich BIF, SCM = silicate-carbonate-magnetite-rich BIF). The list of samples collected are: (1) Lamego: LAM01, LAM02, LAM03, LAM05, LAM18, LAM19, LAM20, LAM21; (2) Urubu: UR03; (3) Cuiabá: CB02, CB04; (4) Roça Grande: RG01, RG02, RG03, RG06; (5) Ápis: AP03, AP08B; (6) Raposos: RAP06; (7) São Bento: SB05, SB08; (8) Sumidouro: SUM01, SUM03A, SUM03B; (9) Campo Grande: CG02, CG03. *The M-BIF of Lamego is very localized and do not represent the general mineralogy of this deposit.

5.4.1.2. Carbonate-rich BIF (C-BIF)

Fine-grained carbonate-rich BIF (C-BIF) is common at the Cuiabá, Roça Grande and Ápis deposits. The studied samples show a conspicuous and regular millimeter banding, characterized by intercalation of quartz-rich, white to light grey and carbonate-rich brown-dark gray bands (Fig. 5.4B). Carbonaceous matter is commonly associated with the carbonate bands. Quartz-carbonate veins occur locally, and may appear in the vicinity of associated sulfides (pyrrhotite, pyrite and

arsenopyrite). Chlorite, sericite, biotite and chloritoid may be present as subordinate minerals (Fig. 5.3). Although Vial et al. (2007) described the presence of magnetite in the Roça Grande open-pits, it was not observed in the samples collected underground.

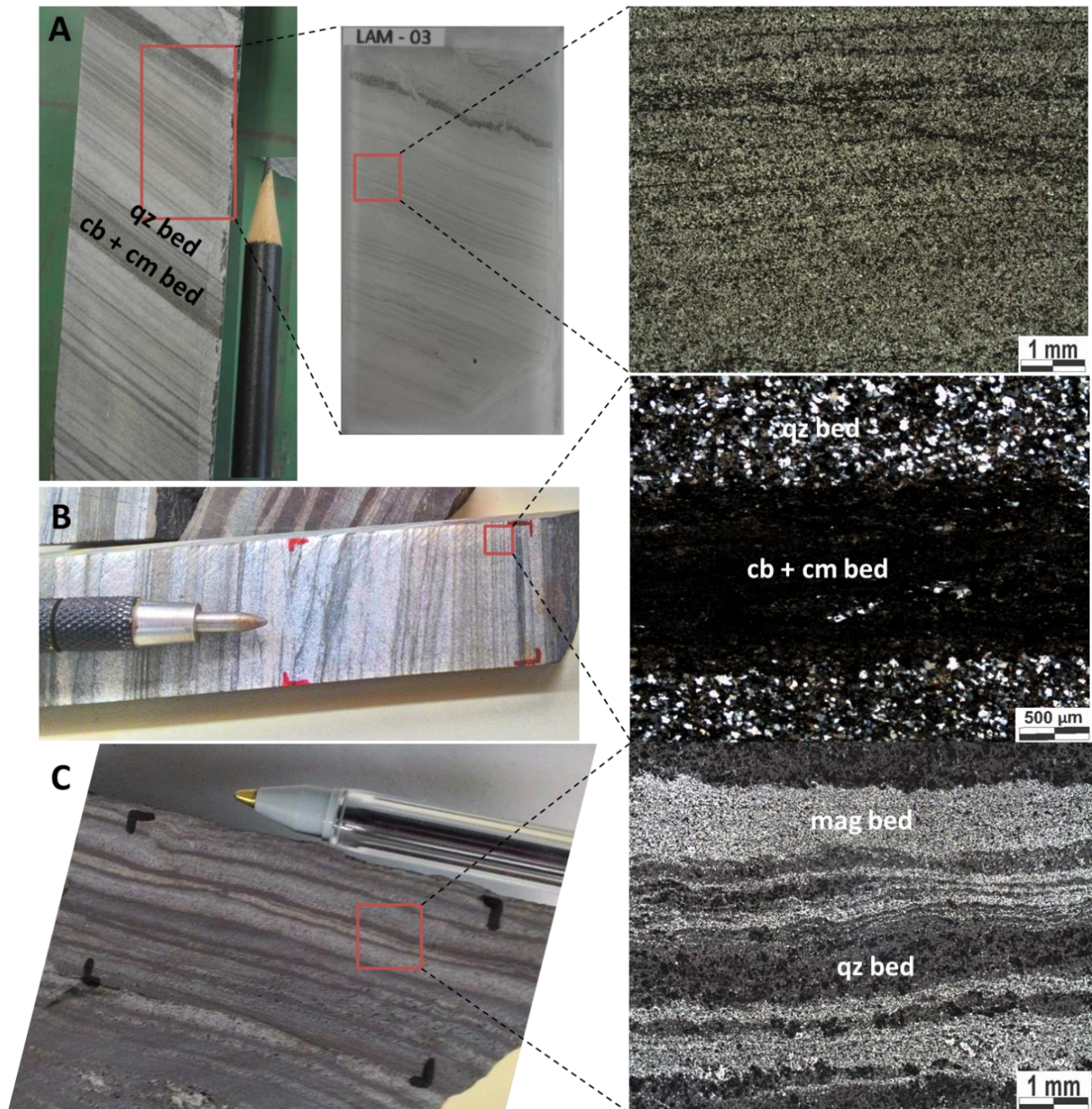


Figure 5.4. (A) Hand samples, thin section surface, and photomicrographs (in plane-polarized light, PPL) of Lamego chert, with millimeter banding, showing very thin carbonate + carbonaceous matter beds intercalated with thicker chert beds. Hand sample and microphotograph of: (B) Cuiabá C-BIF with carbonate + carbonaceous matter and chert beds of same thickness. Carbonaceous matter associated with carbonate gives it a dark and dirty appearance (in cross-polarized light, CPL). (C) Raposos M-BIF intercalating millimeter layers rich in magnetite and quartz (in reflected light, RL). qz = quartz, cb = carbonate, cm = carbonaceous matter, mag = magnetite.

At the Cuiabá and Roça Grande deposits, the C-BIF is associated with mafic to intermediate volcanic rocks and greywacke, whilst at Ápis it is related to ultramafic volcanic rocks, mudstone and greywacke.

5.4.1.3. Magnetite-rich BIF (M-BIF)

Magnetite-rich BIF (M-BIF) is common at the Raposos deposit, and occurs subordinately at the Lamego deposit. At Raposos, the M-BIF is characterized by alternating, millimetric layers (<1 a 2 mm) of dark grey, magnetite-rich and white quartz-rich bands (Fig. 5.4C). It is dominantly fine grained (25-50 μm), but can be coarser-grained locally due to recrystallization where minerals can reach up to 0.3 mm in grain size. Carbonate is minor. At Raposos the BIF is in contact with mafic and ultramafic volcanic rocks.

At Lamego, the M-BIF is not a common lithotype, and although some samples show millimeter banding, this banding is irregular and may be folded or cut by quartz-carbonate veins. Magnetite is usually associated with carbonate and-or sulfide alteration, varying in size from 25 μm to 4 mm.

5.4.1.4. Silicate-carbonate-magnetite-rich BIF (SCM-BIF)

The mineral composition of the São Bento, Campo Grande and Sumidouro BIFs includes abundant quartz, magnetite and carbonate with variable concentrations of phyllosilicates including chlorite, stilpnomelane, biotite and sericite (Fig. 5.3); and as such these BIFs are referred to as SCM-BIF. They show millimeter to centimeter banding with intercalation of white-light grey, quartz-carbonate-rich and dark grey, magnetite-rich layers. Between these bands, a greenish brown, chlorite / stilpnomelane or a white sericite layer often occurs (Fig. 5.5A), and commonly contains magnetite. These layers may represent clastic sediments or a transition between chemical and clastic sediments. Some samples have preserved fine banding (<1 to 2 mm) and fine-grained minerals, while others show irregular and coarser banding (4 mm to 1 cm), with coarse-grained magnetite associated with fine to medium-grained carbonate, quartz and chlorite. In the coarse-grained magnetite samples, quartz-carbonate veins with associated sulfides, mainly pyrrhotite, are common. In addition biotite porphyroblasts (<1 mm) were observed in the Sumidouro BIF (Fig. 5.5B). All three BIFs are associated with sedimentary rocks like greywackes, siltstones and turbidites.

5.4.1.5. Magnetite petrography

Magnetite is a common mineral in the São Bento, Sumidouro, Campo Grande and Raposos BIFs and, locally, in samples of chert and BIFs from the Lamego deposit. Magnetite grains were separated according to their shape, grain size, textural aspects (porous vs. smooth), and associated mineralogy (association with sulfides, phyllosilicates and carbonates; Fig. 5.6).

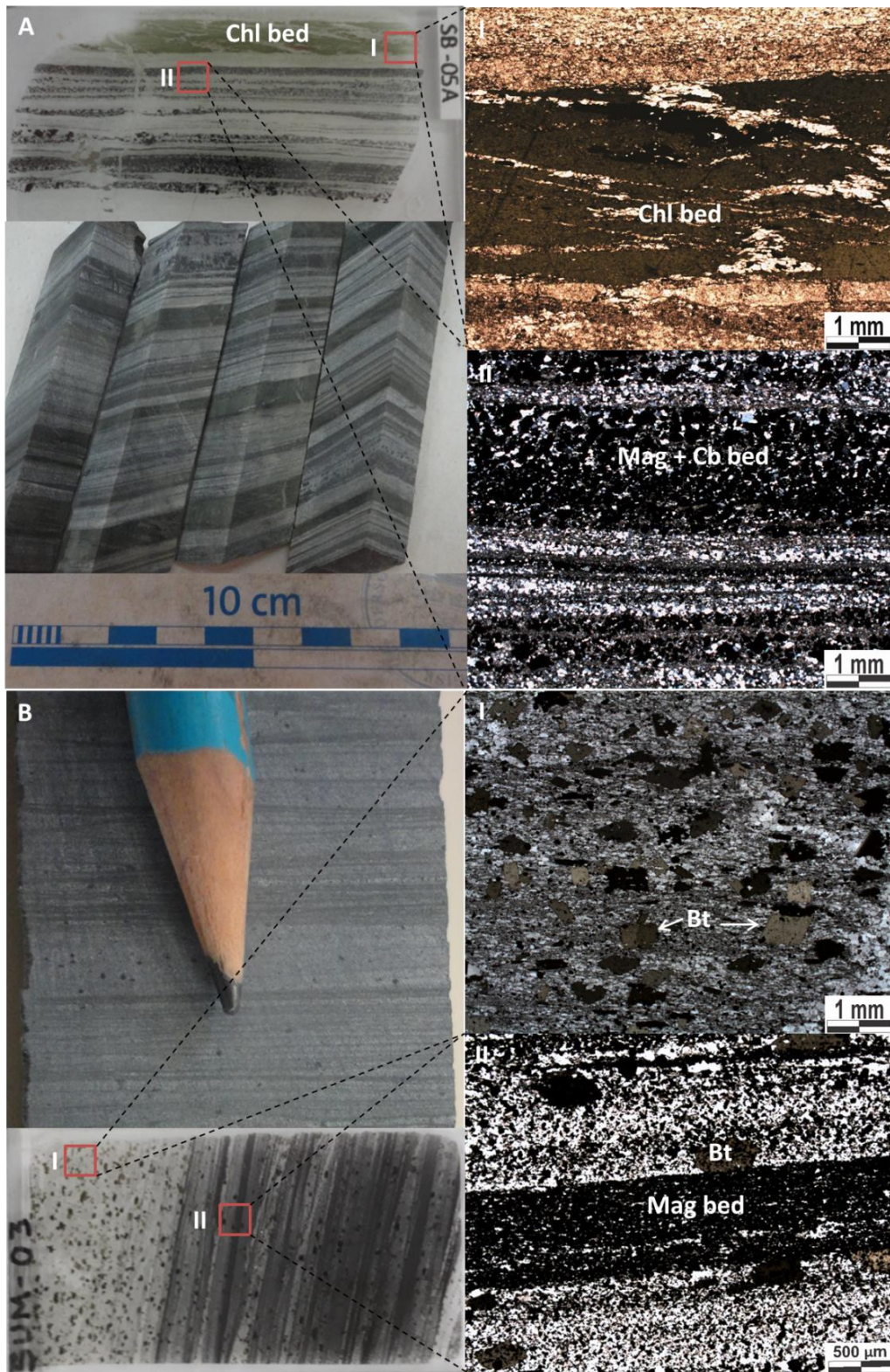


Figure 5.5. Hand samples, thin section surfaces, and two selected photomicrographs of (A) São Bento SCM-BIF showing millimeter to centimeter chlorite layers intercalated in BIF. The BIF itself present bands rich in magnetite and carbonate intercalated with chert bands with minor amounts of chlorite and sericite. (B) Sumidouro SCM-BIF with band rich in biotite intercalated with magnetite-rich bands and quartz-magnetite-biotite-sericite-chlorite rich bands. Chl = chlorite, Mag = magnetite, Cb = carbonate, Bt = biotite. (AI and BII photomicrographs in PPL; AII and BI in CPL).

		Lamego														
		São Bento			Campo Grande			Sumidouro		Carruagem			Arco da Velha			Cabeça de Pedra
		Mag1	Mag2a	Mag2b	Mag1	Mag2a	Mag2b	Mag1a	Mag1b	Mag1	Mag3	Mag4	Mag1	Mag3	Mag4	Mag4
Texture	Smooth	×			×			×	×	×		×				
	Porous		×	×		×	×				×		×	×		×
Grain size	Fine	×			×			×	×	×		×				×
	Medium		×	×		×	×				×				×	×
	Coarse		×	×		×	×				×		×	×		×
Shape	Euhedral	×			×					×	×	×				
	Subhedral	×			×			×	×	×	×	×	×	×		
	Anhedral		×	×		×	×				×		×	×		×
Associated mineralogy	Chert	-----			-----			-----		-----			-----			-----
	Vein Quartz	-----			-----			-----		-----			-----			-----
	Carbonate	-----			-----			-----		-----			-----			-----
	Chlorite
	Stilpnomelane
	Biotite
	Sericite
	Pyrrhotite
	Pyrite
	Arsenopyrite
	Scheelite

——— Main constituents
----- Minor
..... Localized

Figure 5.6. Textural characteristics and associated mineralogy of different types of magnetite classified in this study.

Four types of magnetite are identified, but they are not necessarily present in all of the studied BIFs:

(1) Mag1 are fine-grained (10 to 100 μm), smooth, anhedral to subhedral, concentrated in millimeter-thick bands where this mineral dominates over fine-grained quartz (chert) and carbonate (Figs. 5.7A, D, G, H, and 5.8A, D); depending on the mineral association the magnetite may be separated into the Mag1a (mainly with quartz) and Mag1b (with quartz and abundant biotite) subtypes in some deposits (Figs. 5.6 and 5.7G, H);

(2) Mag2 are medium to coarse grained (250 μm to 3 mm), porous, subhedral to anhedral grains, and occur within relatively thick bands, commonly in association with quartz-carbonate veins; they may be subdivided into subtypes according to associated minerals, Mag2a (with stilpnomelane and chlorite; Figs. 5.6, 5.7B, E) and Mag2b (with carbonate; Figs. 5.6, 5.7C, F);

(3) Mag3 are subhedral to euhedral, porous, coarse-grained (up to 3 mm) and occurs within sulfide-bearing BIFs, where this oxide is disseminated within bands rich in sericite and/or carbonate, and where subordinate sulfide grains (mainly pyrrhotite) may be present (Figs. 5.6, 5.8B, E);

(4) Mag4 may be fine-grained (25 to 1000 μm), and smooth or coarse-grained (500 μm to 3 mm), and porous. The latter seems to have formed, in many cases, by the aggregation of primary magnetite. This magnetite type shows a strong association with sulfides (pyrrhotite, arsenopyrite and pyrite), and carbonates (Figs. 5.6, 5.8C, F, G, H).

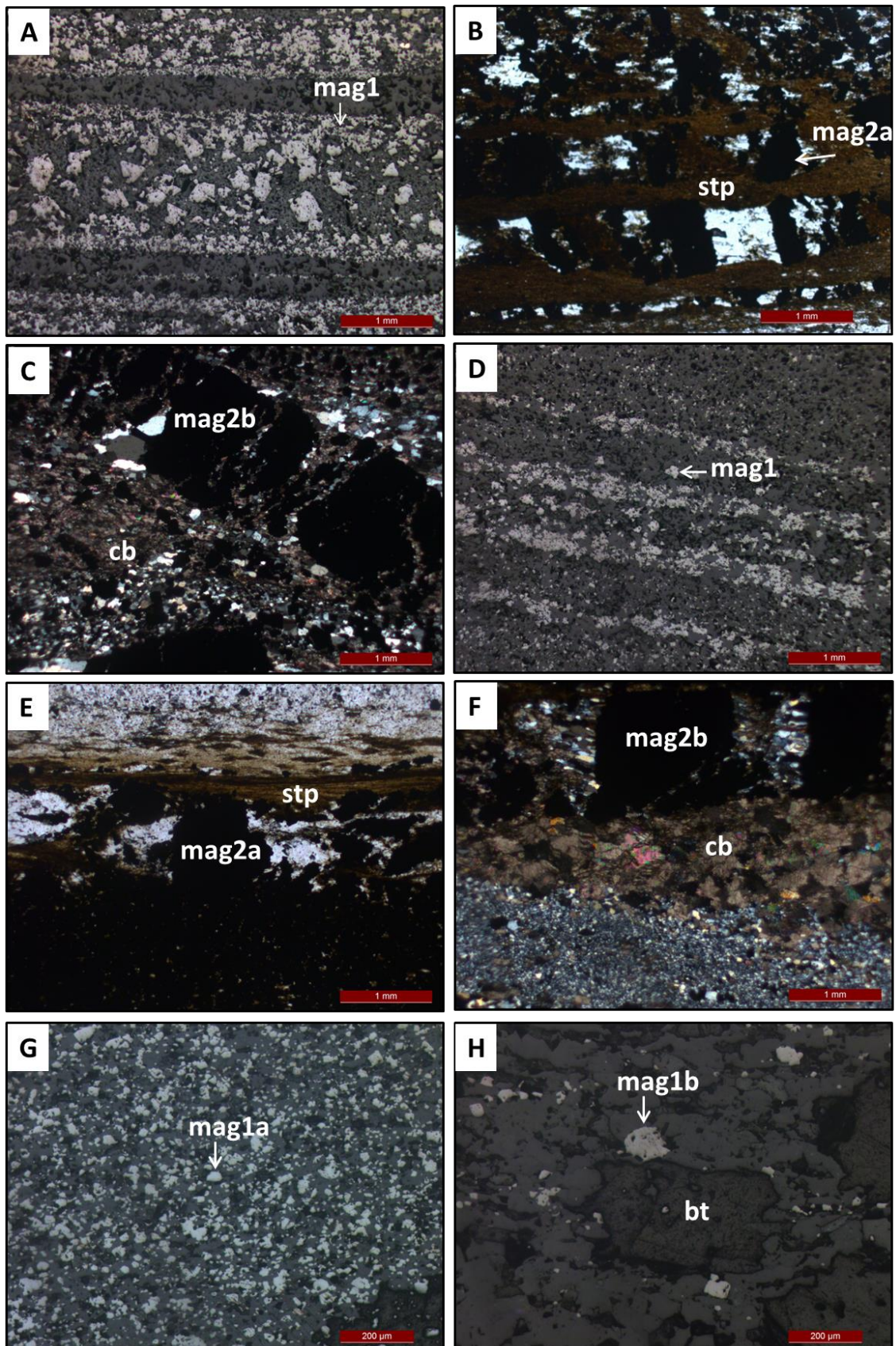


Figure 5.7. Photomicrographs of different types of magnetite analyzed in the São Bento (A, B, C), Campo Grande (D, E, F) and Sumidouro (G, H) deposits. (A, D) fine-grained Mag1 (RL); (G) fine-grained Mag1a concentrated in oxide-rich layers (RL), (H) Mag1b dispersed and related to biotite (RL). (B, E) Mag2a, related to stilpnomelane (PPL); (C, F) Mag2b, related to carbonate (CPL); mag = magnetite, stp = stilpnomelane, cb = carbonate, bt = biotite.

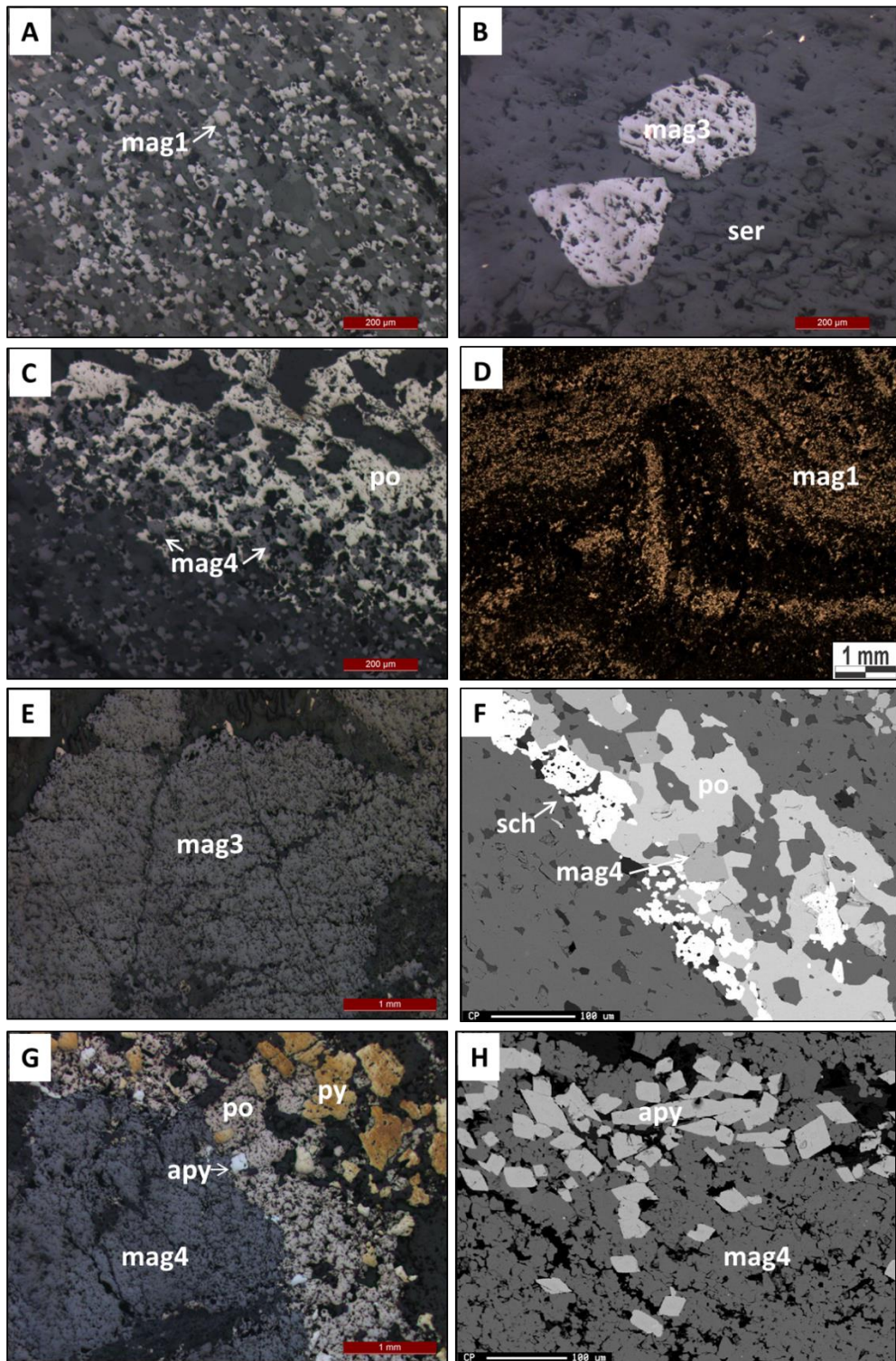


Figure 5.8. Photomicrographs of different types of magnetites in Lamego, in RL (Fig. 5.2A). Carruagem orebody: (A) Fine-grained Mag1 concentrated in magnetite-rich layers, (B) Coarse-grained Mag3 associated with sericite, (C) Fine-grained Mag4 directly associated with sulfide and carbonate. Arco da Velha orebody: (D) Fine-grained Mag1 in millimeter bands, (E) Coarse-grained Mag3 associated with carbonate, (F) back-scattered electron image of fine-grained Mag4, associated with sulfide and scheelite. Cabeça de Pedra orebody (G) Coarse-grained Mag4 associated with sulfide, and (H) back-scattered electron image of aggregates of Mag4 closely associated with sulfides like arsenopyrite. mag = magnetite, ser = sericite, sch = scheelite, po = pyrrhotite, py = pyrite, apy = arsenopyrite.

5.4.2 Litho geochemistry

5.4.2.1 Major and trace elements

Major and trace elements geochemistry of the samples is presented in Table 1. For the chert samples, the SiO₂ concentrations range from ~63-90 wt.%, and Fe₂O₃ ~2-20 wt.%. In contrast, the SiO₂ content of the BIF samples ranges from close to 33 to 60 wt.%, and Fe₂O₃ ~23-53 wt.%. Both Al₂O₃ and TiO₂ have low concentrations in the chert samples (averages of 0.07 and 0.02 wt.%, respectively), as well as in the carbonate-rich BIF and magnetite-rich BIF (averages of 0.37 and 0.02 wt.%, respectively). Silicate-carbonate-magnetite-rich BIF present the highest concentration of these oxides being, on average, 2.92 and 0.15 wt.%, respectively.

Immobile, crustal trace elements, such as Zr, Th, Sc or Hf, have low concentrations in most samples, with average values of 2.6 ppm Zr and 0.3 ppm Th for chert; and 4.9 ppm Zr and 0.3 ppm Th for BIF rich in magnetite and / or carbonate (Table 1). However, concentrations of these elements was higher in samples of SCM-BIF (Table 1), which have on average 24.3 ppm Zr and 1.5 ppm Th, with even higher concentrations in the samples from the Sumidouro layer that contains up to 53 ppm Zr and 2.9 ppm Th. The SCM-BIFs also have the highest concentration of transition metals like Ni, Cr and V, with average values of 32 ppm Ni, 36 ppm V and 70 ppm Cr, while chert has on average 10 ppm Ni, 7 ppm V and 21 ppm Cr; M-BIF and C-BIF have 12 ppm Ni, 12 ppm V and 22 ppm Cr. The Al₂O₃ contents in the SCM-BIF samples correlate well with immobile elements, REE and transition metals (Fig. 5.9). Elements that generally display a positive correlation with Au concentrations, such as S, As, W and Sb, have low concentrations in all of the samples discussed here (Table 1).

5.4.2.2. Rare earth elements and yttrium

Geochemical data for the rare earth elements and yttrium (REE + Y) were obtained for twenty-two samples (Table 5.1). The values are normalized to the Post Archean Australian Shale (PAAS, McLennan, 1989), in order to facilitate the comparison with different chemical sediments from around the world. The Eu, Ce, Y and La anomalies are calculated following the procedure of Lawrence et al. (2006).

The data show a relatively uniform distribution pattern for REE + Y (Fig. 5.10A), with the exception of two samples (CB04 and RG02). The REE + Y concentrations are low, and depleted in relation to the PAAS, with samples characterized by HREE enrichment relative to LREE (Pr/Yb_{PAAS} between 0.14 and 0.96). The LREE patterns are generally concave-up with positive La anomalies (La/La* = 0.97 – 7.72), and most samples present slight enrichment in Ce (Ce/Ce* = 0.79 – 2.98, average 1.19).

Table 5.1: Selected major and trace elements in BIF and chert. C = carbonate-rich, M = magnetite-rich, SCM = Silicate-carbonate-magnetite-rich (cont.)

Sample	Roça Grande				Raposos	Campo Grande		São Bento		Sumidouro			
	RG01	RG02*	RG03	RG06	RAP06	CG02	CG03	SB05	SB08	SUM01	SUM03A	SUM03B	
Element	D.L.	C-BIF				M-BIF		SCM-BIF					
SiO ₂ (%)	0.01	45.36	66.45	50.85	48.49	45.08	38.92	44.23	40.15	35.54	51.1	38.29	53.28
Fe ₂ O ₃	0.01	32.17	19.86	28.2	24.09	50.66	53.6	39.93	46.38	49.57	33.94	50.47	25.26
Al ₂ O ₃	0.01	0.21	0.21	0.13	0.16	0.38	0.11	1.68	0.86	0.78	6.82	3.72	6.45
TiO ₂	0.01	0.01	<D.L.	<D.L.	0.01	0.02	<D.L.	0.07	0.04	0.03	0.33	0.16	0.24
MgO	0.01	3.27	1.81	3.17	4.96	0.83	1.82	2.27	1.25	2.42	2.55	2.07	3.62
CaO	0.01	0.29	0.2	0.69	3.77	0.07	0.81	1.31	2.83	1.22	0.67	0.85	1.64
Na ₂ O	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.03	0.04	0.18	0.04	0.12	0.78	1.25	0.45
K ₂ O	0.01	<D.L.	<D.L.	<D.L.	<D.L.	<D.L.	0.03	0.36	0.03	0.13	1.26	0.8	2.37
MnO	0.01	0.75	0.56	0.53	0.39	0.03	0.02	0.32	0.2	0.29	0.27	0.22	0.32
LOI	0.01	18	10.77	16.43	18.48	3.05	3.14	9.18	7.6	8.86	2.24	1.8	5.61
Total		100.07	99.87	100.01	100.37	100.15	98.49	99.53	99.38	98.96	99.96	99.63	99.24
Th (ppm)	0.1	0.2	0.1	0.2	0.1	0.4	<D.L.	1.1	0.2	0.2	2.7	1.7	2.9
Zr	2	4	2	4	3	5	3	17	8	9	53	29	51
Hf	0.2	<D.L.	<D.L.	<D.L.	<D.L.	<D.L.	<D.L.	0.5	0.2	<D.L.	1.4	0.8	1.3
Sc	1	1	<D.L.	<D.L.	<D.L.	<D.L.	<D.L.	2	2	2	9	4	7
Nb	0.2	0.2	<D.L.	12.4	2.1	0.3	0.4	1.4	0.8	2.8	4.3	2.3	5
Sr	0.1	0.5	0.7	3.2	10.7	2.7	15.5	20	47.8	26.1	56.5	94.1	177.5
Ta	0.1	0.1	0.1	0.6	0.3	0.1	0.1	0.2	0.1	0.2	0.4	0.2	0.4
Ni	1	8	3	13	6	7	5	34	10	13	61	45	53
V	5	9	<D.L.	<D.L.	8	8	17	21	23	22	69	44	55
Cr	10	20	10	10	10	20	40	50	40	30	130	80	120
Au	0.005	0.057	0.04	0.03	0.207	0.008	<D.L.	0.016	0.005	0.007	<D.L.	<D.L.	<D.L.
As	0.1	179	105	172.5	250	3.8	4.5	19.3	4.9	7.6	2.6	1	0.7
W	1	2	1	2	3	1	4	1	4	1	4	1	3
Sb	0.05	0.77	0.69	1.61	0.89	3.66	0.71	1.21	5.31	3.84	0.61	0.35	0.29
S (%)	0.01	0.6	0.62	0.13	0.1	0.03	0.04	0.1	0.08	0.09	0.07	0.06	0.04
La (ppm)	0.5	1	<D.L.	2	1.3	4.4	1	4.5	4	2.8	11.3	7	12.7
Ce	0.5	1.6	0.6	3.1	2.2	7.4	2.3	7	7.9	5.5	20.9	11.8	22
Pr	0.03	0.23	0.08	0.37	0.27	0.8	0.27	0.78	0.87	0.61	2.16	1.24	2.3
Nd	0.1	0.9	0.5	1.6	1.4	2.8	1.2	3.1	3.5	2.7	9.3	4.7	8.6
Sm	0.03	0.31	0.12	0.29	0.39	0.48	0.33	0.55	0.79	0.64	1.73	0.95	1.53
Eu	0.03	0.09	0.07	0.15	0.24	0.22	0.11	0.22	0.31	0.12	0.54	0.4	0.47
Gd	0.05	0.42	0.18	0.35	0.51	0.49	0.41	0.88	1.2	0.68	2.07	1.11	1.96
Tb	0.01	0.06	0.03	0.08	0.05	0.1	<D.L.	0.1	0.17	0.06	0.33	0.17	0.34
Dy	0.05	0.4	0.05	0.38	0.34	0.38	0.42	0.76	1.14	0.49	1.76	1.02	1.75
Y	0.5	6.2	1.5	6.6	3.8	4.4	2.5	6.1	7.7	5.1	11.9	7.3	10.7
Ho	0.01	0.15	0.03	0.13	0.13	0.12	0.06	0.15	0.25	0.14	0.43	0.23	0.35
Er	0.03	0.49	0.08	0.38	0.28	0.3	0.29	0.52	0.7	0.35	1.21	0.75	1.09
Tm	0.01	0.09	0.03	0.08	0.06	0.05	0.04	0.1	0.11	0.06	0.19	0.12	0.17
Yb	0.03	0.54	0.07	0.53	0.32	0.36	0.38	0.5	0.71	0.45	1.24	0.74	1.11
Lu	0.01	0.05	<D.L.	0.08	0.05	0.03	0.02	0.08	0.06	0.02	0.19	0.09	0.19
ΣREY		12.53	3.34	16.12	11.34	22.33	9.33	25.34	29.41	19.72	65.25	37.62	65.26
Y/Ho		41.33	50	50.77	29.23	36.67	41.67	40.67	30.8	36.43	27.67	31.74	30.57
Pr/Yb(PAAS)		0.14	0.36	0.22	0.27	0.71	0.23	0.5	0.39	0.43	0.56	0.54	0.66
Sm/Yb(PAAS)		0.29	0.87	0.28	0.62	0.68	0.44	0.56	0.57	0.72	0.71	0.65	0.7
La/La*(PAAS)		1.04	-	1.59	2.03	1.06	1.15	1.43	1.17	1.41	1.52	1.27	1.21
Ce/Ce*(PAAS)		0.79	1.35	1.05	1.22	0.94	1.09	1.03	1.06	1.15	1.2	1.04	1.03
Eu/Eu*(PAAS)		1.34	2.47	2.12	3.25	2.06	2.6	1.88	1.75	1.1	1.45	1.99	1.35
Y/Y*(PAAS)		1.42	1.9	1.85	1.23	1.44	1.14	1.35	1.15	1.43	1.03	1.09	1.08

* Samples excluded from discussion due to REY en

** Mineralized samples used only in the magnetite LA-ICP-MS geoc

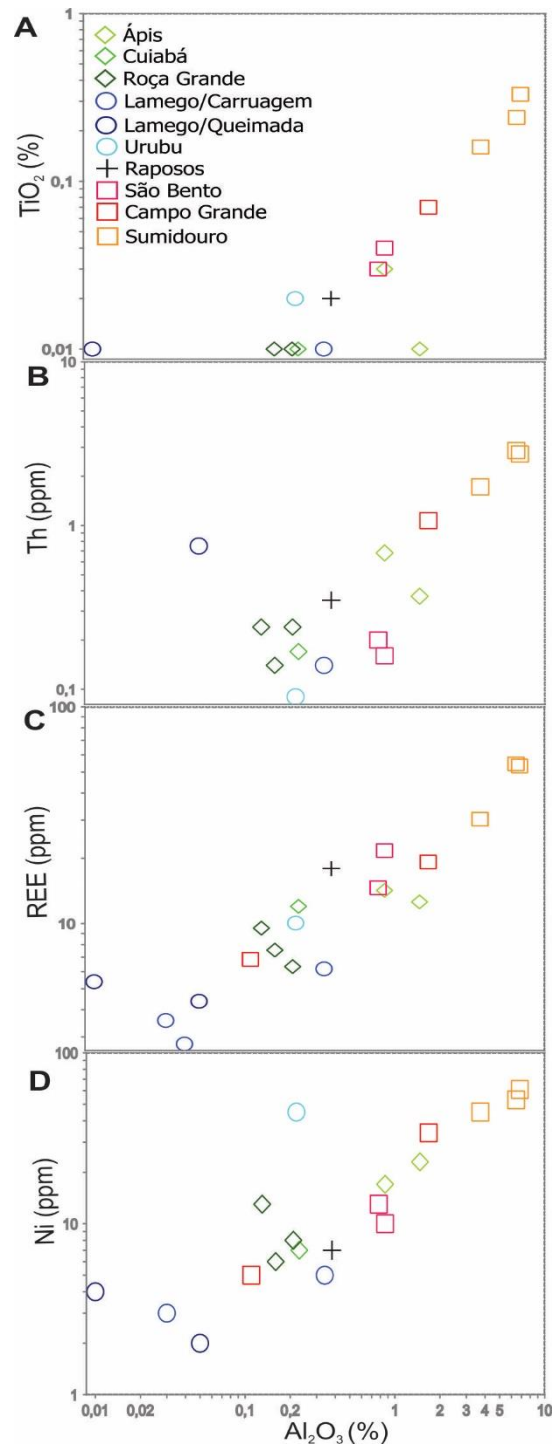


Figure 5.9. Binary elemental plots of selected immobile elements in BIF and chert showing a well constrained positive correlation for Sumidouro, Campo Grande and São Bento BIFs. Al_2O_3 and (A) TiO_2 , (B) Th, (C) REE, (D) Ni.

Chert

Chert samples from the Lamego and Urubu deposits display the lowest total rare earth element (ΣREE) contents of between 2.78 and 10.05 ppm. They yield sub-chondritic to super-chondritic Y/Ho ratios ($\text{Y}/\text{Ho} = 19.23\text{-}40.00$) associated with moderate to strong positive Eu and La anomalies, slightly positive Ce, and variable Y anomalies ($\text{Eu}/\text{Eu}^*_{\text{PAAS}} = 1.57\text{-}4.01$, $\text{La}/\text{La}^*_{\text{PAAS}} = 0.97\text{-}3.39$, $\text{Ce}/\text{Ce}^*_{\text{PAAS}} = 0.92\text{-}1.72$, $\text{Y}/\text{Y}^*_{\text{PAAS}} = 0.68\text{-}1.44$).

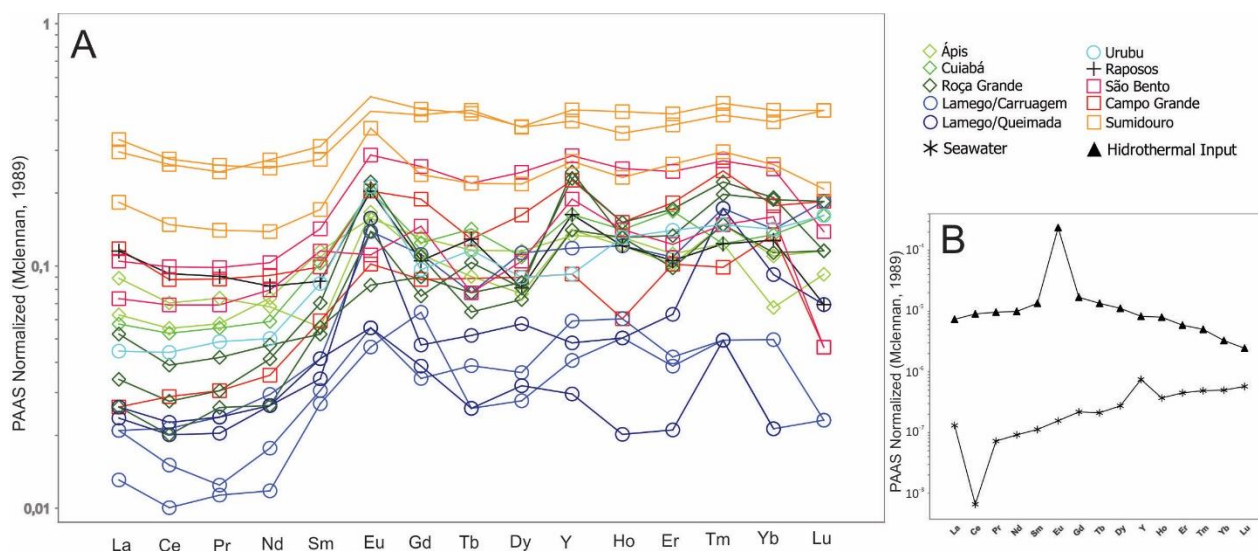


Figure 5.10. PAAS normalized REY patterns for (A) samples of BIF and chert; (B) Modern seawater composition from the North Pacific (Alibo and Nozaki, 1999), and hydrothermal vent fluid developed over basaltic and ultramafic substrate (Bau and Dulski, 1999), two modern settings important for this study, and plotted for comparison.

Carbonate BIF (C-BIF)

Carbonate BIF (C-BIF) from the Cuiabá, Roça Grande and Ápis deposits have intermediate Σ REE contents (Σ REE = 1.84-14.22), and chondritic to super-chondritic Y/Ho ratios (Y/Ho = 27.69-50.77). Their Eu anomalies are moderate to strongly positive (Eu/Eu*_{PAAS} = 1.34-3.25), except for samples CB04 (Eu/Eu*_{PAAS} = 0.81), with slight to strong enrichment in La and Y (La/La*_{PAAS} = 1.03-7.72, Y/Y*_{PAAS} = 1.05-1.90). Positive Ce anomaly occurs in most samples (Ce/Ce*_{PAAS} = 1.01-2.98), with the exception of samples AP08B and RG01, which display slightly negative anomalies (Ce/Ce*_{PAAS} = 0.88 e 0.79, respectively).

Magnetite BIF (M-BIF)

The Raposos M-BIF has a relatively high Σ REE content of 17.93, a super-chondritic Y/Ho ratio (Y/Ho = 36.67), positive Eu, La and Y anomalies and a slight negative Ce anomaly (Eu/Eu*_{PAAS} = 2.06, La/La*_{PAAS} = 1.06, Y/Y*_{PAAS} = 1.44, Ce/Ce*_{PAAS} = 0.94).

Silicate-carbonate-magnetite BIF (SCM-BIF)

The São Bento, Campo Grande and Sumidouro SCM-BIFs are the most enriched in REEs, with Σ REE values between 6.83 and 54.56. They have chondritic to super-chondritic Y/Ho ratios of 27.67-41.67, slight to strong positive Eu anomaly, and slight to moderate positive La, Ce and Y anomalies (Eu/Eu*_{PAAS} = 1.10-2.60, La/La*_{PAAS} = 1.15-1.52, Ce/Ce*_{PAAS} = 1.03 a 1.20, Y/Y*_{PAAS} = 1.03-1.43).

5.4.3. Mineral chemistry (LA-ICP-MS) of magnetite

Magnetite from the São Bento, Campo Grande, Sumidouro and Lamego (Carruagem, Arco da Velha and Cabeça de Pedra bodies) BIFs were selected for mineral chemistry studies. Since magnetite grains from the Raposos BIF samples are partially oxidized they were not analyzed. Back-scattered electron images of magnetite do not recognize chemical zoning.

A total of 237 LA-ICP-MS analyses were performed on different textural types of magnetite. Nadoll et al. (2014) suggested that the following elements Mg, Al, Ti, V, Co, Ni, Zn, Cr, Mn, Ga and Sn or ‘magnetite elements’ be used as discriminator elements as these cations are commonly present in magnetite of all origins at concentrations that may be detected by LA-ICP-MS, or electron microprobe analyses. Table 5.2 presents a summary of the concentration of these elements for each type of magnetite detailed in this study. In general, Mg, Al and Mn are the elements with highest concentration, but variations in Ti, V, Ni and Co content are better for discriminating between different magnetite types.

5.4.3.1. São Bento BIF

The Mag1 (Fig. 5.7A) is the generation of magnetite with the highest contents of elements such as Al (365-1969 ppm), Mg (83-1505 ppm), Ti (267-677 ppm), Mn (14-415 ppm), V (17-207 ppm), Cr (13-68 ppm) and Ni (10-24 ppm). The Mag2a (Fig. 5.7B) shows intermediate values of Ti (86-122 ppm), V (4-10 ppm) and Mg (73-1289), high contents of Cr (30-69 ppm) and Mn (17-343 ppm), and low concentrations of Ni (3-11 ppm) and Al (173-903 ppm). The Mag2b (Fig. 5.7C) has the lowest values of Mg (35-691 ppm), Ti (18-43 ppm), V (1-5 ppm) and Cr (8-29 ppm), intermediate contents of Al (243-1778 ppm) and Mn (18-130 ppm) and low concentrations of Ni (5-10 ppm), similar to Mag2a. Concentration of Co is similar in all types of magnetite: Mag1 (3-7 ppm), Mag2a (3-4 ppm) and Mag2b (3-7 ppm).

5.4.3.2. Campo Grande BIF

The Campo Grande BIF has the same types of magnetite as the São Bento BIF (Fig. 5.6), with similar chemical behavior. The Mag1 (Fig. 5.7D) has the highest contents of magnetite elements, principally Ti (181-279 ppm), V (11-37 ppm), Ni (8-30 ppm) and Co (3-10 ppm); the Mag2a (Fig. 5.7E) has intermediate values of Ti (106-155 ppm), V (13-15 ppm), Ni (6-14 ppm), and low content of Co (2-3 ppm); the Mag2b (Fig. 5.7F) shows the lowest concentrations of Ti (53-98 ppm), V (7-10 ppm), Ni (4-11 ppm) and Co (2-3 ppm). Elements like Mg, Al and Cr do not show a notable variation between different types of magnetite (average values for Mag1: 1986 ppm Mg, 262 ppm Al, 30 ppm Cr; Mag2a: 2307 ppm Mg, 274 ppm Al, 21 ppm Cr; Mag2b: 1938 ppm Mg, 252 ppm Al, 27 ppm Cr).

Table 5.2. Summary statistics of trace element contents in different types of magnetite of BIF layers analyzed by LA-ICP-MS.

Element (ppm)	BIF São Bento, Mag 1						BIF São Bento, Mag 2a						BIF São Bento, Mag 2b						BIF Campo Grande, Mag 1						BIF Campo Grande, Mag 2a					
	#	Min	Max	Avg	Med	σ	#	Min	Max	Avg	Med	σ	#	Min	Max	Avg	Med	σ	#	Min	Max	Avg	Med	σ	#	Min	Max	Avg	Med	σ
Mg	8	82.6	1505.2	798.5	728.8	471.5	18	72.6	1288.2	602.3	508.9	327.6	14	35.1	691.4	266.3	187.5	194.5	11	685.4	3363.6	1985.9	1962.2	774.4	14	1675.9	3536.5	2307.0	2134.3	541.8
Al	9	364.5	1968.9	894.8	547.0	523.4	20	172.7	902.8	453.1	423.8	162.8	15	243.4	1778.4	787.2	648.7	443.0	11	94.0	576.8	261.6	200.7	143.7	13	209.3	497.5	274.3	254.9	69.5
Ti	9	266.5	677.1	375.8	286.3	151.8	20	85.9	121.5	106.1	108.7	12.1	15	18.0	43.3	25.6	23.4	6.2	12	180.7	278.6	228.4	237.1	29.1	14	105.9	154.7	120.3	118.3	11.3
V	9	16.8	207.0	67.2	19.1	74.8	20	4.0	10.0	5.4	5.3	1.3	15	1.4	5.3	2.6	2.2	0.9	12	11.1	36.7	23.0	25.3	9.0	14	13.2	15.4	14.2	14.2	0.5
Cr	5	12.7	67.5	35.1	34.4	20.8	20	29.5	69.3	50.4	50.9	10.1	11	7.8	29.2	14.7	13.7	5.5	7	9.2	57.3	30.2	24.3	15.8	11	7.9	41.9	20.6	19.6	9.0
Mn	8	14.4	415.2	144.8	68.9	148.7	18	17.2	343.4	84.3	38.9	89.8	14	18.0	130.0	60.6	63.7	29.2	12	3.3	41.0	14.7	6.9	13.5	14	17.0	98.2	40.1	27.7	26.1
Co	9	3.2	6.6	5.3	6.0	1.2	19	2.6	4.4	3.1	3.1	0.4	15	3.6	7.1	5.6	5.7	0.9	12	2.6	9.5	3.9	3.4	1.7	13	2.0	3.4	2.5	2.6	0.3
Ni	9	10.1	23.5	19.5	20.9	4.0	19	3.3	11.3	6.5	5.9	1.7	13	5.1	9.8	7.0	7.1	1.4	12	7.8	29.5	16.7	16.1	7.0	10	6.1	14.0	10.7	10.8	2.4
Zn	9	20.3	53.6	37.4	35.1	12.0	20	10.7	57.7	18.5	16.5	9.7	15	11.9	96.2	41.3	42.5	20.0	12	20.5	55.4	37.1	31.9	11.9	14	14.4	40.4	25.3	22.8	7.8
Ga	9	3.1	5.5	4.5	4.5	0.7	20	1.6	6.1	2.6	2.3	1.2	15	3.0	4.7	3.7	3.8	0.5	11	1.5	4.7	2.6	2.3	1.0	14	2.4	4.8	3.2	3.1	0.6
Sn	9	8.2	21.4	12.7	10.5	4.3	20	0.4	1.7	0.9	0.9	0.3	15	6.7	18.5	11.0	10.4	3.1	12	0.9	2.4	1.9	1.9	0.4	12	1.1	2.5	1.7	1.6	0.5

Element (ppm)	BIF Campo Grande, Mag 2b						BIF Sumidouro, Mag 1a						BIF Sumidouro, Mag 1b						BIF Lamego/Carruagem, Mag 1						BIF Lamego/Carruagem, Mag 3					
	#	Min	Max	Avg	Med	σ	#	Min	Max	Avg	Med	σ	#	Min	Max	Avg	Med	σ	#	Min	Max	Avg	Med	σ	#	Min	Max	Avg	Med	σ
Mg	15	1466.1	2736.9	1938.1	1780.1	382.6	15	19.37	283.9	100.4	96.16	65.2	8	51.2	499.9	187.3	115.0	154.4	10	103.8	2849	1330	1365	815.5	8	25.3	88.5	54.4	53.3	19.5
Al	14	143.3	364.3	251.5	246.5	72.0	16	138.9	1284	511.2	294.6	395.7	8	209.9	843.2	392.0	297.9	71.0	12	37.68	2495	647.8	461.9	669.9	8	74.5	113.9	91.4	91.0	13.0
Ti	15	52.8	97.5	79.3	80.5	11.3	15	49.6	175.9	100.2	97.21	27.1	8	126.1	366.9	195.2	180.9	351.1	12	77.9	307.4	183.2	188	66.6	8	18.2	26.7	23.2	23.6	3.1
V	15	6.6	9.5	7.9	8.0	0.7	15	102.5	111.8	106.8	106.6	2.6	8	159.3	167.5	162.7	162.1	2.8	12	7.9	18.44	15	16.07	3.4	8	1.1	2.8	1.6	1.3	0.6
Cr	10	8.3	56.2	27.0	24.3	16.5	15	103.8	815.5	304.9	278.3	177.1	8	18.4	933.3	461.5	515.7	348.5	12	31.12	114.6	71.6	69.25	27.7	6	19.5	59.5	33.4	27.9	14.5
Mn	15	2.7	35.8	14.9	14.9	9.2	15	75.75	123.4	101.3	101.8	11.4	8	73.6	116.3	92.5	91.4	12.3	11	80.68	5071	1271	829.1	1472.3	8	114.0	172.3	149.3	157.7	18.3
Co	15	2.3	3.1	2.7	2.7	0.3	16	10.5	12.8	11.55	11.39	0.7	8	11.7	13.9	13.0	13.0	0.7	6	0.39	0.71	0.495	0.4	0.1	6	0.2	0.4	0.3	0.3	0.0
Ni	13	4.1	11.1	7.6	7.5	1.9	16	77.09	112.9	101.4	102.6	8.0	8	147.3	166.4	157.3	157.3	6.4	1	10.29	10.29	10.29	10.29	0.0	0	-	-	-	-	-
Zn	15	30.4	60.7	44.6	43.8	9.2	16	15.11	53.48	36.63	36.19	7.8	8	20.5	27.4	24.0	24.4	2.3	12	11.49	46.48	19.65	15.54	10.3	8	26.8	61.7	36.1	33.1	10.3
Ga	15	1.5	4.6	2.7	2.5	1.0	16	2.37	7.9	4.025	3.455	1.5	8	1.6	2.4	2.0	2.0	0.3	12	1.103	4.15	2.153	1.743	1.0	8	3.3	3.5	3.4	3.3	0.1
Sn	15	1.1	2.4	1.8	1.9	0.4	4	0.57	0.95	0.755	0.75	0.2	0	-	-	-	-	-	12	3.93	14.51	9.283	9.215	2.8	8	5.9	8.6	7.1	6.9	0.9

Element (ppm)	BIF Lamego/Carruagem, Mag 4						BIF Lamego/Arco da Velha, Mag 1						BIF Lamego/Arco da Velha, Mag 3						BIF Lamego/Arco da Velha, Mag 4						BIF Lamego/Cabeça de Pedra, Mag4					
	#	Min	Max	Avg	Med	σ	#	Min	Max	Avg	Med	σ	#	Min	Max	Avg	Med	σ	#	Min	Max	Avg	Med	σ	#	Min	Max	Avg	Med	σ
Mg	40	27.0	2477.2	494.8	99.0	656.6	8	31.9	711.8	144.9	48.2	218.9	18	24.9	3878.2	382.2	112.6	862.0	6	25.9	164.4	89.1	91.2	43.0	28	92.3	9470.6	2393.9	1842.0	2047.0
Al	40	83.9	1880.4	358.7	147.4	435.9	8	643.2	2295.9	1181.3	955.5	520.1	23	70.6	1915.0	819.7	884.4	454.1	7	807.0	2395.3	1320.5	1063.6	580.9	26	15.9	483.5	152.1	98.5	119.4
Ti	41	62.4	352.2	177.2	170.8	76.3	8	9.0	69.4	35.1	34.3	17.7	23	7.1	26.5	14.9	15.4	4.3	7	26.9	49.3	38.2	44.1	9.2	28	36.2	125.6	78.2	77.0	21.4
V	41	4.0	58.7	30.8	31.1	17.3	8	7.5	30.5	16.5	14.1	8.3	21	0.2	3.0	1.5	1.5	0.6	7	6.0	20.9	12.3	11.7	5.8	29	1.6	20.0	15.1	15.4	3.5
Cr	28	8.7	156.1	55.6	42.4	43.9	5	8.7	44.6	25.1	24.3	12.1	18	0.4	71.3	31.4	34.6	21.1	5	29.9	71.2	52.8	57.2	15.5	20	4.2	64.9	22.3	16.3	16.6
Mn	40	92.9	3578.1	318.4	128.7	592.6	8	8.7	363.2	58.9	15.9	115.1	22	4.4	1788.7	127.9	17.8	366.8	7	8.6	60.9	26.3	25.1	16.2	28	130.9	5613.3	1067.1	411.7	1510.6
Co	11	0.3	2.0	0.6	0.5	0.5	6	0.4	1.1	0.7	0.7	0.2	11	0.4	0.9	0.6	0.5	0.2	4	0.4	0.7	0.5	0.4	0.1	12	0.1	1.3	0.7	0.6	0.4
Ni	4	4.1	10.3	6.1	5.1	2.5	8	8.1	15.5	12.3	12.3	2.2	20	5.0	21.8	10.2	10.0	4.8	3	5.4	9.3	7.2	6.7	1.6	7	1.4	8.0	5.1	5.2	1.9
Zn	41	4.3	43.1	25.6	26.7	7.7	8	22.1	49.2	30.9	29.0	8.0	23	9.3	83.7	28.1	26.3	13.7	7	10.9	31.2	22.7	25.1	7.2	29	8.2	110.5	32.1	18.2	27.6
Ga	41	0.0	4.0	2.9	2.9	0.7	8	1.8	8.6	4.7	4.8	2.5	23	1.0	2.8	1.9	1.9	0.3	7	2.0	2.2	2.1	2.1	0.1	29	0.3	1.6	1.1	1.1	0.2
Sn	41	2.0	23.4	10.3	8.5	4.7	8	6.9	17.2	11.6	12.3	3.4	23	1.9	10.1	6.4	6.7	2.3	7	4.2	7.4	5.9	6.4	1.0	29	1.0	5.4	3.2	3.2	1.1

5.4.3.3. *Sumidouro BIF*

The Sumidouro magnetite has the highest V, Ni, Co and Cr contents amongst all analyzed samples. The Mag1a (Fig. 5.7G) presents slightly lower levels of Ti (50-176 ppm), V (103-112 ppm), Co (11-13 ppm), Ni (77-113 ppm), Mg (19-284 ppm) and Cr (104-816 ppm) than Mag1b (Fig. 5.7H; 126-367 ppm Ti, 160-168 ppm V, 12-14 ppm Co, 147-166 ppm Ni, 51-500 ppm Mg, 74-116 ppm Mn, 18-933 ppm Cr).

5.4.3.4. *Carruagem BIF (Lamego deposit)*

The Mag1 and Mag4 (Fig. 5.8A, C) present variable, but similar, contents of Ti, Mg and Al (Mag1: 78–307 ppm Ti, 104-2849 ppm Mg, 38-2495 ppm Al; Mag3: 62-352 ppm Ti, 27-2477 ppm Mg, 84-1880 ppm Al). Mag1 shows intermediate values of V (8-18 ppm) while Mag4 has generally higher concentrations (4-59 ppm V). Mag3 (Fig. 5.8B) exhibits the lowest concentrations of Ti (18-27 ppm), V (1-3 ppm), Mg (25-85 ppm) and Al (75-114 ppm). All magnetite types are poor in Co (Mag1 = 0.4-0.7 ppm, Mag3 = 0.2-0.4 ppm, Mag4 = 0.3-2 ppm) and few samples have Ni concentrations above the detection limit (Mag1 = 10 ppm, Mag4 = 4-10 ppm).

5.4.3.5. *Arco da Velha orebody BIF (Lamego deposit)*

The variation in Ti and V contents is the most notable difference in the composition of the three types of magnetite from the Arco da Velha orebody (Fig. 5.2) BIF, with lower concentrations in Mag3 (Fig. 5.8E; 7-27 ppm Ti, 0.2-3 ppm V) than in Mag1 (Fig. 5.8D; 9-69 ppm Ti, 8-31 ppm V) and Mag4 (Fig. 5.8F; G; 27-49 ppm Ti, 6-21 ppm V). Magnesium is quite variable in Mag1 (32-712 ppm Mg) and Mag3 (25-3878 ppm Mg), and is present in low concentrations in Mag4 (26-164 ppm Mg). The three types of magnetite have variable contents of Al (Mag1 = 643-2296 ppm, Mag3 = 71-1915 ppm, Mag4 = 807-2395 ppm), low concentrations of Co (Mag1 = 0.4-1.1 ppm, Mag3 = 0.4-0.9 ppm, Mag4 = 0.4-0.7 ppm) and similar values of Ni (Mag1 = 8-16 ppm, Mag3 = 5-22 ppm, Mag4 = 5-9 ppm).

5.4.3.6. *Cabeça de Pedra orebody BIF (Lamego deposit)*

The only type of magnetite (Mag4; Fig. 5.8G, H) described in the Cabeça de Pedra orebody (Fig. 5.2) BIF has 16-484 ppm Al, 92-9471 ppm Mg, 36-126 ppm Ti, and 2-20 ppm V. It shows low content of Co (0.1-1.3 ppm) and Ni (1.4-8 ppm), with the majority of analyzed magnetite containing concentrations below the detection limit for these elements.

5.5. Discussion

5.5.1. Litho geochemistry

The Rio das Velhas greenstone belt (RVGB) has numerous Algoma-type BIFs that differ in terms of lithological association, petrography (Pereira, 2003), and geochemistry. The trace element geochemistry of some of these BIFs can be used to investigate the processes and factors relevant to their deposition, and to evaluate if primary geochemical and petrographic features of these BIFs have implications for gold mineralization.

5.5.1.1. Metamorphism, hydrothermal alteration and impact on the REE + Y

Quartz (recrystallized chert), magnetite, siderite, stilpnomelane and iron-rich chlorite commonly form during BIF diagenesis and very-low grade metamorphism (Klein, 1983). However, the same mineralogy can also be associated with subsequent hydrothermal events, with the difference that minerals tend to be coarser grained and commonly can occur as veins with associated sulfides. Although the primary REE + Y patterns are usually preserved during metamorphism, they can be significantly modified by hydrothermal alteration marked by an increase in the LREE contents and decreases in Eu/Sm ratios (Bau, 1993). There is no evidence of changes in the REE + Y pattern for the majority of the samples analyzed in this study, with the exception of samples CB04 and RG02 that show an erratic REE + Y pattern, probably as a result of chemical modifications after deposition. These two samples are not included in the following discussion. The REE+Y concentrations of the remaining samples are listed in Table 1 and shown in Figure 10A.

5.5.1.2. The RVGB chemical sediments and seawater composition

All samples of BIF and chert show similar REE + Y patterns when normalized to PAAS, with depletion in LREE relative to HREE associated with positive Eu, La and Y anomalies, and the absence of a negative Ce anomaly (Fig. 5.10A). The HREE enrichment and positive La and Y anomalies are interpreted to be an inherited signature from seawater, which shows the same pattern (Fig. 5.10B). The LREEs are preferentially adsorbed to particle surfaces, being removed from seawater (Sholkovitz et al., 1994), except for La that is stabilized in solution relative to neighboring REEs (De Baar et al., 1985), causing a weak fractionation which leads to a positive anomaly. Yttrium is also enriched in seawater due to its lower particle reactivity, being held in solution longer than the neighboring Ho (Bau and Dulski, 1999). The positive Eu anomaly is related to high temperature (>250°C) hydrothermal fluids (Fig. 5.10B; Danielson et al., 1992; Bau and Dulski, 1996). These observations record the influence of ambient seawater and high-temperature (>250°C)

hydrothermal fluids during BIF and chert deposition. In addition, the absence of a negative Ce anomaly suggests precipitation under anoxic to weakly oxic conditions (Bau and Dulski, 1996).

5.5.1.3. Assessing BIF components

Since BIFs are chemically precipitated and commonly reflect contributions from several sources (seawater, hydrothermal fluids, clastic and volcanic debris; Khalil et al., 2015), their geochemistry (especially trace elements including REE + Y) can be used to investigate the influence of each one of these sources.

Hydrothermal fluids influence

High temperature (>250°C) hydrothermal fluids are characterized by strong positive Eu anomalies (Danielson et al., 1992), which is not observed for seawater (Bau and Dulski, 1999; Fig. 5.10B). This difference can be used, via the Eu/Sm ratio, to estimate the relative contribution of the two reservoirs (hydrothermal fluids and seawater). The ratio is a quantitative measure of the Eu anomaly strength, and helps calculate a binary mixing line where these reservoirs are the end-members (Alexander et al., 2008; Gourcerol et al., 2016a). For seawater composition, Gourcerol et al. (2016a) suggested the application of data from the North Pacific (Alibo and Nozaki, 1999). For the hydrothermal fluid end member, the geochemistry of an Archean chert sample (06PCT001M) from Thurston et al. (2012) is used as it presents a strong positive Eu anomaly suggesting a very close linkage between this sample and the hot (>250°C) fluid from which it precipitated.

Most of the samples from this study fall within, or near, the mixing line portrayed in Figure 11. The Sm/Yb ratio is used to construct the mixing line, because it is normally constant unless high-pressure, residual metamorphic phases are present (Gourcerol et al., 2016a). As shown in Figure 11, the chert samples for the Lamego and Urubu deposits record an 0-10 % input from a high-T fluid; the Raposos M-BIF registers an input of around 3 %; 1-5 % input for the C-BIF from Cuiabá, Roça Grande and Ápis deposits and a very low component of hydrothermal fluid (0-2 %) for the SCM-BIF from the São Bento deposit and the Sumidouro and Campo Grande localities.

The location of deposition of the BIFs relative to the hydrothermal vent source may be estimated, with those samples reflecting greater input of the high-T hydrothermal fluid end-member (Fig. 5.11) interpreted to have been deposited closer to the hydrothermal source (Gourcerol et al., 2016a). Our data suggest that the chert samples from Lamego and Urubu reflect the most significant hydrothermal contribution, whereas the SCM-BIF from São Bento, Campo Grande and Sumidouro register the lowest hydrothermal influence, having formed further away from the vents in a more distal setting. The remaining samples (C-BIF and M-BIF) are interpreted to have been deposited in intermediate positions.

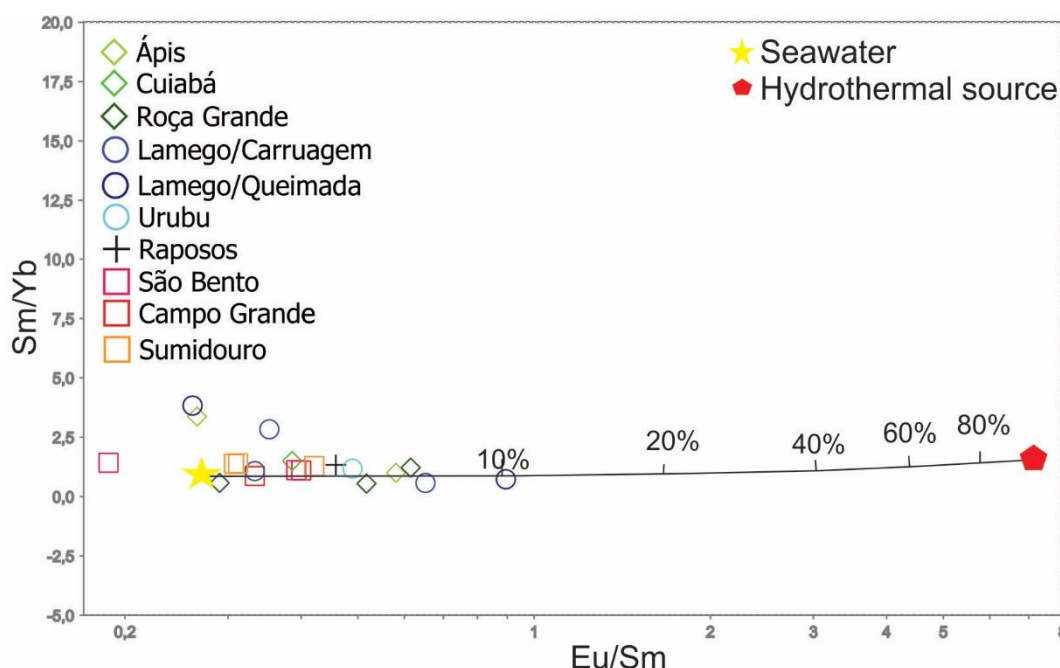


Figure 5.11. Binary plot of Eu/Sm and Sm/Yb ratios for chert and BIF samples, used to assess the influence of high-T hydrothermal fluids on their chemistry through a mixing line (Gourcerol et al., 2016a). The chemical signature of seawater is represented in yellow, and the hydrothermal source in red. High-T hydrothermal fluid data are from Thurston et al. (2012) and seawater data from Alibo and Nozaki (1999).

Source and influence of detrital contamination

In addition to the influence of seawater and hydrothermal fluids, terrigenous contribution during BIF deposition may influence its chemistry. The presence of clastic detritus can be identified by elevated concentrations of typically immobile crustal elements, such as Al, Ti, Th, Sr, Ga, Zr, Nb, Sc (Bau, 1993; Bolhar et al., 2005). The highest concentrations of these elements was obtained in the samples of SCM-BIF, which display positive correlations between concentrations of Al_2O_3 and TiO_2 , Th, Zr (Fig. 5.9 and Table 1). The data presented in Figure 5.9 suggest that detrital input during deposition of the studied BIF layers varied from minor (chert, C-BIF and M-BIF) to considerable (SCM-BIF).

The SCM-BIF from Sumidouro shows the highest contents of Al_2O_3 , as well as other crustal elements such as Ti and Th, and ΣREE (Fig. 5.9), which equates to the highest relative detrital material input, making them less suitable for establishing the REE + Y signature of seawater during their deposition (Bau, 1993). Nevertheless, their REE + Y pattern, with HREE enrichment along with Y and La positive anomalies, still reflects the influence of seawater (Fig. 5.10; Bau and Dulski, 1999).

Chemical sediments derived from significant hydrothermal input typically have high Fe/Ti and Fe/Al ratios due to Ti and Al being highly insoluble elements. On the other hand, detrital sediments show high Ti and Al, and relatively low Fe concentrations (Boström et al., 1969).

Boström (1970) used the major elements ratios of $Al/(Al + Mn + Fe)$ and Fe/Ti (Fig.12) to create a binary mixing curve that has metalliferous and pelagic sediments as end-members. In estimating the detrital contribution in chemical sediments, Figure 12 indicates that chert, C-BIF and M-BIF have insignificant clastic contribution suggesting precipitation in an environment starved of detrital input. In contrast, SCM-BIF reflects a significant detrital component, chiefly the Sumidouro BIF, with up to 30% of pelagic sediments in its composition (Fig. 5.12).

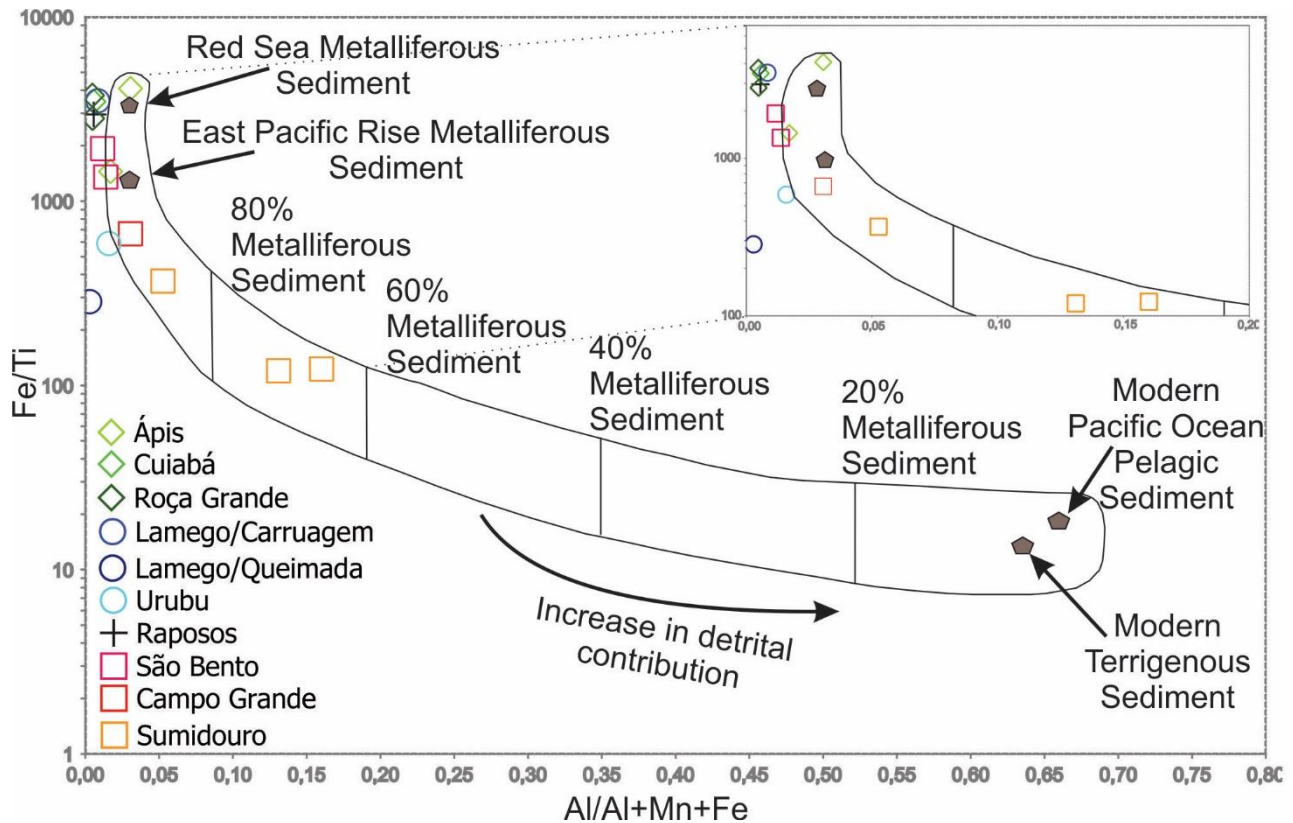


Figure 5.12. Binary plot of $Al/(Al + Fe + Mn)$ vs. Fe/Ti to assess the detrital contamination of chert and BIF samples (after Boström, 1970). The curve represents an ideal mixing between metalliferous and terrigenous sediments. Arrow indicates trend of clastic contribution.

In order to assess the sources of detrital contamination, Gourcerol et al. (2016a) suggested a combination of ternary (La-Th-Sc) and binary (Cr/V and Y/Ni) plots (Fig. 5.13A, B). The former plot (Fig. 5.13A) was first proposed by Bhatia and Crook (1986) to characterize the detrital source of turbidite sequences, where mafic and felsic contamination is represented by higher Sc and La, respectively. The latter plot (Fig. 5.13B) discriminates ultramafic and tholeiitic sources, with high Cr/V and low Y/Ni ratios, from felsic to mafic sources of calc-alkaline rocks, which in general have low Cr/V and high Y/Ni ratios (McLennan et al., 1993). The compositional fields for the felsic to ultramafic volcanics and sedimentary rocks of the RVGB (Zucchetti and Baltazar, 2000; Farina et al., 2015b; Roncato, 2016; Verma et al., 2017; this study) are also shown in Figure 13 A and B, since they represent the possible detrital sources during deposition of the BIFs in the Rio das Velhas basin.

The La-Th-Sc ternary diagram (Fig. 5.13A) points to a detrital contamination source that varies from mafic to mixed. The Cr/V versus Y/Ni plot (Fig. 5.13B) confirms this tendency for most samples, grouping them in the domain of intermediate or mixed source. Samples of mafic-intermediate volcanic rocks from Lamego (Appendix I), and turbidites close to the São Bento deposit fall in the same field of both Figure 5.13A and B, and may have been an important source of clastic contamination. On the other hand, komatiites and high-magnesium basalts, which plot away from the BIF and chert samples in these diagrams, are unlikely to have been significant detrital sources.

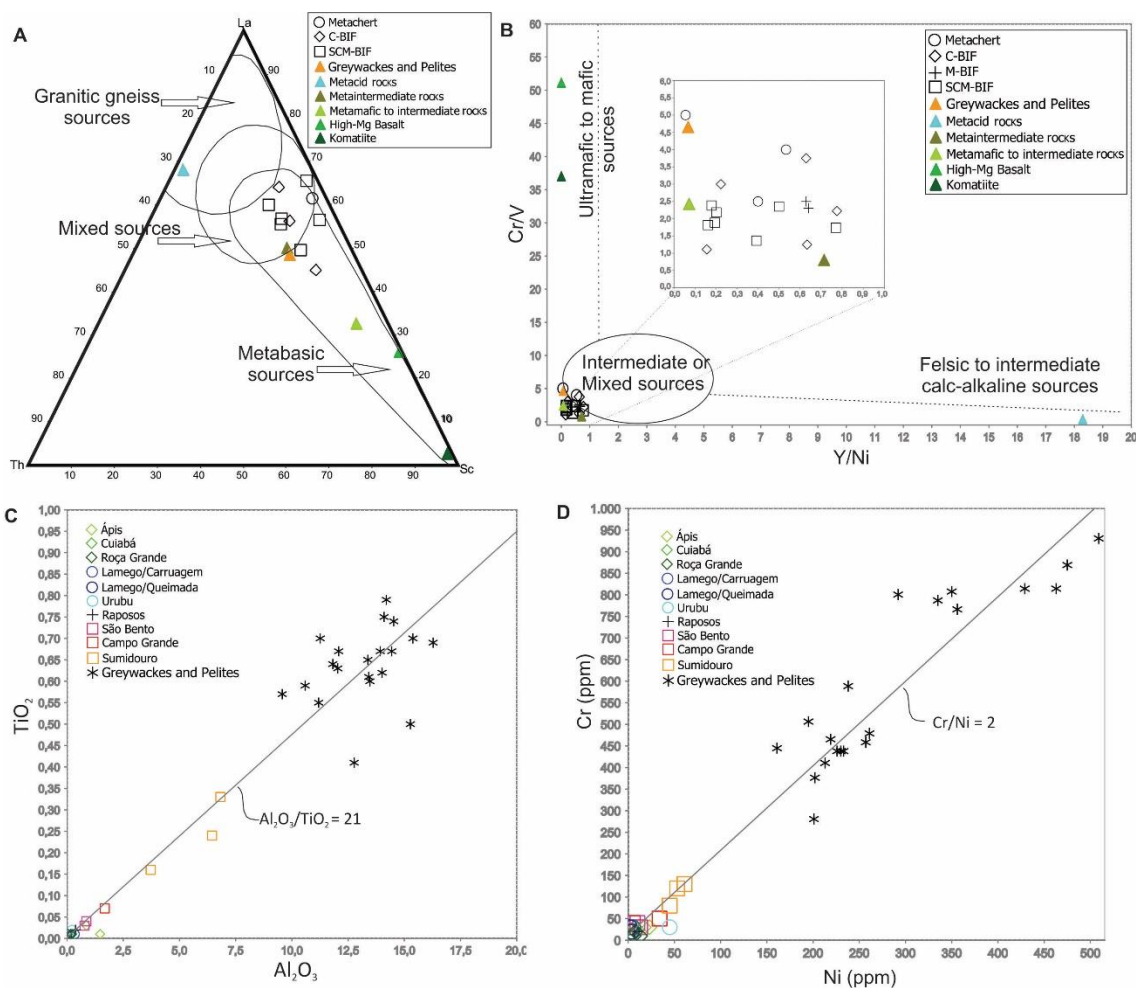


Figure 5.13. (A) La-Th-Sc ternary diagram, after Bhatia and Crook (1986); (B) Cr/V vs. Y/Ni plot, after McLennan et al. (1993). (A, B) trace element diagrams used to investigate the provenance of detrital contamination in BIF and chert. (C) Al_2O_3 vs. TiO_2 , and (D) Ni vs. Cr plots indicating that both $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ and Cr/Ni ratios of the SCM-BIF (São Bento, Campo Grande and Sumidouro BIFs) are controlled by the presence of intercalated sediments. Average geochemical data of greywackes and pelites (Roncato, 2016); felsic (Farina et al., 2015a), intermediate (Zucchetti and Baltazar, 2000), mafic volcanic and plutonic rocks (this study); high-Mg basalt and komatiites (Verma et al., 2017), are also presented for reference.

The SCM-BIF samples (Fig. 5.3) are interbedded with clastic sedimentary rocks, and it is expected that their deposition involved high detrital input to the basin, increasing the content of

crustal elements like Al and Ti. Consequently, a higher proportion of secondary minerals such as chlorite developed during diagenesis and metamorphism, but this the primary ratio of Al₂O₃ and TiO₂ concentrations was maintained (Sugitani et al., 2006). Thus, the Al₂O₃/TiO₂ ratios of these BIFs should reflect the ratios of the detrital material which contaminated the BIFs during their deposition (Haugaard et al., 2017). Not surprisingly the Al₂O₃/TiO₂ ratio of SCM-BIF can be correlated with the interbedded greywacke and pelites (Fig. 5.13C)), which are considered to have been the dominant detrital sources for the SCM-BIFs.

Metals such as Ni and Cr in the SCM-BIF samples also have a strong association with the interbedded sedimentary rocks (Fig. 5.13D). Konhauser et al. (2009) proposed that, for BIFs with minimum detrital contamination, Ni was supplied in dissolved form. In this case, Ni and Cr probably came from hydrothermal fluid percolation in submarine mafic and ultramafic rocks. However, for BIF with greater detrital contribution such as those portrayed in Figure 5.13D, the behavior of Ni and Cr is clearly associated with clastic sediments (Haugaard et al., 2017).

5.5.2 Magnetite LA-ICP-MS geochemistry

Depending on its environment of formation, magnetite can have distinctive trace element signatures that may be used as provenance indicators (Dupuis and Beaudoin, 2011; Dare et al., 2014; Nadoll et al., 2014). However, magnetite is susceptible to subsequent hydrothermal replacement, with the formation of secondary magnetite that may present compositions different from that expected. As such, the characterization of different types of magnetite is extremely important (Hu et al., 2014).

Magnetite is a common diagenetic and-or metamorphic mineral in the BIFs and chert of the RVGB (Pereira, 2003; Junqueira et al., 2007; Martins Pereira et al., 2007), forming thin layers with fine-grained, granoblastic crystals that commonly define the banding in the rocks. Hydrothermal magnetite has thus far only been identified in these rocks within RVGB gold deposits, where it is coarser grained than the early magnetite, and commonly associated with quartz-carbonate veins (Lydia M. Lobato, personal communication).

Four types of magnetite (Fig. 5.6) are identified in the studied samples, and interpreted as diagenetic and hydrothermal:

1) Mag1 - Diagenetic that may have experienced minor subsequent modifications. It is very fine-grained, present in millimeter-thick magnetite-rich layers that seem to preserve the primary banding of the BIF (Figs. 5.7A, D, G, H and 5.8A, D).

2) Mag2 - Hydrothermal, usually coarser grained, and may be related to quartz-carbonate veins. Petrographic studies suggest that Mag2 is probably formed in the early hydrothermal stage

due to its association with the alteration silicates chlorite, stilpnomelane (Mag2a; Fig. 5.7B, E), as well as carbonate minerals (Mag2b; Fig. 5.7C, F) that are common in the distal and intermediate alteration zones. Mag2 is thus referred to as early-stage hydrothermal magnetite.

3) Mag3 and Mag4 - Also hydrothermal and observed within samples that contain sulfides (Fig. 5.8B-C, E-H), with pyrrhotite being the first to form after magnetite. This represents a more advanced hydrothermal alteration stage (Lobato et al., 2001a, 2001b; Martins Pereira et al., 2007, 2018), and as such Mag3 and Mag4 are referred to as main-stage hydrothermal magnetite.

The magnetite in the studied samples exhibits compositional variations that may reflect distinct formation conditions. The trace elements with the highest contents (up to 2%, Table 5.2 and Appendix I) are Si, Al and Mg, with a remarkable similarity in all samples. Overall, Ti, V, Co and Ni have lower concentrations, in the order of tens to hundreds of ppm (Table 5.2). These latter elements are very useful to discriminate the different types of magnetite (Nadoll et al., 2014).

5.5.2.1 Diagenetic magnetite – Mag1

Seawater is considered the primary fluid responsible for observed concentrations of iron and trace elements in this type of magnetite, which apparently retains its original geochemical signature despite subsequent diagenesis and metamorphism (Nadoll et al., 2014; Gourcerol et al., 2016b;).

Diagenetic magnetite is identified in the São Bento (SB-Mag1), Campo Grande (CG-Mag1) and Sumidouro (SM-Mag1a and SM-Mag1b) BIFs (Figs. 5.6, 5.7A, D, G, H), where these have the highest concentrations of Ti, V, Co and Ni (Figs. 5.14, 5.15). In the Al+Mn vs. Ti+V, and Ni/(Cr+Mn) vs. Ti+V (Fig. 5.16) discrimination diagrams proposed by Dupuis and Beaudoin (2011), the diagenetic magnetite plots in the BIF field or near it.

In samples from the Carruagem (CR) and Arco da Velha (AV) orebodies of the Lamego deposit (Fig. 5.2A), magnetite with diagenetic characteristics was also identified (CR-Mag1, AV-Mag1; Fig. 5.8A, D). However, these are deformed samples that contain sulfide-bearing veins and most likely experienced modification of their primary chemistry. The CR-Mag1 has Ti and V concentrations compatible with diagenetic magnetite from São Bento, Campo Grande and Sumidouro, while AV-Mag1 shows lower contents. Both types of magnetite are poor in Ni and Co. The loss of these elements was probably caused by hydrothermal alteration, and is discussed in more details in the next item.

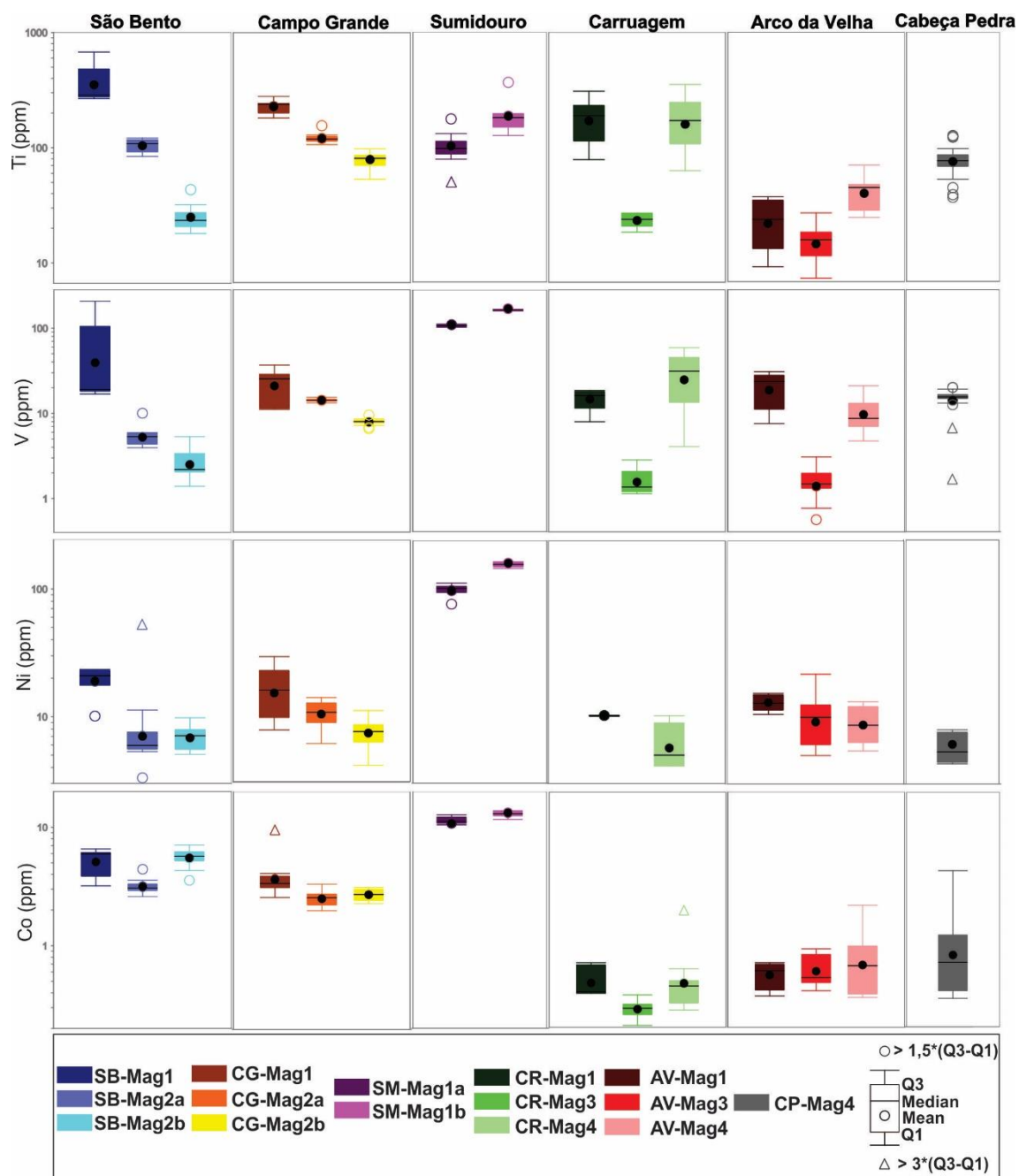


Figure 5.14. Whisker plots of Ti, V, Ni and Co in parts per million for different types of magnetite from studied BIF layers. The name of the magnetite in the legend is compound by the abbreviation of the BIF layer and the magnetite type: São Bento (SB), Campo Grande (CG), Sumidouro (SM) and Lamego orebodies (Fig. 5.2) - Arco da Velha (AV), Cabeça de Pedra (CP) and Carruagem (CR).

The Sumidouro diagenetic magnetite (SM-Mag1a and SM-Mag1b) stands out for having the highest concentrations of Ni, Co, V and Cr (Fig. 5.14, Table 5.2). The geochemistry of the Sumidouro BIF also shows a similar tendency (Figs. 5.9, 5.13C, D), which is attributed to considerable detrital contamination, with Ni, Co, V and Cr having entered into solution in seawater via clastic contribution. That being the case, magnetite must have assimilated these four elements from seawater. It is noteworthy that the magnetite disseminated in the phyllosilicate-rich layers (SM-Mag1b, Figs. 5.5B, 5.7H) have higher concentrations of these elements in comparison to

magnetite associated with the iron-rich layers (SM-Mag1a; Figs 5.7G, 5.14). Sumidouro magnetite presents the same range of Al and Ti contents as other diagenetic magnetite grains analyzed, even though the Sumidouro BIF samples have the highest concentrations of both these elements (Fig. 5.9A). Since Al and Ti are considered immobile, their concentration in fluids is low (Dare et al., 2014), and as such their higher availability during deposition of the Sumidouro BIF was only in particle form, which does not enter into the magnetite structure.

5.5.2.2 Hydrothermal magnetite: Mag2, Mag3, Mag4

The trace element signature of the hydrothermal Mag2, Mag3, Mag4 may be influenced by several factors, such as fluid and host rock composition, fluid-host rock interaction, temperature, pressure, oxygen and sulfur fugacity and re-equilibration process (Nadoll et al., 2014).

In the presence of a fluid phase, hydrothermal minerals may form due to processes of dissolution and reprecipitation (DRP). This can lead to grain coarsening and secondary porosity, which provide new pathways for fluid transport that allows replacement reactions to proceed (Putnis, 2009). Hu et al. (2014) suggested that DRP may have played an important role in the development of hydrothermal magnetite, which seems to have been the case for Mag2 and Mag3.

Primary magnetite interacting with a hydrothermal fluid may alternatively experience re-equilibration resulting in significant modification of its trace elements concentrations, since foreign cations can be continuously expelled (Nadoll et al., 2014). The development of Mag4 is interpreted to have occurred as a result of re-equilibration.

Different types of hydrothermal magnetite from the BIF layers of São Bento, Campo Grande and Lamego (Carruagem, Arco da Velha and Cabeça de Pedra orebodies) were analyzed. They present variable characteristics in relation to size, form, texture and associated mineralogy (Figs. 5.6, 5.7, 5.8).

Magnetite 2 was identified in the São Bento (SB) and Campo Grande (CG) BIFs where it may be associated with silicates (chlorite and stilpnomelane; SB-Mag2a and CG-Mag2a; Fig.5.7B, E), reflecting the clastic contribution during the deposition of these BIFs, or associated with hydrothermal, ankeritic carbonate (SB-Mag2b e CG-Mag2b; Fig. 5.7C, F).

Assuming that the coarse-grained and porous Mag2 may have been formed by DRP, a mechanism that tends to show lower concentrations of immobile elements than their diagenetic counterparts (Hu et al., 2014; Li et al., 2018), the lower Ti and V contents of Mag2 when compared with Mag1 (Fig. 5.14) can be used to support this supposition. Immobile elements such as Ti, Al, Zr, Sc and V are only present at low concentrations in most hydrothermal fluids and as a consequence, hydrothermal magnetite is commonly depleted in them. The low concentrations of Ti

and V in Mag2, despite their compatibility with magnetite (Dare et al., 2014; Nadoll et al., 2014), confirms that gold mineralizing fluid was depleted in these elements.

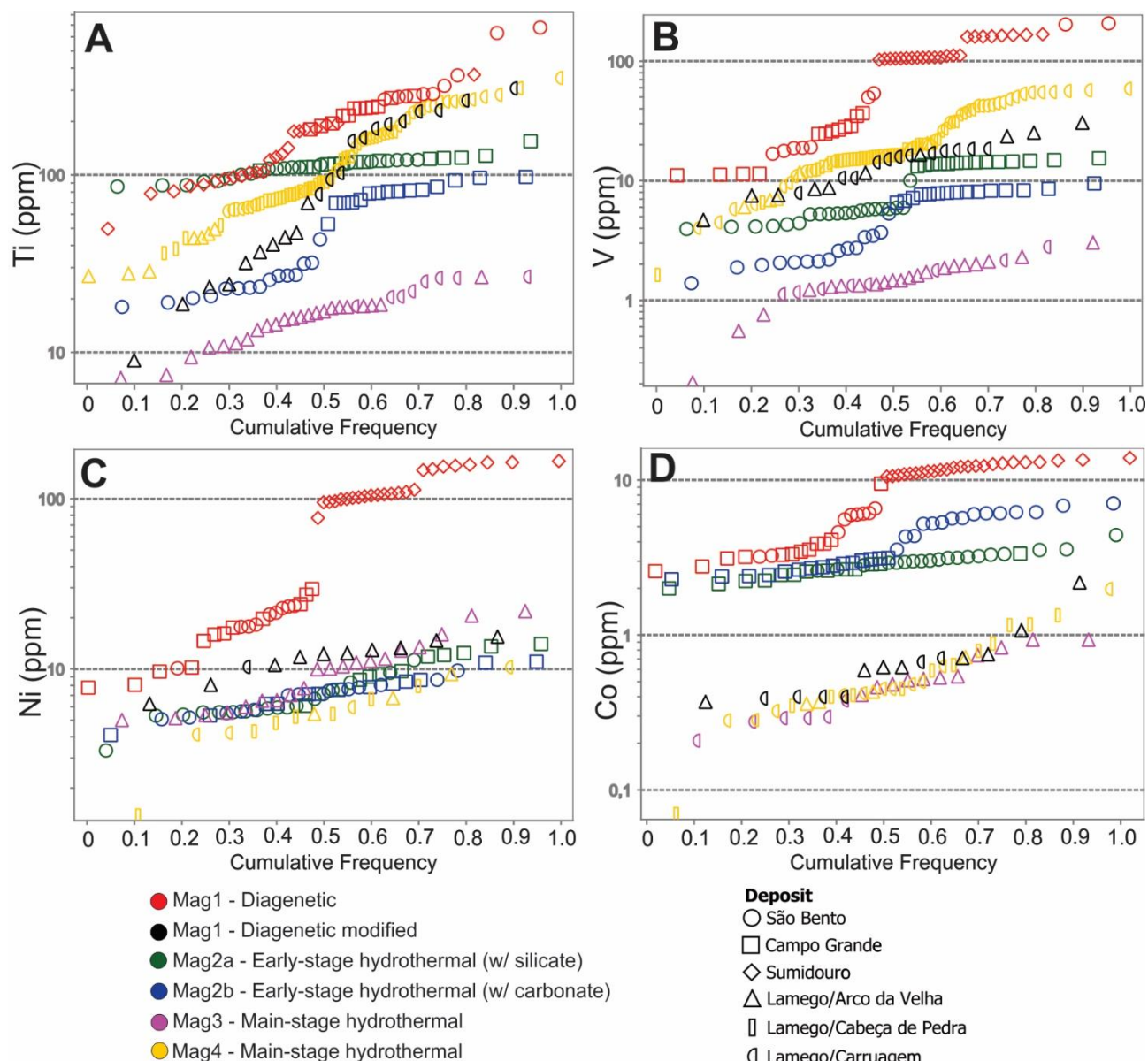


Figure 5.15. Probability plots for (A) Ti, (B) V, (C) Ni and (D) Co in parts per million for all analyzed types of magnetite (Fig. 5.6), separated by diagenetic or hydrothermal types, and their associated mineralogy.

In general, Mag2 also shows lower concentrations of Ni and Co in comparison to Mag1 (Figs. 5.14, 5.15). Transition metals such as Ni, Co and Zn are typically compatible in magnetite and commonly mobile during alteration (Dare et al., 2014). Their depletion in this early-stage hydrothermal magnetite indicates that the initial hydrothermal fluid was poor in these transition elements.

The Mag2a associated with silicates shows a tendency for slightly higher Ti, V and Ni contents than Mag2b, which is associated with carbonates (Figs. 5.14, 5.15). The dissolution

mechanism of Mag1 in silicate-rich layers seems to have enhanced availability of these elements in the fluid, despite the reduced mobility of some of these elements.

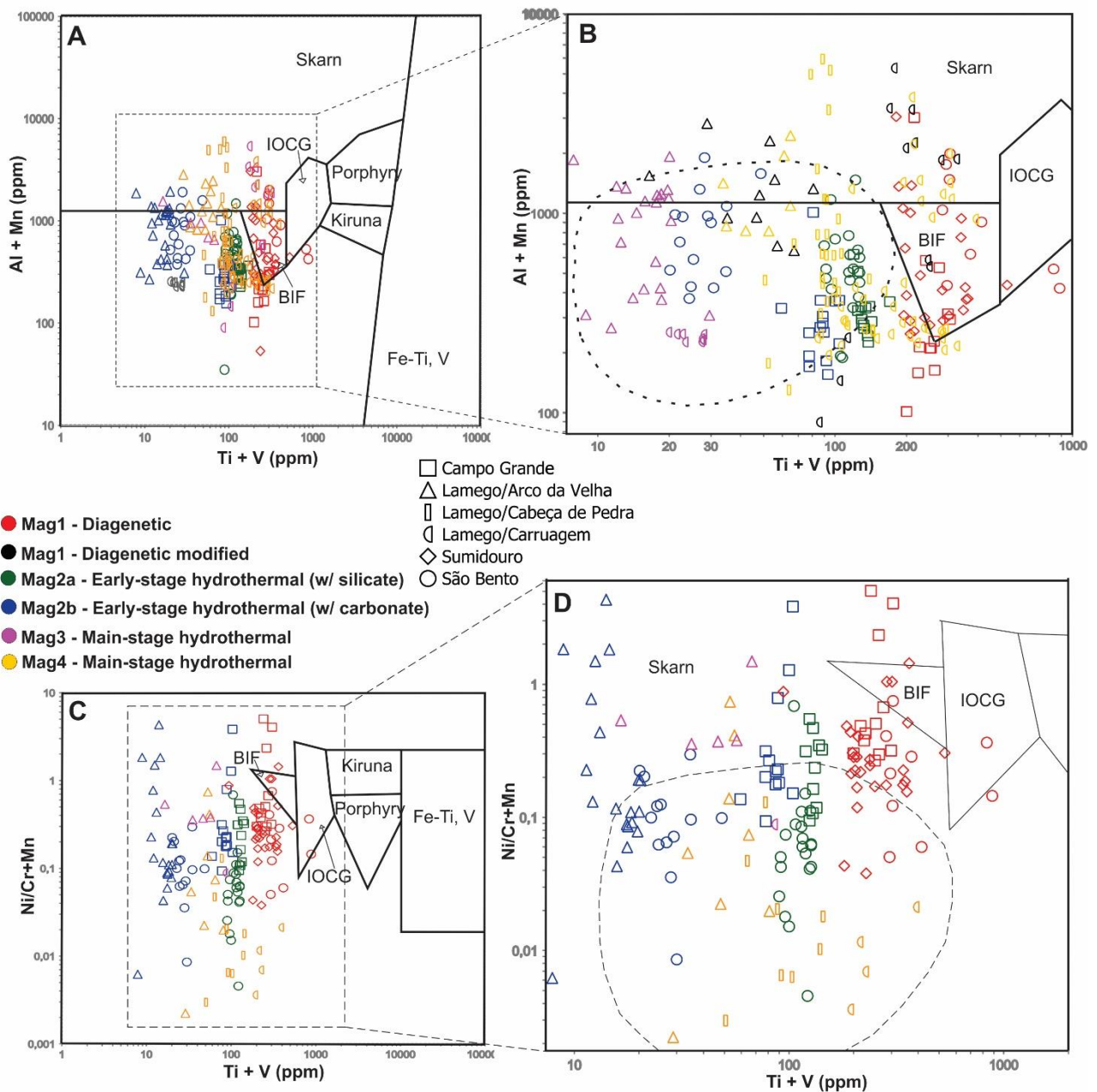


Figure 5.16. Discriminant diagrams with fields of mineral deposits proposed by Dupuis and Beaudoin (2011). (A) Ti + V vs. Al + Mn, and (C) Ti + V vs. Ni/(Cr + Mn). Samples of the present study are zoomed in B and D, respectively. Dashed circle represents “extended BIF field” according to Nadoll et al. (2014) and Sun et al. (2018).

The Mag2a and Mag2b are compared in the discrimination diagrams given in Figure 5.16, where they plot slightly outside of the BIF field initially defined by Dupuis and Beaudoin (2011), due to lower Ti + V, Al + Mn and Ni/(Cr + Mn) values. Some of the data plot in the skarn field, but most are within the extended BIF field proposed by (Nadoll et al., 2014), which has been used in more recent studies (Chung et al., 2015; Gourcerol et al., 2016b; Sun et al., 2017). This result was predicted by Hu et al. (2014) who suggested that hydrothermal magnetite, including those in BIFs,

may have its chemical signature modified once it is altered by DRP. As a result, the chemistry of these magnetite may fall in the field of skarn deposits in the discrimination diagrams of Dupuis and Beaudoin (2011).

Magnetite 3 and Mag4 are present in samples from the Carruagem (CR), Arco da Velha (AV) and Cabeça de Pedra (CP) orebodies of the Lamego deposit (Fig. 5.2A), along with a variety of sulfide minerals as indicated in Figures 5.6 and 5.8. Pyrrhotite is commonly the first sulfide to form during hydrothermal alteration in orogenic gold deposits, due to the progressive increase in sulfur fugacity, followed by pyrite and arsenopyrite (Mickucki and Ridley, 1993). In accordance with these authors, an increasing degree of hydrothermal alteration may be inferred and identified for the Carruagem, Arco da Velha and Cabeça de Pedra samples, based on the observed variation in sulfides present in these samples. This hypothesis is corroborated by the difference in gold content for each sample: 0.1, 4.3 and 8 ppm, Carruagem, Arco da Velha and Cabeça de Pedra samples respectively.

Magnetite 3 (CR-Mag3, AV-Mag3; Fig. 5. 8B, F) is strongly associated with carbonate and sericite. Sulfides are rarely in direct contact with this type of magnetite. The coarse-grained size and porous texture of Mag3 suggests that this magnetite was formed by DRP (see Putnis, 2009), with low Ti and V concentrations (Figs. 5.14, 5.15) resulting from their reduced mobility in the fluid.

Magnetite 4 may be fine-grained and smooth, or coarse-grained, porous and formed by aggregates of an earlier fine-grained magnetite. The Mag4 is in contact with and surrounded by sulfides (CR-Mag4, AV-Mag4, CP-Mag4; Fig. 5.8C, F, G, H), and presents higher Ti and V contents when compared to Mag3, but similar concentrations to Mag1 (Fig. 5.14). The chemical composition of this Mag4 seems to have resulted from re-equilibration between the primary magnetite and an evolved fluid. Mobile cations were continuously expelled from the magnetite structure and introduced into the fluid, while the more immobile Ti and V remain in the mineral grains.

Both Mag3 and Mag4 are poor in the siderophile elements Ni and Co. It is interesting to note that recent studies regarding the composition of sulfide minerals in some of the RVGB gold deposits, such as Cuiabá (Kresse et al., 2018a) and Lamego (Martins, 2016), indicated that the sulfides in these deposits have relatively high concentrations of Ni and Co. This suggests that the observed depletion in siderophile elements in hydrothermal magnetite may be related to competition with co-precipitated sulfides. This may have been the case for the main-stage hydrothermal Mag3 and Mag4, which developed when fluid-rock interaction was high resulting in a fluid relatively enriched in these transition metals, which were then preferentially accommodated into the sulfide structure.

Magnetite from the Arco da Velha orebody (Fig. 5.2A) shows elevated concentrations of W (up to 125 ppm), while those from Cabeça de Pedra are richer in As (up to 630 ppm, Fig. 5.17). The anomalous concentration of these elements can be related to ore mineralogy: in the Arco da Velha orebody magnetite and sulfides are associated with scheelite (Fig. 5.8F), indicating that the fluid was relatively enriched in W, whilst in the Cabeça de Pedra orebody magnetite is closely related to arsenopyrite. Gold content is extremely low in all analyzed magnetite grains (about 0.1 ppb, Fig. 5.17), even in samples which contain 8 ppm Au, indicating that this element is not compatible with the magnetite structure at orogenic conditions.

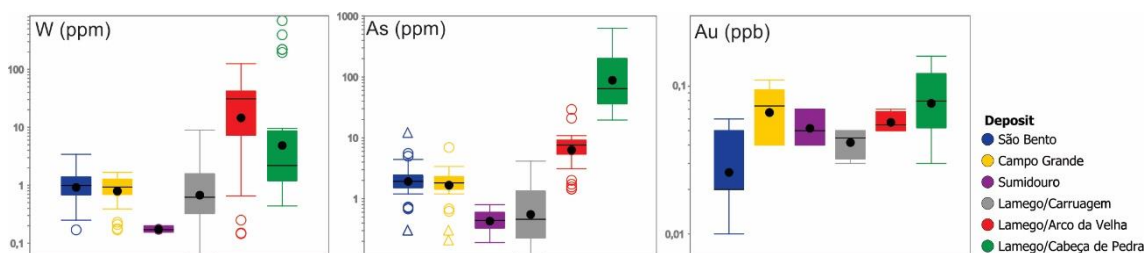


Figure 5.17. Whisker plot of W, As in part per million and Au in part per billion for magnetites from the studied BIF layers.

Vanadium in magnetite

Vanadium has different valence states (including V^{+3} , V^{+4} , V^{+5}), and only its more reduced form, V^{+3} , is usually incorporated into the magnetite structure (Nadoll et al., 2014). As a result, many studies estimate the oxygen fugacity of the hydrothermal fluid based on the concentration of this element (Nadoll et al., 2014; Sun et al., 2017; Sun et al., 2017).

In general, the diagenetic Mag1 in all deposits displays a higher V content in comparison to most of their hydrothermal counterparts (Fig. 5.15). Under the anoxic to suboxic Archean conditions, vanadium in seawater is interpreted to have been present in its reduced form, V^{+3} , and thus easily incorporated in the magnetite structure (Nadoll et al., 2014).

Hydrothermal magnetite formed by dissolution and re-precipitation (Mag2, Mag3) presents lower concentrations of V when compared to Mag1. On the other hand, hydrothermal magnetite formed by re-equilibration process (Mag4) and its diagenetic Mag1 counterpart displays similar V content (Fig. 5.15).

It is therefore suggested that differences in vanadium concentration between Mag2, Mag3 and Mag4 are constrained by the mechanism of hydrothermal magnetite formation itself, rather than variations in oxygen fugacity. Indeed, the nature of the hydrothermal mineralizing fluid tends to be relatively reduced, with $\log fO_2$ of -31 (Lobato et al., 2001b), in agreement with what is proposed by (Mikucki and Ridley, 1993) for deposits formed under similar P-T conditions.

5.5.2.3 Magnetite evolution

Four stages of magnetite formation are proposed for the analyzed BIF magnetite, based on textural characteristics and associated mineralogy combined with the geochemical trends of trace elements (Fig. 5.18).

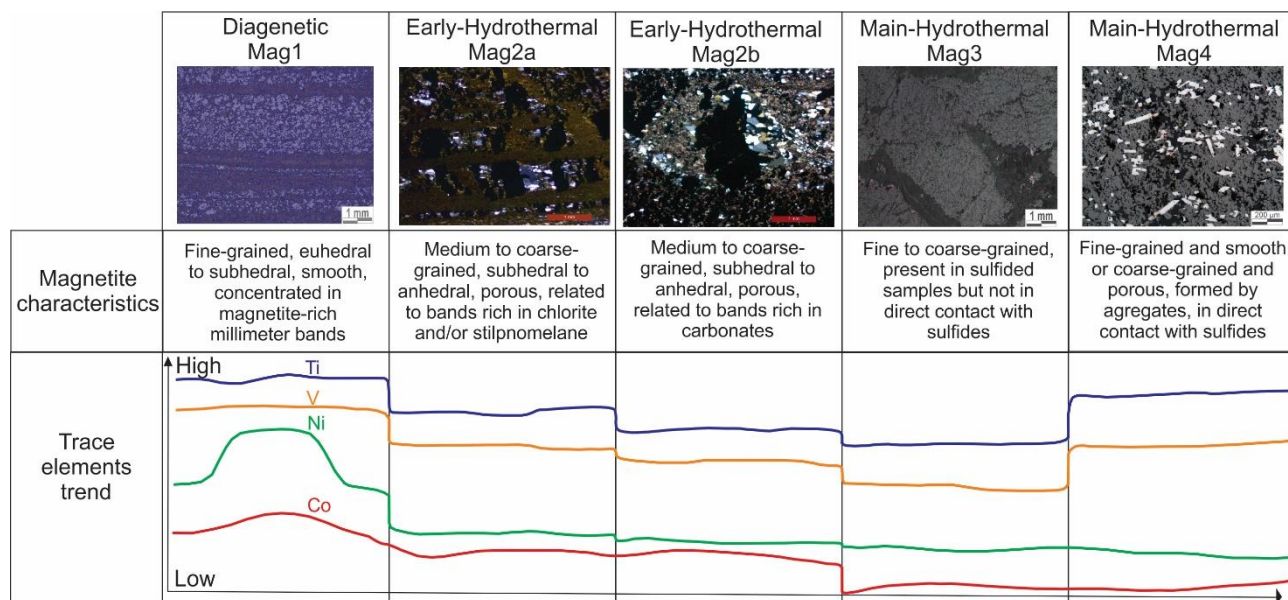


Figure 5.18. Sketch of four-stage magnetite evolution, using trace element trends, textural characteristics and associated mineralogy.

Diagenetic magnetite (Mag1) is characterized by the highest trace elements concentration (Ti, V, Ni and Co) amongst all magnetite analyzed. The early-stage hydrothermal magnetite (Mag2) formed from Mag1 mainly by dissolution and re-precipitation process (DRP), and shows lower trace element concentrations for two reasons: (1) The gold-mineralizing fluid is poor in immobile elements (e.g. Ti and V); (2) Fluid/rock interaction is relatively limited, and the fluid is also poor in the more mobile elements, such as Ni and Co. The mineral association also affected the composition of the magnetite: in the presence of silicates (Mag2a), the concentration of these four trace elements is higher than where carbonates dominate (Mag2b).

While Mag3 developed by DRP, and presents low Ti, V, Ni and Co contents, in contrast Mag4 formed by re-equilibration process and is characterized by low Ni and Co, but high Ti and V contents. Fluid/rock interaction at this stage was high resulting in a fluid richer in Ni and Co. However, both these types of magnetite display similar low content of these elements because they enter preferentially in the structure of the co-precipitated sulfides, a feature pointed out by Dare et al. (2014). The opposite behavior is observed for Ti and V for Mag3 and Mag4, and is interpreted to be related to different mechanisms by which magnetite formed. That is, Mag3, developed through DRP, which means that its chemistry is controlled by the composition of the fluid, and since Ti and V are immobile they are only encountered in low concentration in Mag3. In contrast Mag4, which

formed by re-equilibration of the original, diagenetic magnetite (Mag1), retained high Ti and V contents (Fig. 5.18).

5.5.3 Depositional model for the RVGB BIFs and cherts

The mineralogical and geochemical characteristics of BIFs are dependent on a series of depositional conditions: proximity to hydrothermal sources, proximity and composition of detrital and volcanoclastic sources, presence of organic matter and seawater level (Beukes and Gutzmer, 2008). According to these authors, iron formations mark transgressions or maximum flooding surfaces in the basin, and at these moments of sea level rise, clastic contribution to the basin was reduced favoring chemical sedimentation.

Eustatic variations are especially important for BIFs intercalated with clastic sediments, which is the case of the São Bento, Campo Grande and Sumidouro BIF. Associated greywackes and turbidites were interpreted by Baltazar and Zucchetti (2007) as having formed in higher-energy environments such as submarine fans, which are not favorable for chemical sedimentation. It is when transgression events take place and fan channels become inactive or which leads to a significant reduction or cessation in clastic sedimentation, that the environment becomes stable enough for BIF to deposit. As for volcanic centers in deep-sea environments, BIF precipitation occurred mainly between volcanic events (Fralick, 1987).

Siderite and magnetite may be formed during diagenesis through microbial dissimilatory Fe(III) reduction, depending on the availability of organic matter and p_{CO_2} . Siderite formation is favored by the presence of organic carbon ($CH_2O + 8H^+ + 4Fe(OH)_3 \rightarrow 4Fe^{2+} + CO_2 + 11H_2O$), and high p_{CO_2} ($Fe^{2+} + CO_2 + H_2O \rightarrow FeCO_3 + 2H^+$). High p_{CO_2} may be achieved by rapid burial and early silica cementation, leading to a close association of siderite with chert mesobands. On the other hand, the formation of diagenetic magnetite may have been favored by an environment with limited organic carbon supply and low p_{CO_2} , where $Fe(OH)_3$ reduction may have taken place as follows: $Fe(OH)_3 + Fe^{2+} \rightarrow Fe_3O_4 + 2H_2O + 2H^+$ (Beukes and Gutzmer, 2008; Heimann et al., 2010).

High rates of organic carbon production occur near the volcanic centers, and it is considerably reduced away from them, rising again near the shallower levels of underwater fan slope. When highly concentrated in the water column, organic carbon may reach the sediment surface, favoring siderite formation (Beukes and Gutzmer, 2008).

Silica would have been introduced to the seawater mainly along hydrothermal vents together with ferrous iron. Silica was concentrated in close proximity to vent sites, and its rapid sedimentation and cementation led to the formation of chert-rich BIFs. At distal and intermediate

localities silica cementation was less effective, favoring magnetite precipitation (Cloud, 1973; Fralick, 1987; Beukes and Gutzmer, 2008;).

In light of this information, the petrographic and geochemical data for the RVGB BIF, and the geochemical data of contained magnetite, we propose a depositional model for the RVGB BIFs as portrayed in Fig. 5.19.

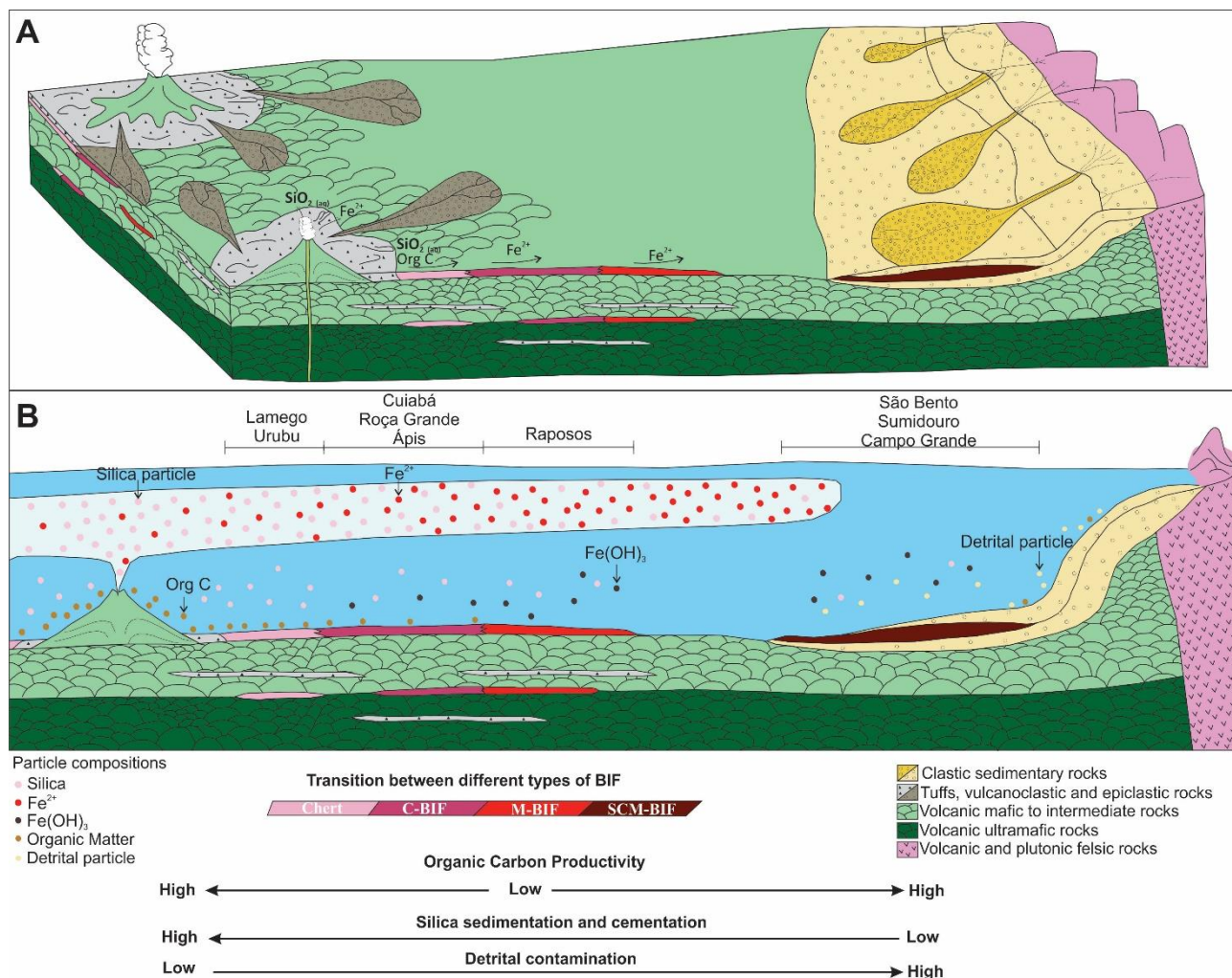


Figure 5.19. Proposal of a depositional model for Algoma-type BIF and chert of the RVGB (based on Beukes and Gutzmer (2008) and Gourcerol et al. (2016a)). (A) Overview of the different volcanic and sedimentary environments where BIF can deposited; (B) detailed mechanisms that influence the mineralogical composition of a BIF, including presence and concentration of silica, Fe^{2+} , organic carbon and detrital particles. C = carbonate-rich, M = magnetite-rich, SCM = silicate-carbonate-magnetite-rich.

1- Near the hydrothermal vent sites, organic carbon and silica would occur in large concentration, favoring deposition of chert with subordinate organic matter and siderite, such as in the Lamego and Urubu deposits.

2- Moving away from the hydrothermal source, chert transitioned to a siderite-rich BIF, still with the presence of organic matter, typical of the Cuiabá, Roça Grande and Ápis deposits.

3- Further away from the volcanic centers, where the supply of organic carbon and silica was limited, magnetite-rich BIF formed, as at the Raposos deposit.

4- Finally, in a submarine fan environment, the clastic input became an important factor, with BIFs only being deposited during transgression phases. Silicates such as stilpnomelane and iron-rich chlorite form due to the presence of detrital contamination, as is the case with the São Bento, Campo Grande and Sumidouro BIFs. Due to the proximity of a shallower environment, the availability of organic carbon is enhanced again. However, since silica cementation was no longer effective, both magnetite and siderite were allowed to form, generating BIF with a greater mineralogical variability.

Geochemical data corroborate with the proposed depositional model (Fig. 5.19), indicating that the chert samples record the highest hydrothermal contribution (Fig. 5.11), whereas the silicate-carbonate-magnetite BIF contain the highest detrital contamination (Fig. 5.12). The proposed model is also supported by the composition of magnetite in the Sumidouro BIF, which has the highest clastic input amongst the studied BIFs, leading to the formation of diagenetic magnetite with the highest Ni, Co, V and Cr contents, due to interaction between seawater and a higher volume of clastic material.

5.5.4 Implications for exploration

Orogenic gold deposits form as a result of an interplay of various factors, being especially significant in Archean times (e.g., Goldfarb and Groves, 2015; Groves et al., 2018, and references therein). The typical mineralizing fluid in these deposits is dominated by an aqueous-carbonaceous (CO₂-CH₄-bearing) solution of low-salinity, which also transports sulfur and gold in solution (e.g., Ridley and Diamond, 2000; Goldfarb and Groves, 2015). Hydrothermal alteration zones reflect buffering of these main components, especially water, CO₂, and sulfur. These aspects have been the focus of a number of studies on the gold deposits in the RVGB (e.g. Lobato et al., 2001a, 2001b, Martins Pereira et al., 2007, Ribeiro-Rodrigues et al., 2007, Ribeiro et al., 2015; Morales et al., 2016; Kresse et al., 2018b).

The most favorable gold-bearing complex in orogenic gold systems is the bisulfide and hydrosulfide complex, which likely formed Au(HS)₂ (Seward, 1973; Mikucki and Ridley, 1993). In order for gold to precipitate, variations in either physical (P, T) or chemical (e.g. ΣS, α_{H₂S} or *f*O₂) conditions are required, with wallrock sulfidation reactions (e.g., Mikucki, 1998; Phillips and Powell, 2010) being one of the processes that can lead to gold precipitation. Sulfidation is particularly efficient within BIFs as it involves the replacement of iron-rich phases by sulfides due to the destabilization of sulfur ligands in the mineralizing fluid (Phillips and Powell, 2010).

Among BIFs that host gold mineralization in the RVGB, the carbonate- and-or magnetite-rich BIFs stand out as the most important to produce sulfide replacement orebodies, with significant associated gold endowment. These host rocks are especially reactive where carbonate is enriched in organic matter (Cuiabá deposit), or where the magnetite-rich BIF is intercalated with pelitic layers, as is the case at the São Bento deposit. The Fe-rich nature of these BIFs played a key factor because sulfur in the fluid reacted mainly with carbonate and magnetite (and silicates) to form sulfides with which gold is normally associated (Lobato et al., 2001a). Additionally, the presence of carbonaceous material in the Cuiabá BIF that facilitated the reaction $2C + 2H_2O = CO_2 + CH_4$ (Lobato et al., 2001a), and pelites in São Bento that allowed the development of extensive chlorite alteration (Martins Pereira et al., 2007), show that in both cases efficiently buffering the aqueous components of the mineralizing fluid was achieved.

In view of the results presented here, we suggest that the primary depositional setting of the BIFs exerts some influence on gold mineralization, where the BIFs characteristic of an intermediate position, neither very close to the hydrothermal vents nor near the submarine slope, which are rich in carbonate and/or magnetite, tends to be the most efficient host rocks to gold mineralization.

For BIFs with considerable detrital input to preserve a high iron content in the pelitic layers, their clastic component must preferably be of a mixed-and or mafic source, as is the case presented in this study (Fig. 5.13A, B). Although sulfidation of the typical silicates of these layers (iron-rich chlorite and stilpnomelane) seems less effective than that of carbonate and-or magnetite, these BIFs contain important gold mineralization at the São Bento deposit, with reserves of 14.3 t Au (Martins Pereira et al., 2007). On the other hand, in deposits such as Lamego (1.3 Mt measured resources at 7.26g/t Au), where chert dominates, free gold is usually related to zones of pervasive silicification, and sulfide replacement zones are less common (Martins et al., 2016).

The presence of hydrothermal magnetite, which is commonly coarser-grained (Figs. 5.7B, C, E, F, 5.8E, G) than the diagenetic ones, and may be easily recognized macroscopically, is a good indication that the BIF experienced hydrothermal alteration, helping to define a hydrothermal footprint for magnetite-bearing deposits.

5.6. Conclusions

Geochemical data were obtained for selected carbonaceous and-or siderite-bearing chert and BIF samples, taken from nine different locations within the Rio das Velhas greenstone belt. These include samples taken from seven gold deposits (Cuiabá, Lamego, Raposos, Roça Grande, São Bento, Urubu and Ápis) and two non-mineralized BIFs (Sumidouro and Campo Grande). In

addition, the results of LA-ICP-MS analysis of magnetite grains classified as diagenetic, early- and main-stage hydrothermal, from the São Bento, Campo Grande, Sumidouro and Lamego BIFs, support the proposed depositional model for these chemical sedimentary rocks of the Archean Rio das Velhas basin. The petrographic characteristics and geochemistry of the BIFs and contained magnetite identified in this study suggest that:

(i) BIF and chert deposition was influenced by seawater, high-temperature (>250 °C) hydrothermal fluids and detrital input, in variable proportions. The influence of seawater is registered by the enrichment of HREE relative to LREE and associated with positive La and Y anomalies. Whilst, positive Eu anomalies reflect the influence of high-temperature hydrothermal fluids, the strength of this anomaly being directly related to the proximity of the hydrothermal vent. Chert layers, which present the largest Eu anomalies, are considered proximal to the hydrothermal source, while silicate-carbonate-magnetite-rich BIFs with only minor Eu anomalies were deposited in a distal setting.

(ii) Silicate-carbonate-magnetite-rich BIFs have high concentrations of immobile elements such as Al, Ti, Th and Sc, suggesting a higher clastic contamination, whereas the other types of BIFs and chert present irrelevant detrital input. The clastic contamination comes mainly from intermediate or mixed sources, which is consistent with the geological setting of the RVGB. The BIFs with high detrital input have similar Al_2O_3/TiO_2 and Cr/Ni ratios as the pelitic rocks interbedded with them, indicating a strong control of these rocks on the geochemical signature of the associated BIFs.

(iii) Four types of magnetite are recognized within magnetite-rich BIF layers: Mag1 – Diagenetic; Mag2 – early-stage hydrothermal; Mag3 and Mag4 – main-stage hydrothermal. The Mag1 presents the highest trace element concentrations (Ti, V, Ni and Co) amongst all magnetite analyzed. The even higher trace element content of the Sumidouro diagenetic magnetite is related to a larger availability of these elements in seawater due to an important clastic input.

(iv) Magnetite formed by dissolution and reprecipitation process, which is the case of the early-stage hydrothermal Mag2 and the main-stage hydrothermal Mag3, shows a downward trend in the concentration of trace elements when compared to the diagenetic Mag1. This chemistry reflects the influence of a hydrothermal fluid impoverished in immobile elements such as Ti and V. In contrast, these immobile elements remain concentrated in magnetite formed by re-equilibration process (e.g. Mag4).

(v) Coexisting minerals play an important role in the composition of magnetite. Magnetite associated with silicates like chlorite and stilpnomelane tends to have higher concentration of the trace elements Ti, V, Ni and Co than magnetite associated with carbonates. Co-

precipitation of sulfides, which have higher partition coefficients for siderophile elements, results in a low concentration of these elements in magnetite.

(vi) Gold is not compatible with the magnetite structure and shows very low concentration in all types of magnetite, even in gold mineralized samples.

(vii) A proposed depositional model for BIFs from the Rio das Velhas greenstone belt suggests that samples dominated by chert layers deposited near the hydrothermal vents, as is the case for the Lamego deposit. Moving away from the hydrothermal source, carbonate-rich BIFs are deposited, transitioning to magnetite-rich BIFs as seen at the Cuiabá and Raposos deposits. Far from the hydrothermal vents and nearer to the clastic input from submarine slopes, BIFs with variable mineralogy, containing magnetite, carbonate and different silicates are deposited (e.g. São Bento deposit). The BIFs deposited in intermediated localities in relation to hydrothermal vents and submarine slopes commonly have abundant iron-rich carbonate and-or oxide. They represent important loci for gold enrichment since they are more prone to sulfide replacement of their iron-rich bands accompanied by gold precipitation.

5.7 Acknowledgements

This paper presents the results of the master thesis of the first author, which was undertaken at the Universidade Federal de Minas Gerais (UFMG). The work was almost entirely funded by Anglo Gold Ashanti (AGA), but was also supported by the Conselho Nacional de Pesquisa Científica e Tecnológica (CNPq), the Geological Survey of Brazil (SGB/CPRM) and Jaguar Mining. We thank AGA for their financial, technical and logistic support during sampling and analyses. We would especially like to show our gratitude to geologists Frederico Lana Figueiredo, Pedro Felipe Sales, Juliano Duarte Maciel, Rafael Costa Chaves, Jorge Watanabe and Breno Martins for their technical support. Thanks are also due to geologists Rodrigo Martins, Rogério Alves (AGA) and Armando José Massucatto (Jaguar Mining). Finally, we acknowledge the support provided by technicians of the Centro de Microscopia at UFMG, Centro de Pesquisa Prof. Manoel Teixeira da Costa-UFMG and Ouro Preto Federal University Isotope Geochemistry Lab.

CAPÍTULO 6 – DISCUSSÃO E CONCLUSÕES

6.1 Discussão

6.1.1 Litogeoquímica

As amostras de BIF e *chert* apresentam padrões similares de ETR +Y normalizados ao PAAS: enriquecimento de ETRP em relação aos ETRL associado à anomalias positivas de Eu, La e Y e ausência de anomalia negativa de Ce (Fig. 5.10A). Esse padrão é interpretado como tendo sido herdado da mistura da água do mar e de fluidos hidrotermais de alta temperatura (> 250° C; Danielson *et al.* 1992; Bau e Dulski 1999). A ausência de anomalia negativa de Ce indica que a precipitação das FFBs ocorreu em ambiente anóxico a fracamente óxico (Bau e Dulski 1996).

A influência de fluidos hidrotermais de alta temperatura (>250° C) no momento da deposição de FFBs pode ser medida através de uma curva binária que compara a razão Eu/Sm nesse tipo de fluido e na água do mar (Gourcerol *et al.* 2016a), mostrada na Figura 5.11. As amostras de *chert* dos depósitos Lamego e Urubu possuem as maiores contribuições de fluido hidrotermal, entre 0 e 10%, o que indica que se formaram relativamente perto das fontes hidrotermais; a FFB rica em magnetita (M-FFB) de Raposos possui contribuição de 3% e as FFBs ricas em carbonato (C-FFB) de Cuiabá, Roça Grande e Ápis apresentam 1-5%. As amostras de FFB rica em magnetita, carbonato e silicato (SCM-FFB) de São Bento, Campo Grande e Sumidouro possuem o menor componente hidrotermal, na faixa de 0-2% e depositaram-se afastadas dos centros vulcânicos.

A presença de componente detrítico na FFB pode ser verificada pela concentração de elementos imóveis tipicamente crustais como Al, Ti, Th e Sc e pela correlação positiva entre eles (Bau 1993; Bolhar *et al.* 2005). As amostras de *chert*, M-FFB e C-FFB apresentam concentrações muito baixa desses elementos enquanto SCM-FFBs possuem concentrações relativamente altas, especialmente as do corpo Sumidouro (Fig. 5.9). Isso indica que as amostras de SCM-FFB possuem um aporte clástico considerável, que é inexpressivo nos demais tipos. Esse dado é corroborado pelo diagrama $Al/(Al + Mn + Fe) \times Fe/Ti$, desenvolvido por Boström (1970) e que estima o aporte detrítico em sedimentos químicos (Fig. 5.12). De acordo com esse diagrama, as amostras de SCM-FFB chegam a ter até 30% de componente detrítico, que é praticamente nulo nos demais tipos de FFB.

Os diagramas La-Th-Sc e Cr/V x Y/Ni (Fig. 5.13A, B), propostos respectivamente por Bhatia e Crook (1986) e por McLennan *et al.* (1993) foram utilizados para avaliar a fonte da contaminação detrítica. Todas as amostras de FFB analisadas possuem uma fonte similar, de composição intermediária a máfica ou mista. Amostras de rochas vulcânicas máficas a

intermediárias do depósito Lamego (Anexo 1.B) e de turbiditos próximos ao depósito São Bento (Roncato, 2016) plotam na mesma região das FFBs nos dois diagramas (Fig. 5.13A, B) sugerindo que essas litologias podem ter sido importante fonte de contaminação detrítica.

As razões Al_2O_3/TiO_2 e Ni/Cr das amostras de SCM-FFB e dos sedimentos clásticos presentes na mesma região são similares (Fig. 5.13C, D), o que reforça que esses sedimentos foram fonte importante de material detrítico para as FFBs.

6.1.2 Química mineral de magnetita

Quatro tipos de magnetita (Fig. 5.6) foram identificados no presente estudo, de acordo com características texturais e associação mineralógica, interpretados como diagenético e hidrotermal:

1) Mag1 – Diagenética, em alguns casos podendo ter experienciado pequenas modificações subsequentes. Possui granulação fina e ocorre em finas camadas ricas nesse mineral, preservando o bandamento primário da FFB (Figs. 5.7A, D, G, H, 5.8A, D).

2) Mag2 – Hidrotermal, granulação grossa, frequentemente relacionada a veios quartzo-carbonáticos. Estudos petrográficos sugerem que esse tipo foi formado no estágio inicial da alteração hidrotermal, associada à clorita e stilpnomelana (Mag2a; Fig. 7B, E) ou carbonato (Mag2b; Fig 7C, F), minerais comuns nas zonas de alteração distal e intermediária (Lobato et al. 2001a, 2001b; Martins Pereira *et al.* 2007, 2018).

3) Mag3 e Mag4 – Hidrotermal, ocorre em amostras sulfetadas (Fig. 8B-C, E-H) e são associadas ao estágio hidrotermal principal (Lobato et al. 2001a, 2001b; Martins Pereira *et al.* 2007, 2018).

Os diferentes tipos de magnetita apresentam variações composicionais que podem refletir as condições nas quais foram formados. Os elementos Ti, V, Co e Ni fazem parte dos ‘elementos da magnetita’, determinados por Nadoll *et al.* (2014) e são os mais úteis para diferenciar os tipos de magnetita.

Magnetita diagenética (Mag1), identificada em São Bento, Campo Grande e Sumidouro, possui as maiores concentrações de Ti, V, Co e Ni (Figs. 5.14, 5.15) e são plotadas no campo de FFBs dos diagramas $Al+Mn \times Ti+V$ e $Ni/(Cr+Mn) \times Ti+V$, propostos por Dupuis e Beaudoin (2011; Fig. 5.16). Nos corpos Carruagem e Arco da Velha do depósito Lamego as magnetitas com características diagenéticas ocorrem em amostras deformadas e contendo veios sulfetados e, portanto, sua química primária foi modificada.

As amostras de magnetita diagenética de Sumidouro possuem as maiores concentrações de Ni, Co, V e Cr (Fig. 5.14), apresentando a mesma tendência vista para a FFB Sumidouro. O maior conteúdo desses elementos é atribuído à considerável contribuição detrítica, que permitiu a

solubilização de maior quantidade de Ni, Co, V e Cr na água do mar no momento da deposição dessa FFB.

Magnetita 2 e Mag3 são grossas e porosas, sugerindo que foram formadas pelo processo de dissolução e reprecipitação (DRP; Putinis 2009) a partir do fluido hidrotermal. Já Mag4, que pode ser fina ou grossa (formada pelo aglomerado de magnetitas finas) parece ter sido o resultado de processos de re-equilíbrio, onde a magnetita primária original interage com o fluido, expelle os cátions móveis e mantém os imóveis (Nadoll *et al.* 2014).

A Mag2 foi individualizada nas FFB São Bento e Campo Grande e possui teores menores de Ti e V quando comparada com Mag1, reforçando a suposição de que foram formadas por DRP, pois magnetitas formadas por esse mecanismo tendem a ter baixas concentrações de elementos imóveis (Hu *et al.* 2014; Li *et al.* 2018). Em geral, Mag2 também possui baixas concentrações de Ni e Co em comparação com Mag1 (Fig. 5.14). Esses metais de transição são compatíveis e móveis durante a alteração (Dare *et al.* 2014), o que sugere que durante o estágio hidrotermal inicial o fluido era pobre nesses elementos, provavelmente devido à baixa interação fluido/rocha. A Mag2 pode ser subdividida em Mag2a, associada aos silicatos (clorita e stilpnomelana) e em Mag2b, associada aos carbonatos hidrotermais. A Mag2a apresenta teores um pouco mais altos de Ti, V e Ni do que Mag2b (Figs. 5.14, 5.15). Isso sugere que o mecanismo de dissolução em camadas ricas em silicatos pode ter disponibilizado maiores quantidades desses elementos para o fluido, indicando que a mineralogia associada também pode interferir na química da magnetita.

Magnetita 3 e Mag4 são encontradas nos corpos Carruagem, Arco da Velha e Cabeça de Pedra do depósito Lamengo, em amostras contendo uma variedade de sulfetos (Figs. 5.6, 5.8). Mag3, associada a carbonato e sericita, possui baixas concentrações de Ti e V (Fig. 5.14). o que condiz com magnetita formada por DRP, devido à baixa mobilidade desses elementos no fluido. Por outro lado, Mag4 possui concentrações de Ti e V similares a Mag1, sugerindo que o mecanismo de re-equilíbrio atuou nesse tipo de magnetita. Enquanto elementos móveis eram continuamente retirados da estrutura da magnetita original, Ti e V, por serem imóveis, permaneceram nos grãos desse mineral.

Ambas Mag3 e Mag4 são pobres nos elementos siderófilos Ni e Co. Estudos recentes feitos nos depósitos Cuiabá (Kresse *et al.* 2018) e Lamengo (Martins 2016) indicam que os sulfetos presentes em FFBs mineralizadas são relativamente ricos nesses elementos. Isso sugere que a coprecipitação de sulfetos, que possuem maiores coeficientes de partição para elementos siderófilos (Dare *et al.* 2014), resulta na baixa concentração desses elementos na magnetita.

6.1.3 Modelo deposicional

Segundo Beukes e Gutzmer (2008), a mineralogia e geoquímica de FFBs é dependente das condições presentes no momento de sua deposição, como: proximidade de fonte hidrotermal, proximidade e composição de fontes detríticas, presença de matéria orgânica e nível do mar. A sílica seria introduzida na água do mar pelas fontes hidrotermais e, devido à sua rápida sedimentação e cimentação, sua maior disponibilidade ficava restrita às regiões próximas às fontes. Matéria orgânica também possuía alta taxa de produção próximo aos centros vulcânicos, que se tornavam o ambiente ideal para a deposição de *chert* rico em matéria carbonosa.

Siderita e magnetita podiam se formar na diagênese através da redução dissimilatória de Fe(III): a formação de siderita era favorecida pela presença de matéria orgânica e alta p_{CO_2} , que podia ser obtida pela rápida cimentação por sílica. Dessa forma, a siderita possui forte associação com mesobandas de *chert* e com os centros vulcânicos. A magnetita, por outro lado, formava-se preferencialmente em ambientes com limitado suprimento de matéria orgânica e baixa p_{CO_2} , mais afastados das fontes hidrotermais (Beukes e Gutzmer 2008).

Variações no nível do mar influenciavam na deposição de FFBs, principalmente daquelas relacionadas aos sedimentos clásticos, próximo aos leques submarinos. Nesse caso, o ambiente se tornava ideal para a deposição de FFBs em momentos de transgressão, quando o aporte clástico diminuía significativamente ou cessava (Fralick, 1987; Beukes e Gutzmer 2008).

Com base nessas informações, e nos dados de petrografia e geoquímicas gerados nesse estudo, um modelo deposicional é proposto para as FFBs do GBRV, e mostrado na Figura 5.19:

1- Próximo às fontes hidrotermais havia alta concentração de sílica e matéria carbonosa, favorecendo a deposição de *chert* com matéria carbonosa subordinada, como nos depósitos Lamego e Urubu.

2- Ainda próximo às fontes hidrotermais o *chert* transiciona para uma FFB rica em carbonato, com matéria carbonosa subordinada, típica dos depósitos de Cuiabá, Roça Grande e Ápis.

3- Afastando-se dos centros vulcânicos, onde o suprimento de sílica e de matéria orgânica é limitado, forma-se FFB rica em magnetita, como no depósito Urubu.

4- Em ambiente de leque submarino, onde há importante contribuição clástica, FFBs depositam-se apenas nos períodos de transgressão. Silicatos como stilpnomelana e clorita rica em ferro são comuns e se formam devido a presença de contaminação clástica, como ocorre em São Bento, Campo Grande e Sumidouro.

6.2 Implicações exploratórias

Depósitos de ouro orogênicos se formam como resultado da interação de vários fatores (e.g., Goldfarb e Groves 2015; Groves *et al.* 2018, e referências citadas). O típico fluido mineralizador nesses depósitos é dominado por uma solução aquo-carbonosa (CO₂-CH₄) de baixa salinidade, que transporta enxofre e ouro. As zonas de alteração hidrotermal refletem o tamponamento dos principais componentes do fluido, especialmente água, CO₂ e enxofre. (e.g., Ridley e Diamond 2000; Goldfarb e Groves 2015).

Para que o ouro, presente no fluido principalmente na forma Au(HS)₂, precipite nesses sistemas, é necessário que haja variações nas condições físicas (P, T) e-ou químicas (e.g. ΣS, αH₂S or fO₂), que podem ocorrer através de reações de sulfetação da rocha encaixante. A sulfetação é particularmente efetiva em FFBs devido à substituição de minerais ricos em ferro por sulfetos, desestabilizando os complexos de enxofre no fluido mineralizador (Seward 1973; Mikucki e Ridley, 1993; Mikucki 1998; Phillips e Powell 2010).

Dentre as FFBs hospedeiras de mineralização aurífera no *greenstone belt* Rio das Velhas, aquelas ricas em carbonato e-ou magnetita se destacam por produzirem corpos de minério sulfetados com grandes reservas de ouro. Essas rochas são especialmente reativas onde o carbonato é enriquecido em matéria carbonosa (depósito Cuiabá), ou onde FFB rica em magnetita ocorre intercalada com camadas pelíticas, como no depósito São Bento. O enriquecimento em ferro dessas FFBs permite que o enxofre do fluido reaja com carbonato e magnetita (e subordinadamente com silicatos) para formar sulfetos com os quais o ouro está associado (Lobato *et al.* 2001a). Adicionalmente, a presença de matéria carbonosa na FFB Cuiabá promove a reação $2C + 2H_2O = CO_2 + CH_4$ (Lobato *et al.* 2001a), enquanto os pelitos de São Bento favorecem o desenvolvimento de extensa alteração clorítica (Martins Pereira *et al.* 2007), facilitando em ambos os casos o tamponamento eficiente dos componentes aquosos do fluido mineralizador.

De acordo com os resultados apresentados no capítulo 5, sugere-se que o ambiente deposicional das FFBs exerce alguma influência na mineralização aurífera. As características das FFBs depositadas em posições intermediárias na bacia, enriquecidas em carbonato e-ou magnetita, tendem a ser rochas hospedeiras mais eficientes para a mineralização de ouro.

Para que as FFBs com aporte detrítico considerável mantenham alto conteúdo de ferro em seus níveis pelíticos, o componente clástico deve ser preferencialmente de composição máfica a mista, como é o caso identificado nesse estudo. Embora a sulfetação de níveis ricos em silicatos (clorita rica em ferro e stilpnomelana) seja menos efetiva do que em níveis com carbonato e-ou magnetita, esse tipo de FFB possui importante mineralização aurífera no depósito São Bento, com

reservas de 14.3 t Au (Martins Pereira *et al.* 2007). Por outro lado, depósitos como Lamego (1.3 Mt recurso medido a 7.26 g/t Au), onde *chert* domina, as zonas de substituição por sulfeto são menos comuns e o ouro livre é normalmente relacionado à zonas de silicificação pervasivas (Martins *et al.* 2016).

A presença de magnetita hidrotermal, mais grossa que a diagenética, e facilmente reconhecida macroscopicamente, é um indício de que a FFB está alterada hidrotermalmente, o que pode ser utilizado na definição de zonas hidrotermalizadas em depósitos onde magnetita está presente.

6.3 Conclusões

Amostras de formação ferrífera bandada e de *metachert* carbonoso e-ou ferruginoso, cuidadosamente selecionadas em nove camadas pertencentes ao *greenstone belt* Rio das Velhas, foram usadas para a obtenção de dados geoquímicos. Incluem sete depósitos auríferos (Cuiabá, Lamego, Raposos, Roça Grande, São Bento, Urubu e Ápis), e duas FFB não mineralizadas (Sumidouro e Campo Grande). Adicionalmente, análises LA-ICP-MS foram feitas em magnetita classificadas como diagenética, de estágio cedo-hidrotermal e estágio hidrotermal principal, presentes nas camadas de BIF de São Bento, Campo Grande, Sumidouro e Lamego. Os dados suportam a proposta de modelo deposicional para as rochas sedimentares químicas da bacia Rio das Velhas. As características petrográficas e geoquímicas obtidas nesse estudo sugerem que:

(i) A deposição de FFB e *chert* foi influenciada pelos componentes água do mar, fluidos hidrotermais de alta temperatura (>250 °C), e aporte detrítico, em diferentes proporções. A herança da água do mar é registrada pelo enriquecimento de ETRP em relação aos ETRL associado às anomalias positivas de La e Y. A anomalia positiva de Eu reflete a influência de fluidos hidrotermais de alta temperatura, e a força dessa anomalia é relacionada a proximidade da fonte hidrotermal. As camadas de *metachert* possuem as maiores anomalias de Eu, e são interpretadas como proximais à fonte, enquanto as FFBs ricas em silicato, carbonato e magnetita, com as menores anomalias, teriam se depositado em regiões mais afastadas.

(ii) As FFBs ricas em silicato, carbonato e magnetita possuem as maiores concentrações de elementos imóveis como Al, Ti, Th e Sc, sugerindo significante contaminação clástica, enquanto os outros tipos de FFB e *chert* registram aporte detrítico irrelevante. A contaminação clástica é proveniente principalmente de fontes intermediárias ou mistas, sendo consistente com o posicionamento estratigráfico das camadas de FFB na sequência vulcanossedimentar. As FFBs com

alto aporte detrítico possuem razões Al_2O_3/TiO_2 e Cr/Ni , similares às dos sedimentos clásticos com os quais estão intercalados, indicando forte controle destes na assinatura geoquímica da FFB.

(iii) Quatro tipos de magnetita são reconhecidas nas camadas de FFB ricas nesse mineral: Mag1 – Diagenética; Mag2 – cedo-hidrotermal; Mag3 e Mag4 – estágio hidrotermal principal. A Mag1 apresenta as maiores concentrações de elementos traço como Ti, V, Ni e Co. O conteúdo ainda maior de elementos traço na magnetita diagenética de Sumidouro é relacionado a uma maior disponibilidade desses elementos na água do mar devido a uma importante contribuição clástica.

(iv) Magnetita formada pelo processo de dissolução e re-precipitação, caso da Mag2 e Mag3, apresenta tendência de queda na concentração de elementos traço quando comparado com a magnetita diagenética Mag1. O fluido hidrotermal é pobre em elementos imóveis como Ti e V, o que se reflete na química desse tipo de magnetita. Para magnetita formada pelo processo de re-equilíbrio (Mag4), esses elementos imóveis permanecem concentrados na magnetita.

(v) A presença de outros minerais influencia na composição da magnetita. Onde associada aos silicatos, como clorita e stilpnomelana, magnetita possui tendência a ter maiores concentrações dos elementos Ti, V, Ni e Co do que se associada aos carbonatos. A presença de sulfetos, com maiores coeficientes de partição para elementos siderófilos, resulta em baixa concentração desses elementos na magnetita.

(vi) Ouro não é compatível com a estrutura da magnetita, e apresenta concentrações muito baixas mesmo em amostras mineralizadas.

(vii) O modelo deposicional proposto para FFBs do *greenstone belt* Rio das Velhas sugere que amostras compostas predominantemente por *chert* se depositaram próximo às fontes hidrotermais, como é o caso de Lamego. Afastando-se um pouco da fonte, FFB rica em carbonato deposita, transicionando para FFB rica em magnetita (Cuiabá e Raposos). Longe de fontes hidrotermais e mais próximo aos taludes submarinos, onde há maior aporte detrítico, deposita-se FFB com mineralogia variada, contendo magnetita, carbonato e diferentes silicatos (São Bento). As FFBs depositadas em posição intermediária relativo à fonte hidrotermal e aos taludes submarinos comumente possuem abundante carbonato e-ou óxido rico em ferro. Eles representam um importante metalotecto para a mineralização aurífera pois são mais propensos à substituição de bandas ricas em ferro por sulfetos, acompanhados pela precipitação do ouro.

CAPÍTULO 7 – REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Adomako-Ansah, K., Mizuta, T., Ishiyama, D., Hammond, N.Q. 2017. Nature of ore-forming 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.
- Albert, C., Farina, F., Lana, C., Stevens, G., Storey, C., Gerdes, A., Dopico, C.M. 2016. Archean crustal evolution in the Southern São Francisco craton, Brazil: Constraints from U-Pb, Lu-Hf and O isotope analyses. *Lithos*, **266–267**: 64–86.
- Alexander, B.W., Bau, M., Andersson, 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.
- Alibo, D.S., Nozaki, Y. 1999. Rare earth elements in seawater: Particle association, shale-normalization, 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., Martins-neto, M.A. 2012. Proterozoic first-order sedimentary sequences of the São Francisco craton, eastern Brazil. *Marine and Petroleum Geology*, **33**: 127–139.
- Almeida, F.F.M. 1967. Origem e evolução da plataforma brasileira. Departamento Nacional da Produção Mineral - Divisão de Geologia e Mineralogia, **241**: 36.
- Araújo, J.C.S., Baltazar, O.F., Ferreira, R.C.R., Santos, L.D., Freitas, F.M., Queiroz, S.F., Couto, M.A. 2016. O Projeto Evolução Crustal e Metalogenia do Quadrilátero Ferrífero: Pesquisa no *Greenstone Belt* Rio das Velhas na região centro-norte do QF. In: VII Simpósio Brasileiro de Exploração Mineral, Ouro Preto.
- Araújo, J.C.S., Magalhães, J.R. 2017. Petrografia, Litogeoquímica e Geocronologia dos Supergrupos Rio das Velhas e Minas na Porção Noroeste do Sinclinal Gandarela, Quadrilátero Ferrífero, Brasil. In: XV Simpósio de Geologia do Sudeste, Diamantina.
- Ávila, C.A., Teixeira, W., Bongioiolo, E.M., Dussin, I.A., Vieira, T.A.T. 2014. Rhyacian evolution of subvolcanic and metasedimentary rocks of the southern segment of the Mineiro belt, São Francisco Craton, Brazil. *Precambrian Research*, **243**: 221–251.
- Baars, F.J. 1997. The São Francisco craton In: de Wit, M.J., Ashwal, L.D. (eds.). *Greenstone Belts*. Oxford Monogr on Geol and Geophys, 35, Clarendon Press, Oxford, p. 529–557.

- Babinski, M., Chemale, F., Van Schmus, W.R. 1995. The Pb Pb age of the Minas Supergroup carbonate rocks, Quadrilátero Ferrífero, Brazil. *Precambrian Research*, **72**: 235–245.
- 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.
- 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., Möller, P. 1993. Rare earth element systematics of the chemically precipitated component in early precambrian iron formations and the evolution of the terrestrial atmosphere-hydrosphere-lithosphere system. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **57**: 2239–2249.
- 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., 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.
- Bau, M., Dulski, P. 1999. Comparing yttrium and rare earths in hydrothermal fluids from the Mid-Atlantic 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.
- 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.
- Bhatia, M.R., Crook, K.A.W. 1986. Trace element characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **92**: 181–183.
- Bolhar, R., Kamber, B.S., Moorbath, S., Fedo, C.M., Whitehouse, M.J. 2004. Characterisation of early Archean chemical sediments by trace element signatures. *Earth and Planetary Science Letters*, **222**: 43–60.

- 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.
- Borg, G., Lyatuu, D.R., Rammlmair, D. 1990. Genetic aspects of the Geita and Jubilee Reef Archean BIF-hosted gold deposits, Tanzania. *Geologische Rundschau*, **79**: 355–371.
- Boström, K., Peterson, M.N.A., Joensuu, O., Fisher, D.E. 1969. Aluminum-poor ferromanganous sediments on active oceanic ridges. *Journal of Geophysical Research*, **74**: 3261–3270.
- Boström, K. 1970. Submarine volcanism as a source for iron. *Earth and Planetary Science Letters*, **9**: 348–354.
- Cabral, A.R., Zeh, A., Koglin, N., Gomes Jr., A.A.S., Viana, D.J., Lehmann, B. 2012. Dating the Itabira iron formation, Quadrilátero Ferrífero of Minas Gerais, Brazil, at 2 . 65 Ga : Depositional U – Pb age of zircon from a metavolcanic layer. *Precambrian Research*, **204–205**: 40–45.
- Carneiro, M.A. 1992. *O complexo metamórfico Bonfim Setentrional (Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais): litoestratigrafia e evolução geológica de um segmento de crosta continental arqueano*. PhD Thesis, Universidade de São Paulo, São Paulo, 233 p.
- Cavalcanti, J.A.D., Araujo, J.C.S., Ferreira, R.C.R., Santos, L.D., Freitas, F.M., Silva, M.A. 2016. Projeto ARIM Carta geológica da porção central do Supergrupo Rio das Velhas - Quadrilátero Ferrífero. Belo Horizonte: CPRM, Escala 1:100.000.
- Chemale, F., Rosiere, C.A., Endo, I. 1994. The tectonic evolution of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. *Precambrian Iron Form.*, **65**: 25–54.
- Chung, D., Zhou, M.F., Gao, J.F., Chen, W.T. 2015. In-situ LA-ICP-MS trace elemental analyses of magnetite: The late Palaeoproterozoic Sokoman Iron Formation in the Labrador Trough, Canada. *Ore Geology Review*, **65**: 917–928.
- Cloud, P. 1973. Paleocological Significance of the Banded Iron-Formation. *Economic Geology*, **68**: 1135–1143.
- Coelho, V.V. 2015. *Modelagem metamórfica e geocronologia de xistos e anfíbolitos do Grupo Nova Lima, Supergrupo Rio das Velhas, Quadrilátero Ferrífero*. MS Dissertation, Departamento de Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 111 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.

- Dare, S.A.S., Barnes, S.J., Beaudoin, G., Méric, J., Boutroy, E., Potvin-Doucet, C. 2014. Trace elements in magnetite as petrogenetic indicators. *Mineralium Deposita*, **49**: 785–796.
- David, M.E.V. 2006. *Composição isotópica de Pb-Sr e Nd da mineralização de ouro do depósito Córrego do Sítio, Quadrilátero Ferrífero (MG): Implicações na modelagem conceitual*. MS Dissertation, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 75 p.
- De Baar, H.J.W., Bacon, M.P., Brewer, P.G., Bruland, K.W. 1985. Rare earth elements in the Pacific and Atlantic Oceans. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **49**: 1943–1959.
- DeWitt, E., Thorman, C.H., Landis, G.P., Zartman, R.E. 1996. A progress report on the age and origin of gold deposits hosted by Iron-Formation in the Belo Horizonte area, Minas Gerais, Brazil. In: 39º Congresso Brasileiro de Geologia. Salvador.
- Dopico, C.I.M., Lana, C., Moreira, H.S., Cassino, L.F., Alkmim, F.F. 2017. U-Pb ages and Hf-isotope data of detrital zircons from the late Neoproterozoic Minas Basin, SE Brazil. *Precambrian Research*, **291**: 143–161.
- Dorr, J.V.N. 1969. Physiographic, stratigraphic, and structural development of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. Geol. Surv. Prof. Pap. 110.
- Drabek, M. 1982. The system Fe-Mo-S-O and its geologic application. *Economic Geology*, **77**: 1053-1056.
- 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.
- Dupuis, C., Beaudoin, G. 2011. Discriminant diagrams for iron oxide trace element fingerprinting of mineral deposit types. *Mineralium Deposita*, **46**: 319–335.
- Elderfield, H., Greaves, M.J. 1982. The rare earth elements in seawater. *Nature*, **296**: 214–219.
- Evans, K.A., Phillips, G.N., Powell, R. 2006. Rock-buffering of auriferous fluids in altered rocks associated with the Golden Mile-style mineralization, Kalgoorlie gold field, Western Australia. *Economic Geology*, **101**: 805–817.
- 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.
- Fonseca, G.M. 2017. *Petrogênese de rochas metaultramáficas do Quadrilátero Ferrífero e adjacências e geocronologia de terrenos associados*. PhD Thesis, Departamento de Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 108 p.
- Fralick, F. 1987. Deposition environment of Archean iron formation: inferences from layering in sediment and volcanic hosted end members. In: P. W. U. Appel, G. I. L. (eds.), *Precambrian Iron Formations*. Theophrastus Publications, Athens, pp. 251–266.
- Fryer, B.J. 1983. Rare Earth Elements in Iron-Formation. In: Trendall, A.F., Morris, R.C. (eds.). *Iron Formation: Facts and Problems*. Elsevier, Amsterdam, p. 345–358.
- Gair, J.E. 1962. Geology and Ore Deposit of the Nova Lima and Rio Acima Quadrangles.
- Goldfarb, R.J., Groves, D.I. 2015. Orogenic gold: Common or evolving fluid and metal sources through time. *Lithos*, **233**: 1163–1177.
- Gourcerol, B., Thurston, P.C., Kontak, D.J., Côté-Mantha, O., Biczok, J. 2016a. Depositional setting of Algoma-type banded iron formation. *Precambrian Research*, **281**: 47–79.
- Gourcerol, B., Kontak, D.J., Thurston, P.C., Duparc, Q. 2016b. Do magnetite layers in algoma-type banded iron formations (BIF) preserve their primary geochemical signature? A case study of samples from three archean BIF-hosted gold deposits. *The Canadian Mineralogist*, **54**: 605–624.
- Gross, G.A. 1965. Geology of Iron Deposits in Canada 1, 330. *Geology of Iron Deposits in Canada: General Geology and Evaluation of Iron Deposits*. Geological Survey of Canada, Economic Geology Report 22, p. 165.
- Gross, G.A. 1983. Tectonic systems and the deposition of iron-formation. *Precambrian Research*, **20**: 171–187.
- Groves, D.I., Santosh, M., Goldfarb, R.J., Zhang, L. 2018. Structural geometry of orogenic gold deposits: Implications for exploration of world-class and giant deposits. *Geoscience Frontiers*, **9**: 1163–1177.
- Hartmann, A., Endo, I., Suita, M.T.F., Santos, J.O.S., Frantz, C.J., Carneiro, M.A., McNaughton, N.J., Barley, M.E. 2006. Provenance and age delimitation of Quadrilátero Ferrífero

- sandstones based on zircon U–Pb isotopes. *The Journal of South American Earth Sciences*, **20**: 273–285.
- Haugaard, R., Ootes, L., Konhauser, K. 2017. Neoproterozoic banded iron formation within a ~2620 Ma turbidite-dominated deep-water basin, Slave craton, NW Canada. *Precambrian Research*, **292**: 130–151.
- Heimann, A., Johnson, C.M., Beard, B.L., Valley, J.W., Roden, E.E., Spicuzza, M.J., Beukes, N.J. 2010. Fe, C, and O isotope compositions of banded iron formation carbonates demonstrate a major role for dissimilatory iron reduction in ~ 2.5 Ga marine environments. *Earth and Planetary Science Letters*, **294**: 8–18.
- Hu, H., Li, J.W., Lentz, D., Ren, Z., Zhao, X.F., Deng, X.D., Hall, D. 2014. Dissolution-reprecipitation process of magnetite from the Chengchao iron deposit: Insights into ore genesis and implication for in-situ chemical analysis of magnetite. *Ore Geology Reviews*, **57**: 393–405.
- 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*, **49**: 235–293.
- Junqueira, P.A., Lobato, L.M., Ladeira, E.A., Simões, E.J.M. 2007. Structural control and hydrothermal alteration at the BIF-hosted Raposos lode-gold deposit, Quadrilátero Ferrífero, Brazil. *Ore Geology Reviews*, **32**: 629–650.
- Kato, Y., Ohta, I., Tsunematsu, T., Watanabe, Y., Isozaki, Y., Maruyama, S. 1998. Rare earth element variations in mid-Archean banded iron formations: Implications for the chemistry of ocean and continent and plate tectonics. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **62**: 3475–3497.
- Khalil, K.I., Aley, E.E.-S., Lehmann, B. 2015. Late Neoproterozoic banded iron formation (BIF) in the central Eastern Desert of Egypt: Mineralogical and geochemical implications for the origin of the Gebel El Hadid iron ore deposit. *Ore Geology Reviews*, **69**: 380–399.
- Klein, C. 1983. Diagenesis and metamorphism of Precambrian banded iron-formations. *Developments in Precambrian Geology*, **6**: 417–469.
- Klinkhammer, G., Elderfield, H., Hudson, A. 1983. Rare earth elements in seawater near hydrothermal vents. *Nature*, **305**: 185–188.

- Koglin, N., Zeh, A., Cabral, A.R., Gomes, A.A.S., Neto, A.V.C., Brunetto, W.J., Galbiatti, H. 2014. Depositional age and sediment source of the auriferous Moeda Formation, Quadrilátero Ferrífero of Minas Gerais, Brazil: New constraints from U–Pb– Hf isotopes in zircon and xenotime. *Precambrian Research*, **255**: 96–108.
- Konhauser, K.O., Pecoits, E., Lalonde, S. V., Papineau, D., Nisbet, E.G., Barley, M.E., Arndt, N.T., Zahnle, K., Kamber, B.S. 2009. Oceanic nickel depletion and a methanogen famine before the Great Oxidation Event. *Nature*, **458**: 750–753.
- Kresse, C., Lobato, L.M., Hagemann, S.G., Figueiredo e Silva, R.C. 2018a. Sulfur isotope and metal variations in sulfides in the BIF-hosted orogenic Cuiabá gold deposit, Brazil: Implications for the hydrothermal fluid evolution. *Ore Geology Review*, **98**: 1–27.
- Kresse, C., Lobato, L.M., Figueiredo e Silva, R.C., Hagemann, S.G., Banks, D., Vitorino, A.L.A. 2018b. Fluid signature of the world-class BIF-hosted Cuiabá gold deposit in the Rio das Velhas greenstone belt, Brazil: a fluid inclusion study. *Mineralium Deposita*, under review.
- Kuehn, S., Ogola, J., Sango, P. 1990. Regional setting and nature of gold mineralization in Tanzania and southwest Kenya. *Precambrian Research*, **46**: 71–82.
- 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.
- Lawrence, M.G., Greig, A., Collerson, K.D., Kamber, B.S. 2006. Rare earth element and yttrium variability in South East Queensland waterways. *Aquatic Geochemistry*, **12**: 39–72.
- Li, D., Fu, Y., Sun, X., Hollings, P., Liao, J., Liu, Q., Feng, Y., Liu, Y., Lai, C. 2018. LA-ICP-MS trace element mapping: Element mobility of hydrothermal magnetite from the giant Beiya Fe–Au skarn deposit, SW China. *Ore Geology Reviews*, **92**: 463–474.
- Lindsley, D.H. 1976. The crystal chemistry and structure of oxide minerals as exemplified by the Fe–Ti oxides. In: Rumble, D. (ed.). *Oxide Minerals*. p. L1–L60.
- 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., Ribeiro-Rodrigues, L.C., Zucchetti, M., Noce, C.M., Baltazar, O.F., Silva, L.C., Pinto, C.P., Zucchetti, Â. 2001c. Brazil's premier gold province. Part I: The tectonic, magmatic, and structural setting of the Archean Rio das Velhas greenstone belt, Quadrilátero Ferrífero. *Mineralium Deposita*, **36**: 228–248.
- Lobato, L.M., Santos, J.O.S., McNaughton, N.J., Fletcher, I.R., Noce, C.M. 2007. U-Pb 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.
- Machado, N. 1989. *Evolução geológica do Quadrilátero Ferrífero no Arqueano e Proterozóico inferior, com base em geocronologia U-Pb*. V Simpósio de Geologia, SBG, Brasília.
- Machado, N., Noce, C., Ladeira, E., Belo de Oliveira, O. 1992. U-Pb geochronology of Archean magmatism and Proterozoic metamorphism in the Quadrilátero Ferrífero, southern São Francisco craton, Brazil. *Geological Society of America Bulletin*, **104**: 721–727.
- Machado, N., Schrank, A., Noce, C.M., Gauthier, G. 1996. Ages of detrital zircon from Archean-Paleoproterozoic sequences: Implications for Greenstone Belt setting and evolution of a Transamazonian foreland basin in Quadrilátero Ferrífero, southeast Brazil. *Earth and Planetary Science Letters*, **141**: 259–276.
- Marshak, S., Alkmim, F.F., 1989. Proterozoic Contraction/Extension tectonics of the Southern São Francisco region, Minas Gerais, Brazil. *Tectonics*, **8**: 555–571.
- Marshak, S., Tinkham, D., Alkmim, F., Brueckner, H., Bornhorst, T. 1997. Dome-and-keel provinces formed during Paleoproterozoic orogenic collapse — core complexes, diapirs, or

- neither?: Examples from the Quadrilátero Ferrífero and the Penokean orogen. *Geology*, **25**: 415–418.
- Martins, B. de S. 2016. Gênese e evolução do depósito arqueano aurífero Lamego: Mapeamento litoestrutural, modelamento 3D, geocronologia, paragênese mineral, mapas químicos e ablação a laser em sulfetos. Ph.D. Thesis, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 161 p.
- Martins, B. de 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., Lemos, L.H. de Á. 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.
- Martins Pereira, S.L. 1995. Controles Litoestruturais da Mineralização Aurífera no Distrito de Santa Bárbara, Quadrilátero Ferrífero, MG: Mina São Bento. MS Dissertation, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 158 p.
- 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 Geology Reviews*, **32**: 571–595.
- Martins Pereira, S.L., Lobato, L.M., Nader, P.A., Silva, A.R.N. 2018. Geological model for the Archean BIF-hosted São Bento gold deposit, Quadrilátero Ferrífero, Brazil. *Brazilian Journal of Geology*, in review.
- 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.
- McLennan, S.M., Hemming, S., McDaniel, D.K., Hanson, G.N. 1993. Geochemical approaches to sedimentations, provenance and tectonics. In: Johnsson, M. J., Basu, A. (eds.), *Processes Controlling the Composition of Clastic Sedimentes*. Geological Society of America, Special Paper 284, p. 21–40.
- Mendes, M.D.C.O., Lobato, L.M., Suckau, V., Lana, C. 2014. In situ LA-ICPMS U-Pb dating of detrital zircons from the Cercadinho Formation, Minas Supergroup. *Geol. USP*, **14**: 55–68.
- Mikucki, E.J., Ridley, J.R. 1993. The hydrothermal fluid of Archean lode-gold deposits at different metamorphic grades: compositional constraints from ore and wall rock alteration assemblages. *Mineralium Deposita*, **28**: 469–481.

- Mikucki, E.J. 1998. Hydrothermal transport and depositional processes in Archean lode-gold systems: A review. *Ore Geology Reviews*, **13**: 307-321.
- Moon, I., Lee, I., Yang, X. 2017. Geochemical constraints on the genesis of the Algoma-type banded iron formation (BIF) in Yishui County, western Shandong Province, North China Craton. *Ore Geology Reviews*, **89**: 931-945.
- Morales, M.J.P., Figueiredo e Silva, R.C., Lobato, L.M., Gomes, S.D., Gomes, C.C.O., Banks, D. 2016. Metal source and fluid-rock interaction in the Archean BIF-hosted Lamego gold mineralization: microthermometric and LA-ICP-MS analysis of fluid inclusions in quartz veins, Rio das Velhas greenstone belt, Brazil. *Ore Geology Reviews*, **72**: 510-531.
- Moreira, H., Lana, C., Nalini, H.A. 2016a. The detrital zircon record of an Archaean convergent basin in the Southern São Francisco Craton, Brazil. *Precambrian Research*, **275**: 84-99.
- Nadoll, P., Koenig, A.E. 2011. LA-ICP-MS of magnetite: methods and reference materials. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*, **26**: 1872-1877.
- Nadoll, P., Angerer, T., Mauk, J.L., French, D., Walshe, J. 2014. The chemistry of hydrothermal magnetite: A review. *Ore Geology Reviews*, **61**: 1-32.
- Noce, C.M. 1995. Geocronologia dos eventos magmáticos, sedimentares e metamórficos na região do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. PhD Thesis, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 128 p.
- 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.
- Noce, C.M., Zuccheti, M., Baltazar, O.F., Armstrong, R., Dantas, E., Renger, F.E., Lobato, L.M. 2005. Age of felsic volcanism and the role of ancient continental crust in the evolution of the Neoproterozoic Rio das Velhas Greenstone belt (Quadrilátero Ferrífero, Brazil): U-Pb zircon dating of volcanoclastic graywackes. *Precambrian Research*, **141**: 67-82.
- 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.
- Nunes, F.S. 2016. Contribuição à estratigrafia e geocronologia U-Pb de zircões detríticos da Formação Moeda (Grupo Caraça, Supergrupo Minas) na Serra do Caraça, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. MS Dissertation, Departamento de Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 79 p.

- O'Rourke, J.E. 1957. The stratigraphy of metamorphic rocks of the Rio de Pedras and Gandarela quadrangles, Minas Gerais, Brazil. University of Wiscosin, Wiscosin.
- Padgham, W.A. Fyson, W.K., 1992. The Slave Province: a distinct Archean craton. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **29**: 2072–2086.
- Pereira, V.C.A. 2003. Metalogenia do ouro em formações ferríferas bandadas do greenstone belt Rio das Velhas. Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, com base em sistemas de informações geográficas. MS Dissertation, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 170 p.
- Phillips, G.N. Powell, R., 2010. Formation of gold deposits: a metamorphic devolatilization model. *J. Metamorph. Geol.*, **28**: 689–718.
- Putnis, A. 2009. Mineral Replacement Reactions. *Rev. Mineral. Geochemistry*, **70**: 87–124.
- Raposo, F.O. 1996. Formações Ferríferas e metassedimentos químicos de áreas selecionadas do Quadrilátero Ferrífero e seu papel como possíveis fontes dos conglomerados da área. MS Dissertation, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 166 p.
- Ribeiro-Rodrigues, L.C. 1998. Gold mineralization in Archean banded iron-formation of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil: The Cuiabá Mine. MS Dissertation, RTWH Aachen, Aachen, 262p.
- 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.
- Ribeiro, Y., Figueiredo e Silva, R.C., Lobato, L.M., Lima, L.C., Rios, F.J., Hagemann, S.G., Cliff, J. 2015. Fluid inclusion and sulfur and oxygen isotope studies on quartz-carbonate-sulfide veins of the Carvoaria Velha deposit, Córrego do Sítio gold lineament, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. *Ore Geology Reviews*, **67**: 11–33.
- Ridley, J. 1993. The relations between mean rock stress and fluid flow in the crust: With reference to vein- and lode-style gold deposits. *Ore Geology Reviews*, **8**: 23–37.
- Ridley, J.R., Diamond, L.W. 2000. Fluid chemistry of orogenic lode gold deposits and implications for genetic models. *Rev. Econ. Geol.*, **13**: 141–162.
- 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.
- Sales, M.A.S. 1998. The geological setting of the Lamego banded iron-formation-hosted gold deposit, Quadrilátero Ferrífero district, Minas Gerais - Brazil. MS Dissertation, Kingston, Canada, Queen's University, 262 p.
- Santos, P.B.S. 1999. Geologia dos depósitos Roça Grande e alvo Boa Vista, Quadrilátero Ferrífero (MG), e caracterização mineralógica do minério aurífero sulfetado. MS Dissertation, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Brazil, 147 p.
- 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.
- Seward, T.M. 1973. Thio complexes of gold and the transport of gold in hydrothermal ore solution. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **87**: 379–399.
- 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.
- Sichel, S.E. 1983. Geologia das rochas Pré-Cambrianas da região de Barão de Cocais e geoquímica preliminar dos komatiitos do Supergrupo Rio das Velhas, Quadrilátero Ferrífero, MG. MS Dissertation, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 232 p.
- Silva, C.M.G. 2006. Aplicação de isótopos radiogênicos na mineralização de ouro da mina Cuiabá, greenstone belt Rio das Velhas (MG). Ph.D Thesis, Universidade de São Paulo, São Paulo, 145 p.
- Silva, L.C.F. 2007. Depósito Pilar: contexto geológico, alteração hidrotermal e mineralização aurífera. MS Dissertation, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte.
- Sugitani, K., Yamashita, F., Nagaoka, T., Yamamoto, K. 2006. Geochemistry and sedimentary petrology of Archean clastic sedimentary rocks at Mt. Goldsworthy, Pilbara Craton, Western Australia: Evidence for the early evolution of continental crust and hydrothermal alteration. *Precambrian Research*, **147**: 124–147.

- Sun, X., Lin, H., Fu, Y., Li, D., Hollings, P., Yang, T. 2017. Trace element geochemistry of magnetite from the giant Beiya gold- polymetallic deposit in Yunnan Province , Southwest China and its implications for the ore forming processes. *Ore Geology Reviews*, **91**: 477–490.
- Sun, X., Zhu, X., Tang, H., Luan, Y. 2017. In situ LA-ICP-MS trace element analysis of magnetite from the late Neoproterozoic Gongchangling BIFs, NE China: Constraints on the genesis of high-grade iron ore. *Geol. J.*, **53**: 8–20.
- Teixeira, W., Sabate, P., Barbosa, J., Noce, C.M., Carneiro, M.A. 2000. Archean and Paleoproterozoic tectonic evolution of the Sao Francisco Craton, Brazil. In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Fo, A., Campos, D.A. (eds.). *Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro, p. 101–137.
- Teixeira, W., Ávila, C.A., Dussin, I.A., Corrêa Neto, A. V., Bongiolo, E.M., Santos, J.O., Barbosa, N.S. 2015. A juvenile accretion episode (2.35-2.32Ga) in the Mineiro belt and its role to the Minas accretionary orogeny: Zircon U-Pb-Hf and geochemical evidences. *Precambrian Research*, **256**: 148–169.
- Teixeira, W., Sabate, P., Barbosa, J., Noce, C.M., Carneiro, M.A. 2000. Archean and Paleoproterozoic tectonic evolution of the Sao Francisco Craton, Brazil. In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Fo, A., Campos, D.A. (eds.). *Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro, p. 101–137.
- Thorpe, R.I., Cumming, G.L., Krstic, D. 1984. Lead isotope evidence regarding age of gold deposits in the Nova Lima District, Minas Gerais, Brazil. *Rev. Bras. Geociencias*, **14**: 147–152.
- Thurston, P.C., Kamber, B.S., Whitehouse, M. 2012. Archean cherts in banded iron formation: Insight into Neoproterozoic ocean chemistry and depositional processes. *Precambrian Research*, **214–215**: 227–257.
- Verma, S.K., Oliveira, E.P., Silva, P.M., Moreno, J.A., Amaral, W.S. 2017. Geochemistry of komatiites and basalts from the Rio das Velhas and Pitangui greenstone belts, São Francisco Craton, Brazil: Implications for the origin, evolution, and tectonic setting. *Lithos*, **284–285**: 560–577.
- Vial, D.S. 1980a. Geologia da mina de ouro de raposos. 31th Congresso Brasileiro de Geologia. Sociedade Brasileira de Geologia, Balneário de Camburiú, p. 1851–1866.
- Vial, D.S. 1980b. Mapeamento Geológico do nível 3 da Mina de Cuiabá, Mineração Morro Velho Internal Report, 22 p.

- Vial, D.S., Abreu, G.C., Schubert, G., Ribeiro-Rodrigues, L.C. 2007. Smaller gold deposits in the Archean Rio das Velhas greenstone belt, Quadrilátero Ferrífero, Brazil. *Ore Geology Reviews*, **32**: 651–673.
- Vieira, F.W.R. 1991. Textures and processes of hydrothermal alteration and mineralization in the Nova Lima Group, Minas Gerais, Brazil. In: Ladeira, E.A. (ed.). Proceedings of Brazil Gold'91. A.A. Balkema, Rotterdam, p. 319-325.
- Wang, C., Wu, H., Li, W., Peng, Z., Zhang, L., Zhai, M. 2017. Changes of Ge/Si, REE + Y and Sm-Nd isotopes in alternating Fe- and Si-rich mesobands reveal source heterogeneity of the ~2.54 Ga Sijiyang banded iron formation in Eastern Hebei, China. *Ore Geology Reviews*, **80**: 363-376.
- Zucchetti, M. 1998. Geoquímica dos metabasaltos do Grupo Nova Lima, *Greenstone belt* Rio das Velhas, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. MS Dissertation, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 98 p.
- Zucchetti, M., Baltazar, O.F. 2000. Projeto Rio das Velhas - Texto explicativo do mapa geológico integrado, escala 1:100.000. 2nd ed. Departamento Nacional de Produção Mineral/CPRM-Serviço Geológico do Brasil, Belo Horizonte, Brazil, 121 p.

ANEXO 1

“Supplementary Data” para o artigo “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”

Anexo 1.A – Resultados das análises químicas de rocha total de amostras de Metachert e FFB do Greenstone Belt Rio das Velhas (cont.)

BIF layers			Ápis		Campo Grande		Cuiabá		Lamego								Raposos	Roça Grande				São Bento		Sumidouro			Urubu
									da	de	Carruagem				Queimada			RG01	RG02	RG03	RG06	SB05	SB08	SUM01	SUM03A	SUM03B	
	Unit	DL	AP03	AP08B	CG02	CG03	CB02	CB04	LAM19	LAM21	LAM01	LAM02	LAM18	LAM20	LAM03	LAM05	RAP06	RG01	RG02	RG03	RG06	SB05	SB08	SUM01	SUM03A	SUM03B	UR03
V	ppm	5	27.00	10.00	17.00	21.00	8.00	6.00	-	7.00	5.00	6.00	13.00	8.00	12.00	-	8.00	9.00	-	-	8.00	23.00	22.00	69.00	44.00	55.00	6.00
W	ppm	1	4.00	1.00	4.00	1.00	25.00	7.00	115.0	449.00	8.00	2.00	7.00	62.00	1.00	-	1.00	2.00	1.00	2.00	3.00	4.00	1.00	4.00	1.00	3.00	1.00
Y	ppm	0.5	3.60	3.80	2.50	6.10	4.40	1.00	2.10	2.80	1.60	1.10	3.20	3.40	0.80	1.30	4.40	6.20	1.50	6.60	3.80	7.70	5.10	11.90	7.30	10.70	2.50
Zr	ppm	2	6.00	9.00	3.00	17.00	3.00	4.00	3.00	2.00	2.00	2.00	3.00	4.00	2.00	2.00	5.00	4.00	2.00	4.00	3.00	8.00	9.00	53.00	29.00	51.00	4.00
Au	ppm	0.005	0.219	0.047	-	0.016	-	0.007	4.300	8.020	0.006	-	0.019	0.098	-	-	0.008	0.057	0.040	0.030	0.207	0.005	0.007	-	-	-	0.006
Ag	ppm	0.5	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cd	ppm	0.5	-	0.60	-	0.50	0.50	-	-	-	-	-	-	-	-	0.80	-	-	-	-	-	0.80	-	-	-	-	-
Co	ppm	1	2.00	2.00	-	6.00	-	-	3.00	1.00	1.00	-	2.00	-	-	-	7.00	1.00	-	2.00	1.00	1.00	1.00	15.00	3.00	12.00	7.00
Cu	ppm	1	58.00	9.00	3.00	36.00	2.00	5.00	15.00	11.00	1.00	1.00	20.00	56.00	1.00	3.00	257.0	13.00	11.00	1.00	3.00	8.00	12.00	18.00	2.00	17.00	15.00
Li	ppm	10	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	20.00	0.00	0.00	0.00	10.00	10.00	0.00	0.00	30.00	30.00	20.00	20.00	10.00	0.00	0.00	10.00	10.00	10.00	0.00
Mo	ppm	1	1.00	1.00	-	1.00	-	-	-	-	-	1.00	-	-	-	1.00	-	-	-	-	-	1.00	1.00	1.00	-	1.00	-
Ni	ppm	1	23.00	17.00	5.00	34.00	7.00	2.00	14.00	2.00	3.00	-	5.00	5.00	2.00	4.00	7.00	8.00	3.00	13.00	6.00	10.00	13.00	61.00	45.00	53.00	45.00
Pb	ppm	2	-	3.00	21.00	-	7.00	4.00	11.00	9.00	-	-	-	3.00	-	47.00	-	-	-	-	-	-	10.00	7.00	-	2.00	5.00
Sc	ppm	1	1.00	2.00	-	2.00	-	-	-	1.00	-	-	-	-	-	-	-	1.00	-	-	-	2.00	2.00	9.00	4.00	7.00	1.00
Zn	ppm	2	135.0	168.0	21.00	84.00	61.00	35.00	36.00	34.00	58.00	39.00	16.00	36.00	25.00	144.0	35.00	83.00	46.00	54.00	51.00	110.0	89.00	50.00	47.00	53.00	86.00
As	ppm	0.1	95.10	4.20	4.50	19.30	13.70	6.40	250.0	250.00	19.70	5.20	246.0	57.00	1.50	3.20	3.80	179.0	105.0	172.5	250.0	4.90	7.60	2.60	1.00	0.70	8.10
Bi	ppm	0.01	0.16	0.02	0.08	0.07	0.05	0.01	0.27	0.04	0.01	-	0.09	0.12	-	0.13	0.02	0.05	0.01	0.01	0.04	0.01	0.06	0.12	0.04	0.09	0.03
Hg	ppm	0.01	0.145	0.038	0.012	0.019	0.005	0.006	25.0	0.043	0.012	-	0.005	0.162	0.007	0.029	0.021	0.024	-	0.005	0.025	0.029	0.047	0.014	0.020	0.012	0.015
In	ppm	0.01	0.174	0.076	0.017	0.059	0.031	0.011	0.016	0.047	0.010	-	0.027	0.048	0.006	0.067	0.023	0.025	0.007	0.016	0.050	0.065	0.055	0.011	0.014	0.014	0.028
Re	ppm	0	-	0.001	-	-	0.001	-	0.001	0.003	-	-	-	0.001	-	-	0.001	-	-	-	0.001	-	-	0.002	-	0.002	0.001
Sb	ppm	0.05	0.28	0.13	0.71	1.21	0.55	0.23	17.50	32.30	-	0.08	3.53	2.89	0.08	0.09	3.66	0.77	0.69	1.61	0.89	5.31	3.84	0.61	0.35	0.29	1.09
Se	ppm	0.2	0.60	-	-	-	-	-	0.40	0.70	-	-	0.70	2.20	-	-	-	0.30	0.20	-	-	-	-	-	-	-	-
Te	ppm	0.01	0.08	0.03	0.03	0.11	-	-	0.10	0.01	0.01	-	0.06	0.18	0.01	0.01	0.03	0.06	0.02	0.03	0.05	0.01	0.02	0.06	0.03	0.03	0.02
Tl	ppm	0.02	0.05	0.10	0.02	0.35	-	-	-	0.06	-	-	-	0.02	-	-	-	-	-	-	-	0.02	0.09	0.10	0.24	0.35	-
S	%	0.01	0.96	0.11	0.04	0.10	0.06	0.12	4.60	3.05	0.03	0.03	1.03	6.26	0.02	0.04	0.03	0.60	0.62	0.13	0.10	0.08	0.09	0.07	0.06	0.04	0.93
C	%	0.01	5.74	6.30	1.48	2.81	6.14	2.87	4.54	0.14	3.90	3.44	2.10	1.91	2.49	1.10	0.81	5.60	3.30	5.17	5.59	2.70	3.05	0.56	0.98	1.65	2.24

Anexo 1.A – Resultados das análises químicas de rocha total de amostras de Metachert e FFB do Greenstone Belt Rio das Velhas (cont.)

BIF layers			Ápis		Campo Grande		Cuiabá		Lamego								Rapo sos	Roça Grande				São Bento		Sumidouro			Urubu
									Arco da Velha	Cabeça de Pedra	Carruagem				Queimada			RG01	RG02	RG03	RG06	SB05	SB08	SUM01	SUM03A	SUM03B	
	Unit	DL	AP03	AP08B	CG02	CG03	CB02	CB04	LAM19	LAM21	LAM01	LAM02	LAM18	LAM20	LAM03	LAM05	RAPO6	RG01	RG02	RG03	RG06	SB05	SB08	SUM01	SUM03A	SUM03B	UR03
La	ppm	0.5	2.4	3.4	1	4.5	2.2	0.7	1	1.1	0.8	0.5	0.8	5.4	0.9	1	4.4	1		2	1.3	4	2.8	11.3	7	12.7	1.7
Ce	ppm	0.5	4.4	5.6	2.3	7	4.2	1.1	1.6	1.9	1.2	0.8	1.7	8.6	1.6	1.8	7.4	1.6	0.6	3.1	2.2	7.9	5.5	20.9	11.8	22	3.5
Pr	ppm	0.03	0.51	0.65	0.27	0.78	0.49	0.08	0.17	0.18	0.11	0.1	0.21	0.89	0.18	0.21	0.8	0.23	0.08	0.37	0.27	0.87	0.61	2.16	1.24	2.3	0.43
Nd	ppm	0.1	2.5	2.3	1.2	3.1	2	0.6	0.7	1	0.6	0.4	1	3.1	0.9	0.9	2.8	0.9	0.5	1.6	1.4	3.5	2.7	9.3	4.7	8.6	1.7
Sm	ppm	0.03	0.64	0.31	0.33	0.55	0.57	0.22	0.19	0.22	0.17	0.15	0.23	0.41	0.23	0.19	0.48	0.31	0.12	0.29	0.39	0.79	0.64	1.73	0.95	1.53	0.47
Eu	ppm	0.03	0.17	0.18	0.11	0.22	0.22	0.03	0.05	0.13	0.06	0.05	0.15	0.19	0.06	0.17	0.22	0.09	0.07	0.15	0.24	0.31	0.12	0.54	0.4	0.47	0.23
Gd	ppm	0.05	0.61	0.52	0.41	0.88	0.58	0.25	0.24	0.43	0.16	0.3	0.52	0.52	0.18	0.22	0.49	0.42	0.18	0.35	0.51	1.2	0.68	2.07	1.11	1.96	0.45
Tb	ppm	0.01	0.09	0.07	-	0.1	0.11	0.02	0.03	0.04	0.03	0.02	0.06	0.06	0.02	0.04	0.1	0.06	0.03	0.08	0.05	0.17	0.06	0.33	0.17	0.34	0.09
Dy	ppm	0.05	0.54	0.36	0.42	0.76	0.51	0.07	0.2	0.2	0.17	0.13	0.53	0.39	0.15	0.27	0.38	0.4	0.05	0.38	0.34	1.14	0.49	1.76	1.02	1.75	0.42
Ho	ppm	0.01	0.13	0.12	0.06	0.15	0.14	0.03	0.05	0.08	0.06	0.05	0.12	0.09	0.02	0.05	0.12	0.15	0.03	0.13	0.13	0.25	0.14	0.43	0.23	0.35	0.13
Er	ppm	0.03	0.32	0.29	0.29	0.52	0.48	0.06	0.15	0.38	0.12	0.11	0.31	0.35	0.06	0.18	0.3	0.49	0.08	0.38	0.28	0.7	0.35	1.21	0.75	1.09	0.4
Tm	ppm	0.01	0.05	0.06	0.04	0.1	0.05	0.03	0.04	0.06	0.02	0.02	0.07	0.05	0.02	0.07	0.05	0.09	0.03	0.08	0.06	0.11	0.06	0.19	0.12	0.17	0.06
Yb	ppm	0.03	0.19	0.31	0.38	0.5	0.38	0.04	0.1	0.28	0.06	0.14	0.4	0.21	0.06	0.26	0.36	0.54	0.07	0.53	0.32	0.71	0.45	1.24	0.74	1.11	0.4
Lu	ppm	0.01	0.04	0.05	0.02	0.08	0.07	-	0.03	0.03	0.01	0.01	0.08	0.03	-	0.03	0.03	0.05	-	0.08	0.05	0.06	0.02	0.19	0.09	0.19	0.07
Y	ppm	0.5	3.60	3.80	2.50	6.10	4.40	1.00	2.10	2.80	1.60	1.10	3.20	3.40	0.80	1.30	4.40	6.20	1.50	6.60	3.80	7.70	5.10	11.90	7.30	10.70	2.50
ΣREE	ppm		12.59	14.22	6.83	19.24	12.00	3.23	4.55	6.03	3.57	2.78	6.18	20.29	4.38	5.39	17.93	6.33	1.84	9.52	7.54	21.71	14.62	53.35	30.32	54.56	10.05
ΣREY	ppm		16.19	18.02	9.33	25.34	16.40	4.23	6.65	8.83	5.17	3.88	9.38	23.69	5.18	6.69	22.33	12.53	3.34	16.12	11.34	29.41	19.72	65.25	37.62	65.26	12.55
La*/La			1.77	1.03	1.15	1.43	1.17	7.72	1.56	2.96	3.39	1.25	1.35	1.15	1.96	1.37	1.06	1.04	-	1.59	2.03	1.17	1.41	1.52	1.27	1.21	0.97
Ce*/Ce			1.22	0.88	1.09	1.03	1.01	2.98	1.12	1.69	1.72	0.92	1.11	0.97	1.28	1.06	0.94	0.79	1.35	1.05	1.22	1.06	1.15	1.20	1.04	1.03	0.93
Eu*/Eu			1.36	2.54	2.60	1.88	1.78	0.81	1.30	2.78	1.68	1.74	2.72	2.34	1.57	4.01	2.06	1.34	2.47	2.12	3.25	1.75	1.10	1.45	1.99	1.35	2.26
Y*/Y			1.10	1.26	1.14	1.35	1.05	1.44	1.51	0.97	1.15	0.92	1.03	1.18	1.44	0.85	1.44	1.42	1.90	1.85	1.23	1.15	1.43	1.03	1.09	1.08	0.68
Y/Ho			27.69	31.67	41.67	40.67	31.43	33.33	42.00	35.00	26.67	22.00	26.67	37.78	40.00	26.00	36.67	41.33	50.00	50.77	29.23	30.80	36.43	27.67	31.74	30.57	19.23
Pr/Yb(N)			0.86	0.67	0.23	0.50	0.41	0.64	0.54	0.21	0.59	0.23	0.17	1.35	0.96	0.26	0.71	0.14	0.36	0.22	0.27	0.39	0.43	0.56	0.54	0.66	0.34
Sm/Yb(N)			1.71	0.51	0.44	0.56	0.76	2.79	0.97	0.40	1.44	0.54	0.29	0.99	1.95	0.37	0.68	0.29	0.87	0.28	0.62	0.57	0.72	0.71	0.65	0.70	0.60

Anexo 1.B – Resultados das análises químicas de rocha total para rochas vulcânicas máficas à intermediárias do depósito Lamego

	Unit	DL	Carruagem orebody		Queimada orebody		
			CRN1MAFICA002	CRN1MAFICA001	QUN1Mafica001	QUN1Mafica002	QUN2MAFICA001
SiO2	%	0.01	43.52	53.17	52.98	54.94	50.77
Fe2O3	%	0.01	12.36	10.32	9.57	9.44	5.8
Al2O3	%	0.01	12.87	16.8	15.82	14.8	12.06
TiO2	%	0.01	1.44	0.75	0.71	0.73	0.61
MgO	%	0.01	6.1	9.29	5.45	6.8	4.43
BaO	%	0.01	0.01	0.04	0.01	0.01	0.01
CaO	%	0.01	9.33	0.83	7.7	7.89	7.37
Cr2O3	%	0.01	0.03	0.14	0.02	0.02	0.01
K2O	%	0.01	0.03	1.24	0.01	0.01	0.1
MnO	%	0.01	0.19	0.08	0.15	0.15	0.1
Na2O	%	0.01	2.61	1.52	2.33	2.12	4.53
P2O5	%	0.01	0.17	0.11	0.12	0.12	0.1
SrO	%	0.01	0.02	0.01	0.03	0.04	0.02
LOI	%	0.01	10.07	5.79	5.27	3.29	13.22
Total	%		98.75	98.75	98.75	98.75	98.75
La	ppm	0.5	11.4	15.6	14	16	11.7
Ce	ppm	0.5	24	31.2	28.7	33	24.6
Pr	ppm	0.03	3.03	3.67	3.31	3.68	2.67
Nd	ppm	0.1	15	15.3	14	14.4	11.6
Sm	ppm	0.03	3.62	2.99	3.08	3.55	2.62
Eu	ppm	0.03	1.41	0.95	0.95	1.11	0.71
Gd	ppm	0.05	4.97	3.89	3.72	3.68	2.63
Tb	ppm	0.01	0.88	0.56	0.54	0.52	0.43
Dy	ppm	0.05	4.99	3.43	3.2	3.33	2.42
Ho	ppm	0.01	1.1	0.68	0.68	0.75	0.54
Er	ppm	0.03	3.6	2.09	1.99	1.98	1.57
Tm	ppm	0.01	0.48	0.32	0.32	0.32	0.25
Yb	ppm	0.03	3.54	2.22	2.21	2.09	1.5
Lu	ppm	0.01	0.49	0.34	0.34	0.3	0.22
Y	ppm	0.5	29.7	18.6	18.6	19.6	14.1
Ba	ppm	0.5	22.6	265	8.3	14.2	46.7
Cr	ppm	10	260	1030	100	100	100
Cs	ppm	0.01	0.35	1.71	0.1	0.1	0.23
Ga	ppm	0.1	15.8	19.1	16.5	14	11.1
Ge	ppm	5	<5	<5	<5	<5	<5
Hf	ppm	0.2	2.8	3.2	2.5	2.3	1.9
Nb	ppm	0.2	6.8	7.3	4.1	4.4	4.3
Rb	ppm	0.2	1.1	44.6	0.4	0.2	2.3
Sn	ppm	1	2	2	2	1	1
Sr	ppm	0.1	151.5	46.9	233	291	162.5
Ta	ppm	0.1	0.5	0.6	0.4	0.4	0.3
Th	ppm	0.05	1.6	4.02	3.44	3.41	3.19
U	ppm	0.05	0.52	1.25	1.01	1.02	0.72
V	ppm	5	272	178	242	216	186
W	ppm	1	3	3	3	1	3
Zr	ppm	2	104	109	89	93	76

Anexo 1.B – Resultados das análises químicas de rocha total para rochas vulcânicas máficas à intermediárias do depósito Lamego (cont.)

	Unit	DL	Carruagem orebody		Queimada orebody		
			CRN1MAFICA002	CRN1MAFICA001	QUN1Mafica001	QUN1Mafica002	QUN2MAFICA001
Au	ppm	0.005	0.01	0.007	0.009	<0.005	<0.005
Ag	ppm	0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Cd	ppm	0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Co	ppm	1	39	61	38	41	33
Cu	ppm	1	43	23	35	69	66
Li	ppm	10	20	50	20	10	10
Mo	ppm	1	<1	1	<1	<1	<1
Ni	ppm	1	62	562	95	95	80
Pb	ppm	2	<2	<2	<2	3	3
Sc	ppm	1	36	28	30	29	24
Zn	ppm	2	90	139	74	77	48
As	ppm	0.1	5.7	57.7	11.6	16.9	54.6
Bi	ppm	0.01	0.03	0.03	0.02	0.01	0.04
Hg	ppm	0.005	0.06	0.058	0.011	0.005	<0.005
In	ppm	0.005	0.078	0.034	0.007	0.005	0.041
Re	ppm	0.001	0.001	0.002	<0.001	0.001	<0.001
Sb	ppm	0.05	0.24	0.23	1.44	2.14	23.9
Se	ppm	0.2	0.2	<0.2	<0.2	0.3	0.6
Te	ppm	0.01	0.01	0.03	0.03	0.02	0.01
Tl	ppm	0.02	<0.02	0.02	<0.02	<0.02	<0.02
S	%	0.01	0.17	0.06	0.02	0.05	0.07
C	%	0.01	1.97	0.32	0.6	0.12	3.48

Anexo 1.C – Resultados das análises in situ por ablação a laser via ICP-MS de magnetitas (cont)

BIF layer	Sample	Magnetite phase	Classification	Spot number	Si ²⁹	Al ²⁷	Mg ²⁴	Ti ⁴⁹	V ⁵¹	Cr ⁵²	Mn ⁵⁵	Co ⁵⁹	Ni ⁶⁰	Cu ⁶⁵	Zn ⁶⁶	Ga ⁶⁹	Sn ¹¹⁸	Au ¹⁹⁷	As ⁷⁵	W ¹⁸²
Sumidouro	SUM02	SM-Mag1a	Diagenetic	S2_SMPABC022	2173	138.9	31.56	102.72	104.6	457.3	111.1	10.5	95.18		35.93	3.33		5E-05	0.61	
Sumidouro	SUM02	SM-Mag1a	Diagenetic	S2_SMPABC023	7256	152.2	33.8	103.83	111.8	347	105.4	10.99	99.24	0.54	33.49	3.19				
Sumidouro	SUM02	SM-Mag1a	Diagenetic	S2_SMPABC024	3817	301.7	121	175.92	107.3	435.9	111.8	11.19	95.63	0.74	38.11	3.89	0.95		0.51	
Sumidouro	SUM02	SM-Mag1a	Diagenetic	S2_SMPABC025	9773	367.5	205.3	121.21	107.4		123.4	12.64	112.9	0.58	53.48	5.15	0.87		0.76	
Sumidouro	SUM02	SM-Mag1a	Diagenetic	S2_SMPABC036	7334	900.1	283.9	97.21	110.5	815.5	109.2	12.8	109.6	10.92	45.69	7.90			0.38	
Sumidouro	SUM02	SM-Mag1a	Diagenetic	S2_SMPABC038	6329	194.7	66.28	131.08	107.4	325.5	107	12.24	106	0.53	40.26	3.55			0.44	0.155
Sumidouro	SUM02	SM-Mag1a	Diagenetic	S2_SMPABC039	12567	287.5	83.24	94.69	105.3	275.5	101.8	11.41	106.9		39.06	3.33	0.57		0.32	
Sumidouro	SUM02	SM-Mag1a	Diagenetic	S2_SMPABC040	2910	189.3	99.64	103.11	104	278.3	101.3	12.03	108		39.26	3.96	0.63		0.8	
Sumidouro	SUM02	SM-Mag1a	Diagenetic	S2_SMPABC041	11794	203.4	105.3	88.19	106.6	361.5	105.9	11.07	99.66	0.56	35.6	3.53			0.58	0.173
Sumidouro	SUM02	SM-Mag1a	Diagenetic	S2_SMPABC042	14558	979.1	107.6	86.52	106.7	147.5	85.41	12.34	101.9	1.04	31.36	3.58			0.54	
Sumidouro	SUM02	SM-Mag1a	Diagenetic	S2_SMPABC043	9595	1274	101	80.69	104.9	107.8	91.99	10.89	96.65	1.52	33.29	3.33				
Sumidouro	SUM02	SM-Mag1a	Diagenetic	S2_SMPABC045	2130	1284	68.45	98.54	111.4	159.3	100.3	11.37	105.1	1.22	35.82	3.38			0.34	
Sumidouro	SUM02	SM-Mag1a	Diagenetic	S2_SMPABC046	7129	272.1	19.37		105.8	103.8	99.18	10.58	104.4	0.61	36.44	3.19		4E-05	0.199	
Sumidouro	SUM02	SM-Mag1a	Diagenetic	S2_SMPABC047	11004	580.5	83.55	91.53	105.9	247.4	90.27	10.73	103.2	0.55	30.38	7.49				
Sumidouro	SUM02	SM-Mag1a	Diagenetic	S2_SMPABC048	6216	853.6		78.44	102.5	135.7		12.34	101.1	2.39	42.75	3.23				
Sumidouro	SUM02	SM-Mag1a	Diagenetic	S2_SMPABC050	13748	200.5	96.16	49.6		375.5	75.75	11.63	77.09		15.11	2.37			0.6	0.2
Sumidouro	SUM02	SM-Mag1b	Diagenetic	S2_SMPABC011		209.9	162	126.11	159.3	69.66	81.74	13.88	158.3	0.54	20.49	1.58			0.51	
Sumidouro	SUM02	SM-Mag1b	Diagenetic	S2_SMPABC012	10546	843.2	499.9	180.31	160.2	633.7	102.8	12.98	166.4	2.79	23.73	2.12			0.33	
Sumidouro	SUM02	SM-Mag1b	Diagenetic	S2_SMPABC014	5098	663.3	388.3	176.36	163.1	785.7	96.91	12.19	154.5	3.27	24.9	2.04				0.169
Sumidouro	SUM02	SM-Mag1b	Diagenetic	S2_SMPABC015	2451	346.8	109.2	366.88	164.5	397.7	92.39	13.05	149.3	0.88	26.23	2.21			0.72	
Sumidouro	SUM02	SM-Mag1b	Diagenetic	S2_SMPABC016	6691	234.9	57.67	141.97	160	67.44	73.58	11.69	147.3	0.82	20.76	1.61			0.267	
Sumidouro	SUM02	SM-Mag1b	Diagenetic	S2_SMPABC017	10381	242.3	51.19	181.43	165.9	785.9	86.27	12.99	163	3.53	24.12	1.82		7E-05	0.191	
Sumidouro	SUM02	SM-Mag1b	Diagenetic	S2_SMPABC018	9595	284.9	112.1	195.32	167.5	18.4	90.38	13.37	156.3	0.84	24.68	1.96			0.37	
Sumidouro	SUM02	SM-Mag1b	Diagenetic	S2_SMPABC019	7034	310.9	117.9	192.82	161	933.3	116.3	13.52	163.4	2.17	27.42	2.43			0.36	

Anexo 1.C – Resultados das análises in situ por ablação a laser via ICP-MS de magnetitas (cont)

BIF layer	Sample	Magnetite phase	Classification	Spot number	Si ²⁹	Al ²⁷	Mg ²⁴	Ti ⁴⁹	V ⁵¹	Cr ⁵²	Mn ⁵⁵	Co ⁵⁹	Ni ⁶⁰	Cu ⁶⁵	Zn ⁶⁶	Ga ⁶⁹	Sn ¹¹⁸	Au ¹⁹⁷	As ⁷⁵	W ¹⁸²
Lamego/Carruagem	LAM20C	CR-Mag4	Main-stage hydrothermal	S10_SMPABC012	13832	757.8	741.2	199.79	56.23		200				24.92	2.89	18.62		0.96	1.28
Lamego/Carruagem	LAM20C	CR-Mag4	Main-stage hydrothermal	S10_SMPABC013		1880	2152	159.62	54.79	10.57	353.9		4.22	0.16	4.34	0.02	6.12		3.7	0.32
Lamego/Carruagem	LAM20C	CR-Mag4	Main-stage hydrothermal	S10_SMPABC014	8748	1651	1861	246.42	56.98		347.7				29.41	2.85	19.17		1.83	2.16
Lamego/Carruagem	LAM20C	CR-Mag4	Main-stage hydrothermal	S10_SMPABC015	3411	1063	694.8	174.61	55.11		92.93			3.72	17.06	2.28	13.62			2.82
Lamego/Carruagem	LAM20C	CR-Mag4	Main-stage hydrothermal	S10_SMPABC016	7961	1091	1932	259.94	45.37		336.4			9.12	31.92	2.69	18.05		1.76	2.28
Lamego/Carruagem	LAM20C	CR-Mag4	Main-stage hydrothermal	S10_SMPABC017	8778	1025	1161	236.81	48.06	10.31	228.8	0.45		4.65	18.79	3.18	15.3		2.37	3.08
Lamego/Carruagem	LAM20C	CR-Mag4	Main-stage hydrothermal	S10_SMPABC018	12950			308.42	58.74			0.63		4.68	27.46	3.50	2			
Lamego/Carruagem	LAM20C	CR-Mag4	Main-stage hydrothermal	S10_SMPABC019	5315	127.1	35.94	262	21.88		110.6				22.51	2.14	12.9			
Lamego/Carruagem	LAM20C	CR-Mag4	Main-stage hydrothermal	S10_SMPABC020	2949	145.5	38.19	275.54	16.07	42.43	120.2			2.17	31.79	2.39	14.31			
Lamego/Carruagem	LAM20C	CR-Mag4	Main-stage hydrothermal	S10_SMPABC021	4768	145.6	72.89	266.46	18.3		107.2				21.97	2.71	13.37			
Lamego/Carruagem	LAM20C	CR-Mag4	Main-stage hydrothermal	S10_SMPABC022	4934	143.8	74.56	233.59	12.08		120.9	0.42		14.31	26.7	2.81	14.7			0.19
Lamego/Carruagem	LAM20C	CR-Mag4	Main-stage hydrothermal	S10_SMPABC023	5027	127.3	48.56	225.13	11.92		141.2	0.5			29.43	3.18	14.9		0.59	
Lamego/Carruagem	LAM20C	CR-Mag4	Main-stage hydrothermal	S10_SMPABC024	2942	141.7	32.78	259.17	20.24		117				22.66	2.43	12.14			
Lamego/Carruagem	LAM20C	CR-Mag4	Main-stage hydrothermal	S10_SMPABC025	4330	127.5	55.98	210.06	12.26		97.77	0.41			18.63	3.21	11.95			
Lamego/Carruagem	LAM20D	CR-Mag4	Main-stage hydrothermal	S11_SMPABC018	4776	167.9	74.72	65.92	42.49	22.7	124.1				29.67	3.93	7.38		0.153	
Lamego/Carruagem	LAM20D	CR-Mag4	Main-stage hydrothermal	S11_SMPABC019	9624	256	284.8	80.78	50.34	55.96	115.3				27.14	3.64	9.29		0.44	
Lamego/Carruagem	LAM20D	CR-Mag4	Main-stage hydrothermal	S11_SMPABC020	4287	102.2	52.76	67.72	26.19	59.08	93.44			2.24	19.72	3.61	7.43		0.41	
Lamego/Carruagem	LAM20D	CR-Mag4	Main-stage hydrothermal	S11_SMPABC021	5374	111.1	32.83	63.68	42.3	31.44	107.4	0.323			24.38	4.03	8.66	4E-05		
Lamego/Carruagem	LAM20D	CR-Mag4	Main-stage hydrothermal	S11_SMPABC022	6042	115.8	27.01	143.43	6.37	27.71	121.4				30.34	2.96	6.92			0.065
Lamego/Carruagem	LAM20D	CR-Mag4	Main-stage hydrothermal	S11_SMPABC023	7072	183.3	1208	166.74	8.99	15.49	159.2				30.16	2.89	8.47		0.23	0.09
Lamego/Carruagem	LAM20D	CR-Mag4	Main-stage hydrothermal	S11_SMPABC024	9569	104.6	52.58	127.32	5.78	10.15	157.7			0.53	30.98	2.87	6.68		0.15	
Lamego/Carruagem	LAM20D	CR-Mag4	Main-stage hydrothermal	S11_SMPABC025	2606	127.6	76.22	175.51	31.33	17.58	115.1	0.283		1.02	26.09	3.15	7.59			
Lamego/Carruagem	LAM20D	CR-Mag4	Main-stage hydrothermal	S11_SMPABC039	5888	178.5	70.75	160.96	31.09	42.28	106.3			1.08	25.64	3.06	7.07		0.51	0.104
Lamego/Carruagem	LAM20D	CR-Mag4	Main-stage hydrothermal	S11_SMPABC040	6442	169.7	93.66	170.81	42.32	61.32	118.6			0.72	25.51	3.08	8.46		0.3	0.26
Lamego/Carruagem	LAM20D	CR-Mag4	Main-stage hydrothermal	S11_SMPABC041	6962	314.8	265.6	164.06	30.62	79.43	135.7				24.89	3.11	7.1		0.36	0.35
Lamego/Carruagem	LAM20D	CR-Mag4	Main-stage hydrothermal	S11_SMPABC042	3747	359.4	1042	157.87	35.85	65.93	1076	0.281	4.12	2.49	17.23	2.90	6.67		0.56	0.62

Anexo 1.C – Resultados das análises in situ por ablação a laser via ICP-MS de magnetitas (cont)

BIF layer	Sample	Magnetite phase	Classification	Spot number	Si ²⁹	Al ²⁷	Mg ²⁴	Ti ⁴⁹	V ⁵¹	Cr ⁵²	Mn ⁵⁵	Co ⁵⁹	Ni ⁶⁰	Cu ⁶⁵	Zn ⁶⁶	Ga ⁶⁹	Sn ¹¹⁸	Au ¹⁹⁷	As ⁷⁵	W ¹⁸²
Lamego/Cabeça de Pedra	LAM21	CP-Mag4	Main-stage hydrothermal	S8_SMPABC011	7389		163.3	44.05	19.9	10.05	130.9		6.65	4.28	14.13	1.12	2.71		32.46	5.51
Lamego/Cabeça de Pedra	LAM21	CP-Mag4	Main-stage hydrothermal	S8_SMPABC012	7715	15.94	1025	36.23	16.13	6.17	162.2			2.84	11.26	1.13	2.29		19.62	2.36
Lamego/Cabeça de Pedra	LAM21	CP-Mag4	Main-stage hydrothermal	S8_SMPABC017	30090	101	1592	71.92	16.41	9.73	379.2	0.41	7.95	1.05	17.05	1.00	3.32		46.4	8.36
Lamego/Cabeça de Pedra	LAM21	CP-Mag4	Main-stage hydrothermal	S8_SMPABC018	11063	74.2	2119	71.58	15.38	22.9	242				13.55	1.26	1.15		41.63	0.85
Lamego/Cabeça de Pedra	LAM21	CP-Mag4	Main-stage hydrothermal	S8_SMPABC019			1087		16.46						8.24	0.31	2.62	1E-04	120.8	1.23
Lamego/Cabeça de Pedra	LAM21	CP-Mag4	Main-stage hydrothermal	S8_SMPABC020	10783	164.4	1678	88.05	15.41	33.55	241.8				10.56	1.19	2.72	7E-05	104.7	2.03
Lamego/Cabeça de Pedra	LAM21	CP-Mag4	Main-stage hydrothermal	S8_SMPABC021	25152	314.5	1912	52.01	15.14	4.22	392.3	0.07			16.14	1.55	5.37	2E-04		0.44
Lamego/Cabeça de Pedra	LAM21	CP-Mag4	Main-stage hydrothermal	S8_SMPABC022	2255			38.22	12.45		463.9	0.88	1.38	0.82	13.03	0.93	0.98	3E-05	64.69	3.75
Lamego/Cabeça de Pedra	LAM21	CP-Mag4	Main-stage hydrothermal	S8_SMPABC023	13356	115.8	2349	78.95	13.04	11.36	502.6	0.79		1.06	36.37	1.05	4.07	5E-05	290	1.26
Lamego/Cabeça de Pedra	LAM21	CP-Mag4	Main-stage hydrothermal	S8_SMPABC024	8478	84.12	1590	83.88	14.63		292.3	0.64		0.85	22.43	1.08	4.34		36.08	1.53
Lamego/Cabeça de Pedra	LAM21	CP-Mag4	Main-stage hydrothermal	S8_SMPABC025	9915	86.47	2775	74.13	14.1		543.5			1.28	46.02	1.03	4.29	1E-04	201.6	0.45
Lamego/Cabeça de Pedra	LAM21	CP-Mag4	Main-stage hydrothermal	S8_SMPABC036	8530	58.76	2081	68.06	16.38		726			8.19	19.62	1.09	3.34	6E-05	24.3	1.73
Lamego/Cabeça de Pedra	LAM21	CP-Mag4	Main-stage hydrothermal	S8_SMPABC037	9388	152.4	2051	74.84	15.44		1029	1.34			35.28	0.97	4.3		217.9	688.8
Lamego/Cabeça de Pedra	LAM21	CP-Mag4	Main-stage hydrothermal	S8_SMPABC038	11410	76.57	6127	80.75	14.7		5153				85.95	1.03	4.53		63.14	393.1
Lamego/Cabeça de Pedra	LAM21	CP-Mag4	Main-stage hydrothermal	S8_SMPABC039	12181	49.95	3018	69.2	14.97	13.3	1626			1.58	43.18	0.96	3.15		34.08	9.56
Lamego/Cabeça de Pedra	LAM21	CP-Mag4	Main-stage hydrothermal	S8_SMPABC040	14358	270.4	4122	77.77	16.28	13.01	3037				51.71	1.34	3.55		26.09	3.52
Lamego/Cabeça de Pedra	LAM21	CP-Mag4	Main-stage hydrothermal	S8_SMPABC041	18980	483.5	7219	64.06	14.89	9.4	4510				97.84	1.14	2.61		44.62	219.1
Lamego/Cabeça de Pedra	LAM21	CP-Mag4	Main-stage hydrothermal	S8_SMPABC042	17651	336.7	9471	73.46	15.16	13.97	5613			1.47	110.5	1.16	4.28		201.7	220
Lamego/Cabeça de Pedra	LAM21	CP-Mag4	Main-stage hydrothermal	S8_SMPABC043	10184	74.21	1706	76.62	15.88	12.34	288.3			3.51	16.74	1.18	5.33		61.8	1.08
Lamego/Cabeça de Pedra	LAM21B	CP-Mag4	Main-stage hydrothermal	S3_SMPABC041	16553	81.9	954.8	96.64	6.59		859	0.4	5.44	1.86	73.24	1.07	1.85		301.8	0.73
Lamego/Cabeça de Pedra	LAM21B	CP-Mag4	Main-stage hydrothermal	S3_SMPABC042	12732	394.6	176.4	90.4	1.63	25.56	779.6	0.35	5.24	1.12	50.45	1.03	1.33		629.8	
Lamego/Cabeça de Pedra	LAM21B	CP-Mag4	Main-stage hydrothermal	S3_SMPABC043	15956	56.9	1680	123.97	19.95	62.31	205.2		4.82	0.62	9.18	1.00	3.72		75.55	
Lamego/Cabeça de Pedra	LAM21B	CP-Mag4	Main-stage hydrothermal	S3_SMPABC044	14482	77.77	1642	121.25	18.18	26.54	393.5	0.59	4.3	7.35	14.71	1.04	4.53	9E-05	3839	2.69
Lamego/Cabeça de Pedra	LAM21B	CP-Mag4	Main-stage hydrothermal	S3_SMPABC045	15152	47.33	1682	125.6	19.01	64.91	210.6				8.68	0.83	2.37		64.27	2.54
Lamego/Cabeça de Pedra	LAM21B	CP-Mag4	Main-stage hydrothermal	S3_SMPABC046	11163	147.8	1954	77.37	15.08	41.59	642.1	1.16			37.64	1.28	3.11		157.7	1.82
Lamego/Cabeça de Pedra	LAM21B	CP-Mag4	Main-stage hydrothermal	S3_SMPABC047	9717	105.5	1772	72.25	16.43	18.73	339.9			1.41	11.48	1.04	2.26		62.22	0.73
Lamego/Cabeça de Pedra	LAM21B	CP-Mag4	Main-stage hydrothermal	S3_SMPABC048		95.97	92.3	84.02	15.67		353.4	1.17		0.84	18.2	1.54	2.14			
Lamego/Cabeça de Pedra	LAM21B	CP-Mag4	Main-stage hydrothermal	S3_SMPABC049	21059	299.6	3080	90.62	15.77	27.01	331.6				25.58	1.32	2.74		84.09	194.6
Lamego/Cabeça de Pedra	LAM21B	CP-Mag4	Main-stage hydrothermal	S3_SMPABC050	12318	188.8	1914	82.8	16.01	18.54	429.9	0.45		0.78	12.87	1.16	3.2		32.3	1.9

ANEXO II

FICHAS DE DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA

Depósito Ápis - Amostra AP01A – Furo APSBSD0002



Rocha: Metagrauvaca

Composição:

- Quartzo (45%)
- Carbonato (25%)
- Clorita (15%)
- Feldspato (5%)
- Sericita (5%)
- Magnetita (4%)
- Pirrotita (1%)
- Pirita (<1%)

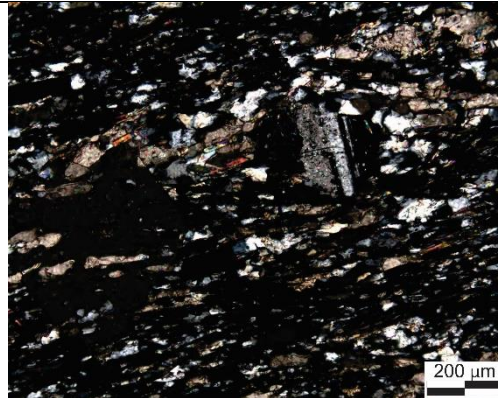
Descrição

Rocha de estrutura maciça e textura granolepidoblástica, com matriz de granulação fina constituída por quartzo, carbonato, clorita orientada, marcando uma foliação insipiente e sericita subordinada. Presença de porfiroclastos de feldspato com sombras de pressão formadas por quartzo e contornados por clorita, e porfiroblastos de carbonato euédricos a subédricos, com inclusões de magnetita e de carbonatos menores. Há magnetita fina disseminada e, subordinadamente, sulfetos (pirrotita, principalmente, e pirita). A rocha é cortada por alguns veios carbonáticos.

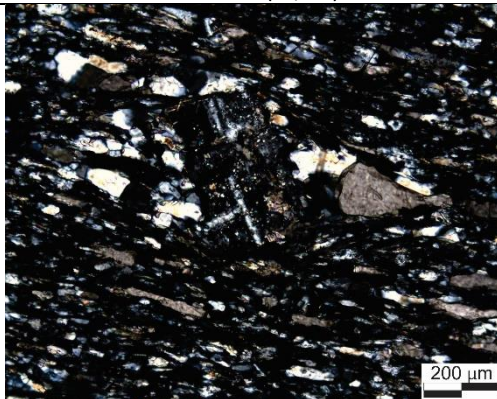
Fotomicrografias



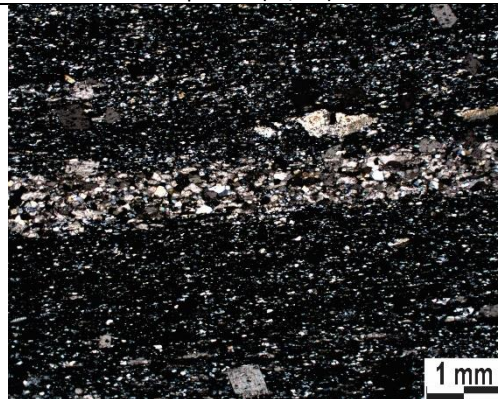
Cristais de carbonato e plagioclásio em matriz quartzo-carbonática (LT/NC)



Cristal de plagioclásio com sombra de pressão de quartzo (LT/NC)



Cristais de plagioclásio e carbonato(LT/NC)



Veio carbonático (LT/NP)

Depósito Ápis - Amostra AP03 - Furo APSBSD0002



Rocha: FFB rica em carbonato

Composição:

- Carbonato (50%)
- Quartzo (40%)
- Pirrotita (5%)
- Feldspato (3%)
- Sericita (2%)
- Arsenopirita (<1%)
- Magnetita (<1%)

Descrição

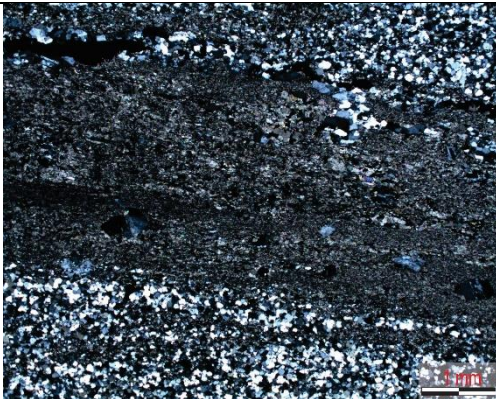
Rocha bandada, apresentando lâminas de 1 a 4mm de espessura relativamente irregulares e cortadas por veios, caracterizada pela alternância de:

- Níveis carbonáticos: carbonato predomina em relação ao quartzo, todos de granulação fina, subédricos a anédricos. Pirrotita fina ocorre disseminada nesse nível, formada a partir do carbonato, localmente ocorrendo também arsenopirita e magnetita. Fenocristais de feldspato são comuns nessa camada e em contato com os veios de quartzo e são hidrotermais. Ocorre sericita localmente.

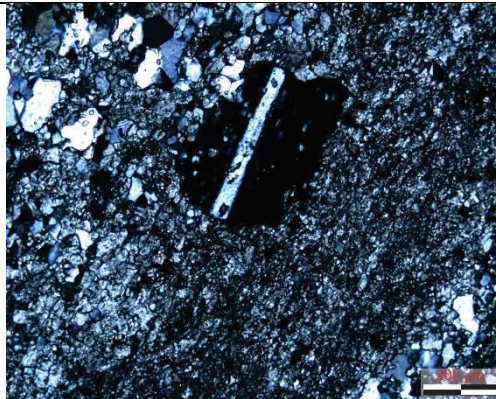
- Níveis quartzosos: constituídos predominantemente por cristais de quartzo de granulação fina, subédricos a euédricos, com contato poligonal (metachert) e com muitas inclusões de carbonato. Poucos cristais de pirrotita ocorrem disseminados.

Há veios de quartzo cortando a rocha, com quartzo de granulação mais grossa que do metachert. Presença de pirrotita mais grossa, formada por precipitação direta.

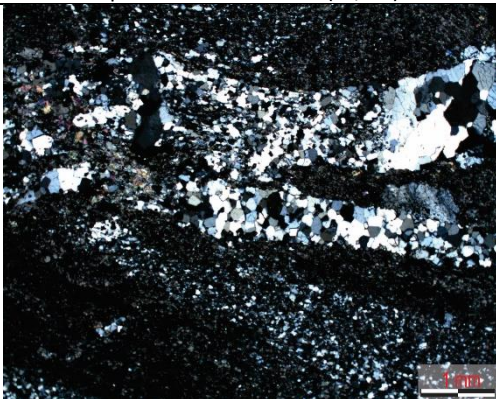
Fotomicrografias



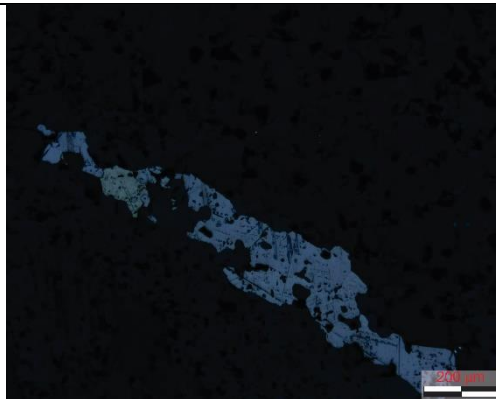
Bandamento, com nível carbonático ao centro e níveis quartzosos nas bordas (LT/NC)



Plagioclásio em banda carbonática (LT/NC)



Veio de quartzo com granulação grossa (LT/NC)



Relação entre pirita e arsenopirita (LR/NP)

Depósito Ápis - Amostra AP05 - Furo APSBSD0002



Rocha: Metapelito

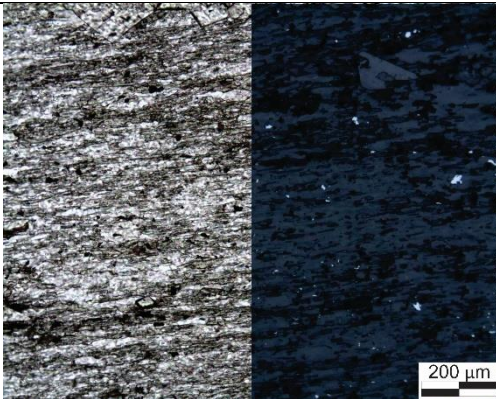
Composição:

- Quartzo (50%)
- Clorita (25%)
- Carbonato (22%)
- Magnetita (3%)
- Sulfetos (<1%)

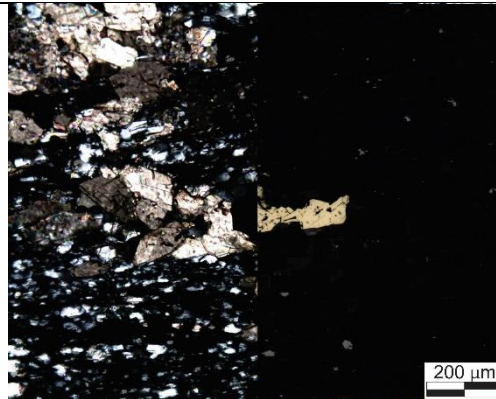
Descrição

Rocha com textura granolepidoblástica, granulação fina predominante, com matriz constituída por quartzo e clorita orientada que marca uma foliação insipiente. Presença de porfiroblastos de granulação média a grossa de carbonatos subédricos a anédricos que ocorrem isolados, formando agregados, ou em veios junto com quartzo de granulação maior que da matriz. Há magnetita fina a média disseminada na rocha e, subordinadamente, presença de pirita e calcopirita. A rocha sofreu forte hidrotermalismo.

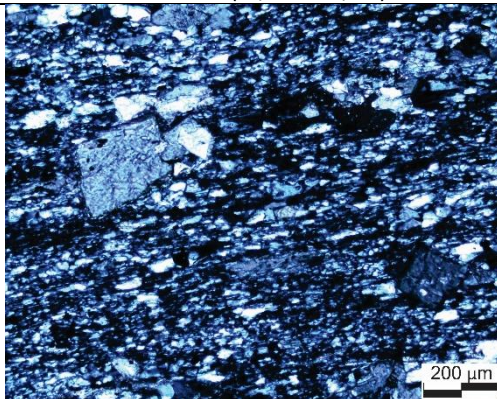
Fotomicrografias



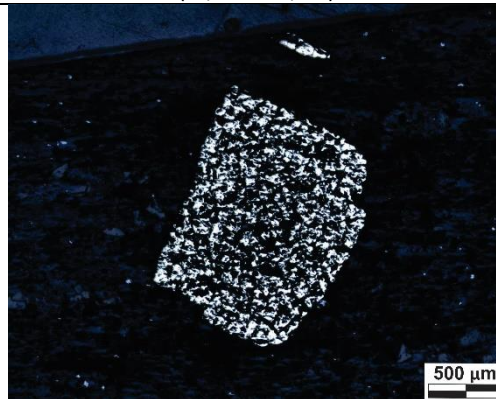
Matriz rica em quartzo e clorita e com magnetita disseminada (LT/NP e LR/NP)



Agregado de carbonatos com presença de calcopirita (LT/NC e LR/NP)



Porfiroblastos de carbonato (LR/NC)



Cristal de pirita (LR/NP)

Depósito Ápis - Amostra AP06 - Furo APSBSD0002



Rocha: Quartzo-Sericita-Clorita-Talco xisto (rocha metaultramáfica)

Composição:

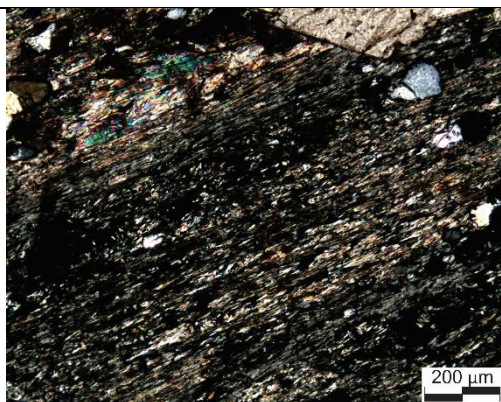
- Carbonato (40%)
- Talco (30%)
- Quartzo (15%)
- Clorita (8%)
- Muscovita (5%)
- Magnetita (1%)
- Pirrotita (1%)
- Arsenopirita e Calcopirita (<1%)

Descrição

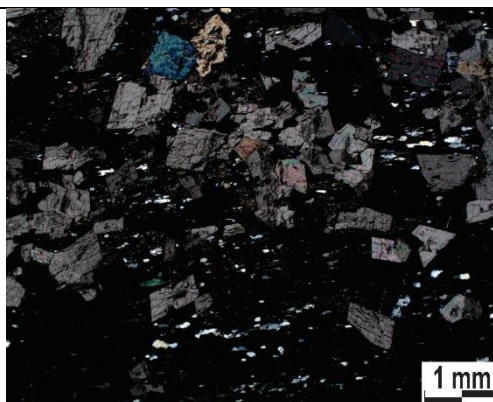
Rocha de textura granolepidoblástica e granulação fina a grossa. Possui uma matriz composta principalmente por filossilicatos (talco, clorita e muscovita) de granulação muito fina, orientados definindo a foliação da rocha.

A rocha passou por forte hidrotermalismo, com presença de cristais de carbonato grossos, euédricos a subédricos e veios de quartzo. Os carbonatos possuem inclusões de quartzo, arsenopirita e pirita. Sulfetos (pirrotita e arsenopirita) e magnetita ocorrem dispersos. a na rocha pirrotita com arsenopirita na borda e magnetita bastante alterada.

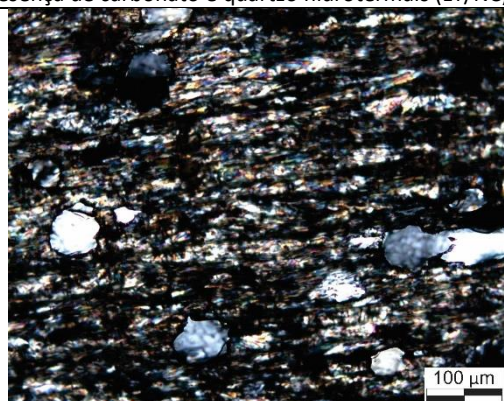
Fotomicrografias



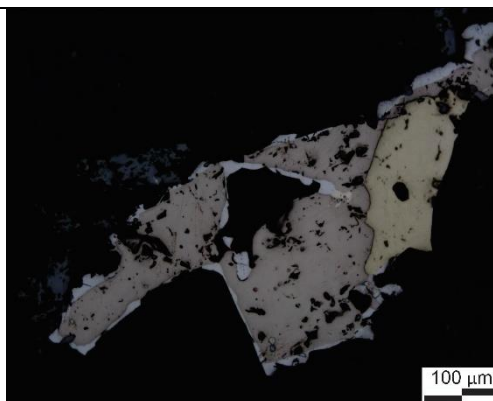
Matriz constituída de clorita, talco e muscovita, com presença de carbonato e quartzo hidrotermais (LT/NC)



Porfiroblastos hidrotermais de carbonato (LT/NC)



Cristais de quartzo com granulação maior que a matriz (LT/NC)



Cristais de pirrotita, arsenopirita, pirita e magnetita (LR/NP)

Depósito Ápis - Amostra AP08B - Furo APSBSD0001



Rocha: FFB rica em carbonato

Composição:

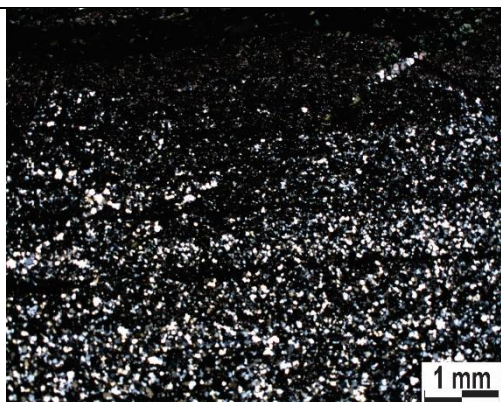
- Quartzo (45%)
- Carbonato (40%)
- Clorita (9%)
- Biotita (3%)
- Pirrotita (3%)
- Arsenopirita e pirita (<1%)

Descrição

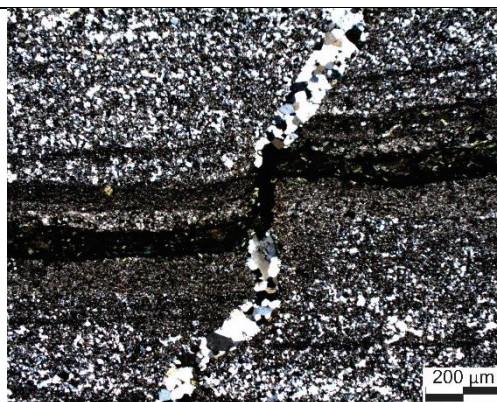
Rocha bandada com fina laminação (<1mm a 2mm) composta principalmente por quartzo e carbonato de granulação fina, sendo o bandamento marcado pela mudança na proporção desses minerais. Ocorrem também finos níveis ricos em clorita, com biotita subordinada.

A rocha está falhada e cortada por veios de quartzo. Sulfetos ocorrem dispersos na rocha, concentrando-se principalmente nos níveis cloríticos e nos veios de quartzo. O principal sulfeto presente é a pirrotita, com arsenopirita e pirita subordinadas.

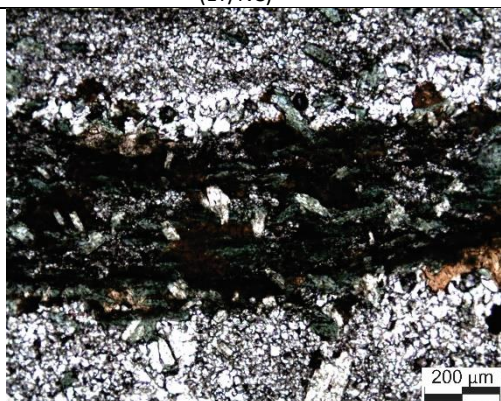
Fotomicrografias



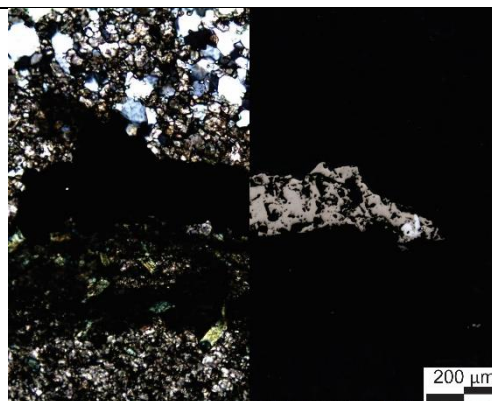
Intercalação de camadas ricas em quartzo e carbonato (LT/NC)



Veio de quartzo com pirrotita cortando a rocha (LT/NC)



Detalhe camada rica em clorita (LR/NP)



Pirrotita e arsenopirita associadas a camada rica em clorita (LT/NP e LR/NP)

Depósito Cuiabá - Amostra CB01 – Furo CBABSD0012



Rocha: Clorita-actinolita xisto (rocha metamáfica)

Composição:

Actinolita (47%)

Clorita (20%)

Argilo-minerais (10%)

Quartzo (10%)

Plagioclásio (5%)

Epidoto (3%)

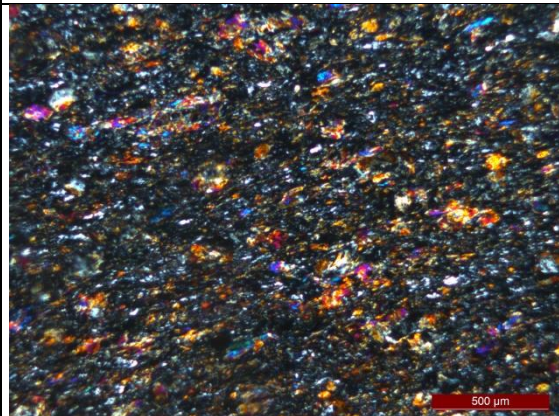
Carbonato (3%)

Titanita (2%)

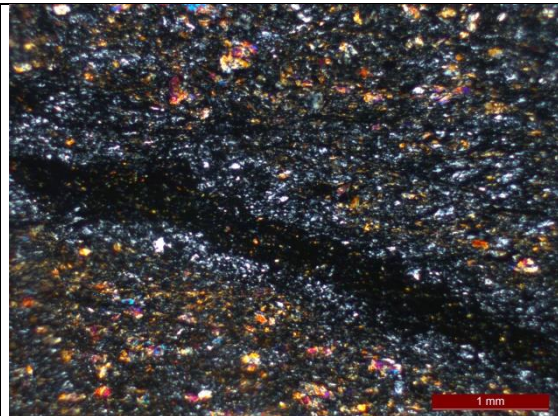
Descrição

Rocha metamáfica fanerítica fina, com textura nematoblástica. Possui cristais de actinolita e plagioclásio de até 200 μm e matriz composta principalmente por actinolita, clorita, quartzo e plagioclásio. O anfibólio da matriz está parcialmente alterado para clorita. Há forte alteração do plagioclásio para epidoto e argilo-minerais. Presença de titanita fina. A foliação é marcada pela clorita e actinolita. A rocha apresenta fraturas preenchidas por opacos oxidados, quartzo e clorita crenulada. A clorita das fraturas apresenta cor de interferência azul Berlim, rica em Fe e Mg. Presença de carbonato hidrotermal, de granulação média.

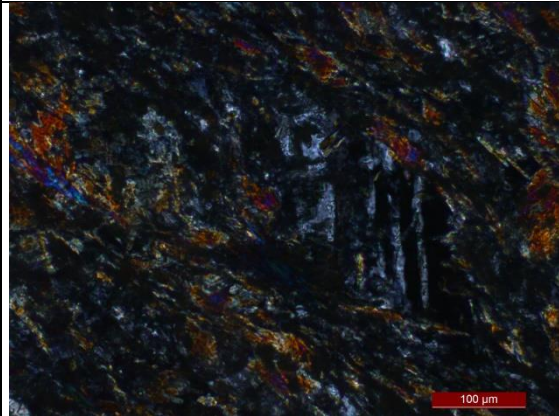
Fotomicrografias



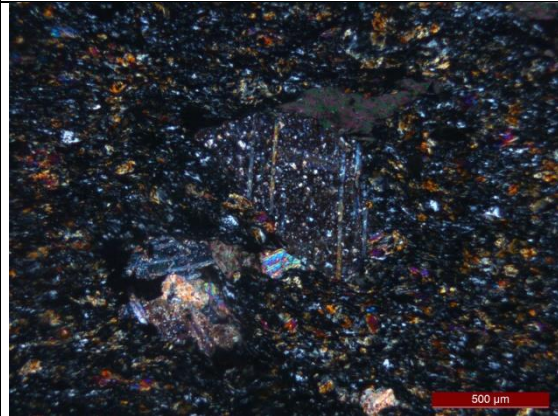
Visão geral da rocha, com cristais de actinolita e plagioclásio (LT/NC)



Fratura com quartzo na borda e clorita rica em ferro no centro (LT/NC)



Detalhe de plagioclásio envolto por cristais de actinolita (LT/NC)



Cristais grossos de carbonato hidrotermal (LT/NC)

Depósito Cuiabá - Amostra CB02 - Furo CBABSD0004B



Rocha: FFB rica em carbonato

Composição:

Carbonato 50%

Quartzo 42%

Materia Carbonosa 4%

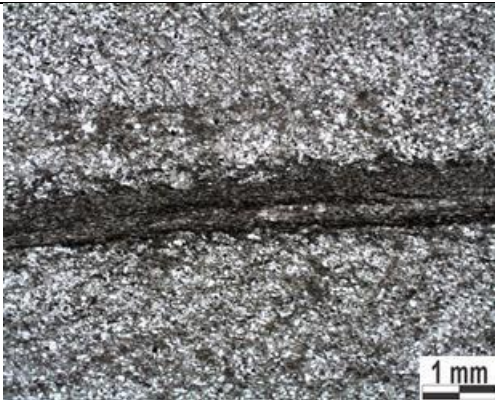
Clorita 3%

Arsenopirita 1%

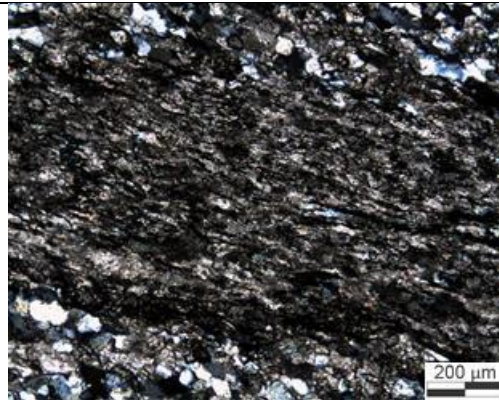
Descrição

Rocha bandada com laminação milimétrica a centimétrica, intercalando níveis mais grossos compostos por quartzo e carbonato de granulação muito fina, e níveis finos ricos em carbonato de granulação muito fina e com presença de matéria carbonosa. Ocorrem também alguns níveis, na maioria irregulares, com carbonatos de granulação fina a média acompanhados de clorita. A granulação mais grosseira do carbonato indica que o mesmo é secundário. Raros sulfetos (arsenopirita) ocorrem associados às camadas ricas em carbonato e matéria carbonosa.

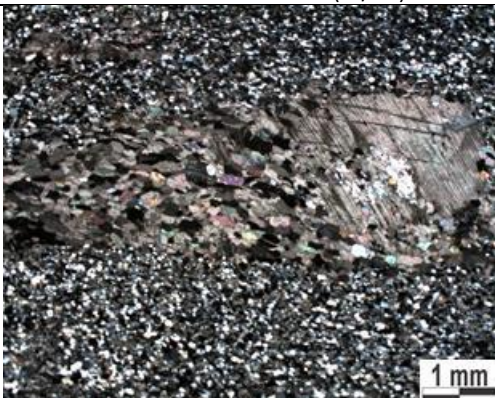
Fotomicrografias



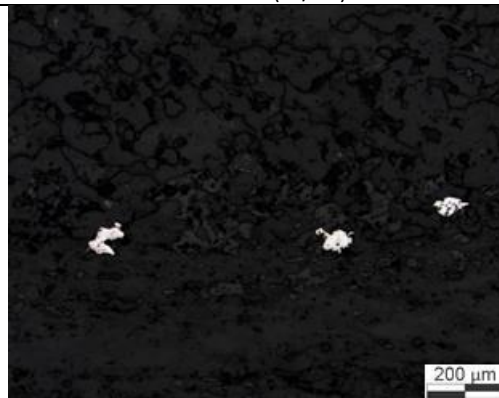
Intercalação nível quartzo-carbonático e nível carbonático com matéria carbonosa (LT/NP)



Detalhe nível carbonático com presença de matéria carbonosa (LT/NC)



Nível carbonático com granulação mais grossa que do nível quartzo-carbonático com o qual faz contato (LT/NC)



Detalhe de arsenopirita disseminada em camada carbonática (LR/NP)

Depósito Cuiabá - Amostra CB03A - Furo CBABSD0004B



Rocha: FFB rica em carbonato e magnetita

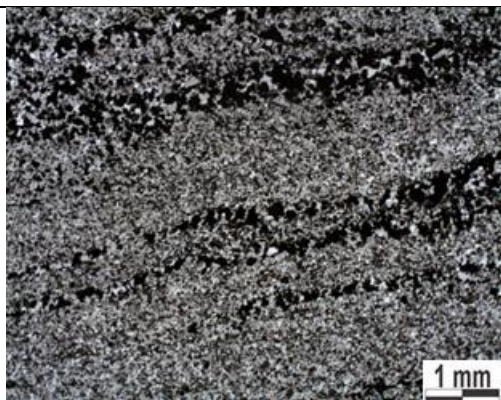
Composição:

Quartzo 55%
Carbonato 26%
Magnetita 15%
Clorita 3%
Sulfetos (Arsenopirita, Pirrotita) 1%

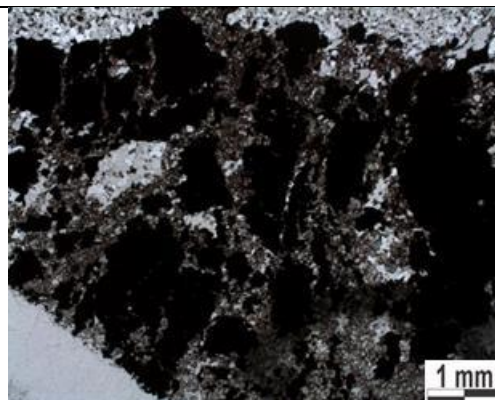
Descrição

Rocha bandada com laminação milimétrica (<1 a 4mm) rica em quartzo, carbonato e magnetita. O bandamento é caracterizado pela diferença relativa entre esses minerais, com níveis ricos em quartzo e níveis ricos em carbonato, com os quais a magnetita ocorre associada. Possui níveis com granulação muito fina, com presença de quartzo e carbonato primários. Onde ocorre magnetita de granulação fina a média, o quartzo e o carbonato apresentam granulação maior e há clorita associada. O carbonato apresenta cor laranja devido à oxidação. A magnetita apresenta diferentes tamanhos: granulação muito fina, fina e média. Sulfetos (arsenopirita e pirrotita) ocorrem associados às magnetitas mais grossas.

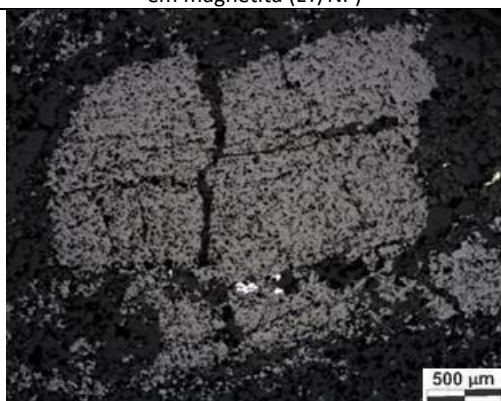
Fotomicrografias



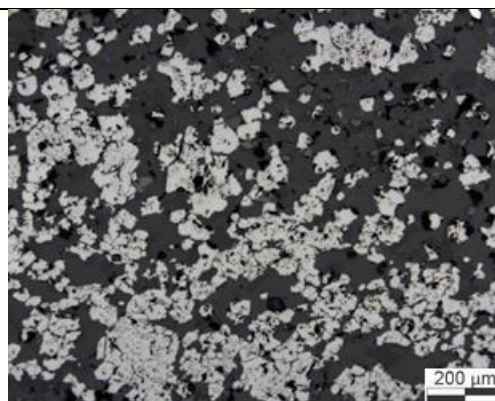
Intercalação entre níveis ricos em quartzo e finos níveis ricos em magnetita (LT/NP)



Nível rico em carbonato e magnetita (LT/NP)



Magnetita de granulação média associada a arsenopirita muito fina (LR/NP)



Agregados de magnetita muito fina (LR/NP)

Depósito Cuiabá - Amostra CB03B - Furo CBABSD0004B



Rocha: FF rica em magnetita e carbonato

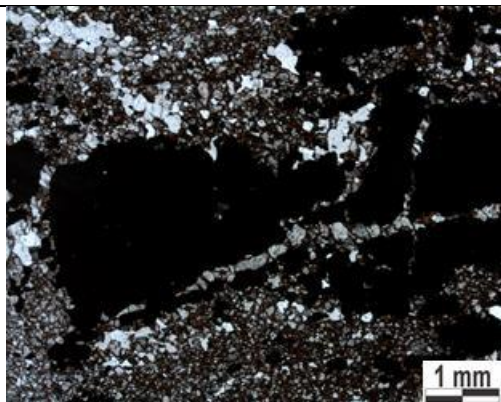
Composição:

Magnetita 50%
Carbonato 30%
Quartzo 13%
Clorita 5%
Sulfetos (arsenopirita, pirrotita) 2%

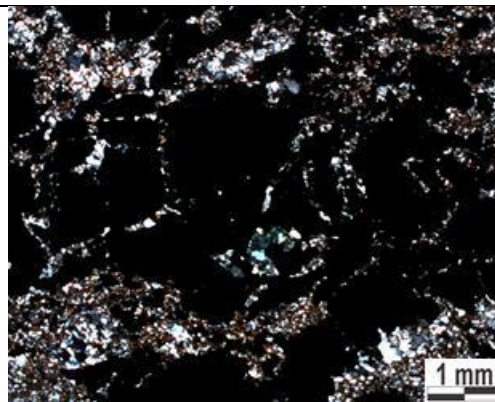
Descrição

Porção de FF intensamente alterada hidrotermalmente, apresentando magnetitas de granulação fina à grossa envolvidas por carbonato e quartzo de granulação muito fina a fina. Também possui clorita de granulação fina, sempre associada à magnetita mais grossa. Não apresenta bandamento nem nenhuma estrutura primária. O carbonato apresenta coloração alaranjada devido à oxidação. Sulfetos ocorrem associados à magnetita de granulação grossa e ao carbonato. As magnetitas mais grossas são muito porosas e possuem inclusões de clorita, quartzo e carbonato.

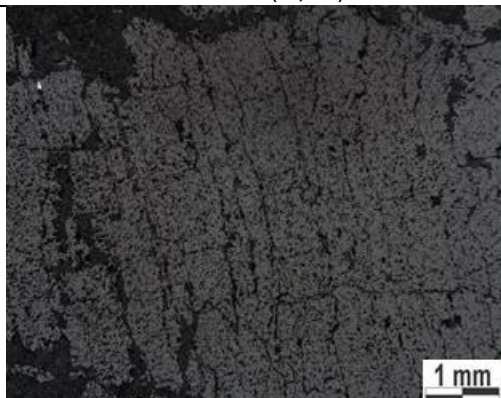
Fotomicrografias



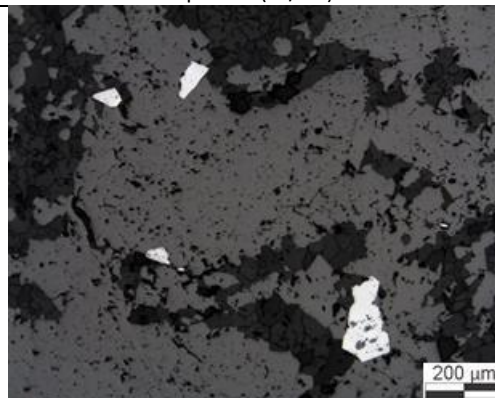
Magnetita com inclusão de clorita em camada rica em carbonato (LT/NC)



Detalhe camada rica em magnetita, carbonato, clorita e quartzo (LT/NC)



Magnetita grossa muito porosa (LR/NP)



Cristais muito finos de arsenopirita associada a magnetita (LR/NP)

Depósito Cuiabá - Amostra CB04 - Furo CBABSD0004B



Rocha: *Metachert* com matéria carbonosa passando para uma FFB rica em carbonato

Composição total da lâmina:

Quartzo 65%

Carbonato 27%

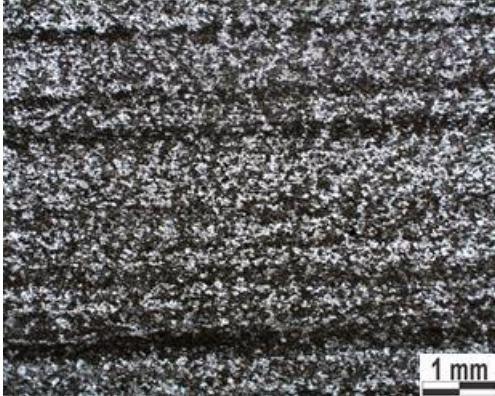
Matéria Carbonosa 8%

Pirrotita < 1%

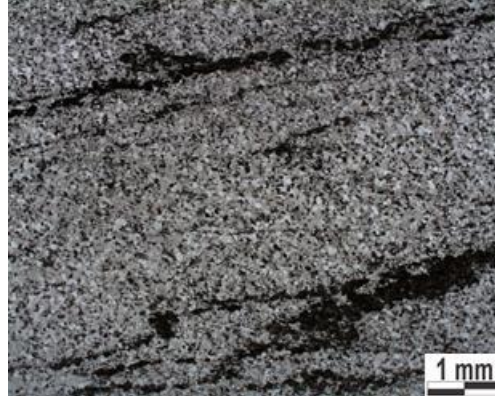
Descrição

A lâmina mostra o contato entre um *metachert* com carbonato e matéria carbonosa e uma FFB rica em carbonato. O *metachert* possui camadas de 3 a 4mm ricas em quartzo com carbonato subordinado, ambos de granulação muito fina, intercaladas com níveis muito finos ricos em matéria carbonosa associada a carbonato. A FFB possui fina laminação (<1mm a 2mm) intercalando camadas mais finas ricas em carbonato, contendo ou não matéria carbonosa, e camadas com quartzo e carbonato em proporções semelhantes. No geral, a granulação da rocha é fina. Rara pirrotita ocorre associada às camadas ricas em matéria carbonosa. Alguns carbonatos possuem coloração laranjada.

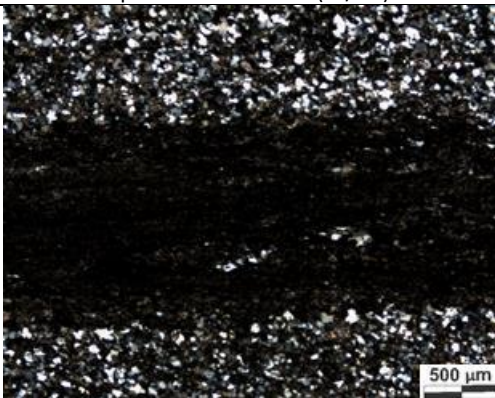
Fotomicrografias



Intercalação de níveis finos ricos em carbonato e níveis com quartzo e carbonato (LT/NP)



Metachert rico em matéria carbonosa (LT/NP)



Camada rica em carbonato e matéria carbonosa em contato com níveis ricos em quartzo (LT/NC)



Raras pirrotitas associadas à carbonatos (LR/NP)

Depósito Cuiabá - Amostra CB05 - Furo CBABSD0012



Rocha: Quartzo-anfibólio xisto (Rocha metamáfica)

Composição:

Tremolita-actinolita 58%

Quartzo 15%

Argilo-minerais 15%

Plagioclásio 5%

Epidoto 4%

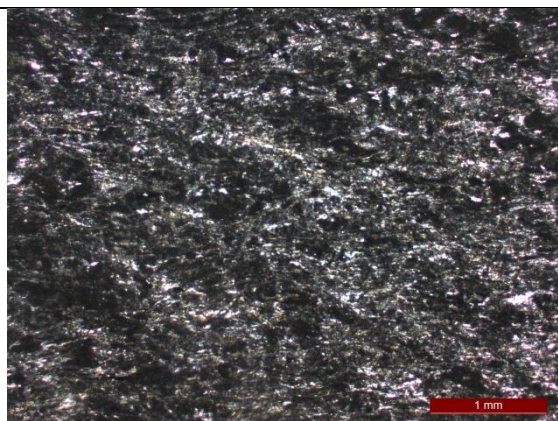
Carbonato 3%

Pirita e pirrotita <1%

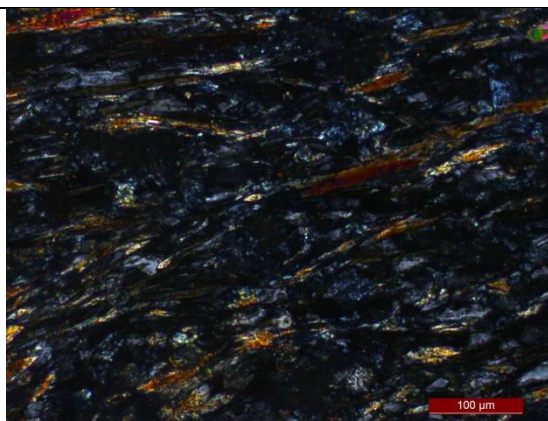
Descrição

Rocha metamáfica fanerítica fina e com textura nematoblástica, composta principalmente por cristais de anfibólio da série actinolita-tremolita, com pleocroísmo muito fraco de cor verde pálido. A rocha está muito alterada, rica em argilo-minerais. Epidoto, muito fino, ocorre disseminado ou formando agregados. A matriz é composta principalmente por anfibólio, quartzo e plagioclásio. Possui algumas venulações quartzo-carbonáticas e poucos cristais muito finos de pirita e pirrotita. A foliação é marcada pela orientação do anfibólio.

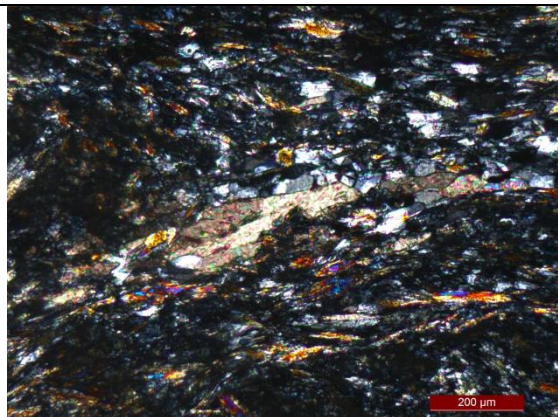
Fotomicrografias



Visão geral da rocha bastante alterada (LT/NP)



Cristais de anfibólio orientados marcando a foliação (LT/NC)



Veio quartzo carbonático (LT/NC)



Pirita e pirrotita dispersos na rocha (LR/NP)

Corpo Campo Grande - Amostra CG01 - Furo ISBD0076



Rocha: FFB rica em magnetita e carbonato

Composição:

Quartzo 45%

Magnetita 25%

Carbonato 24%

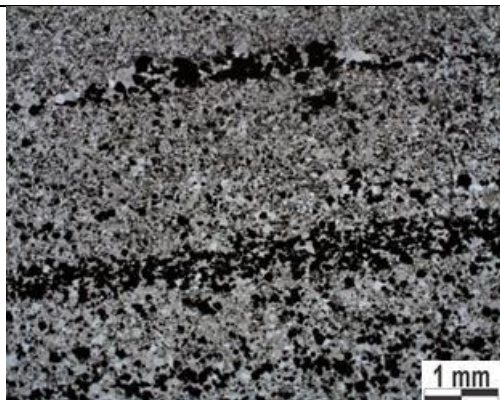
Biotita 5%

Pirrotita 1%

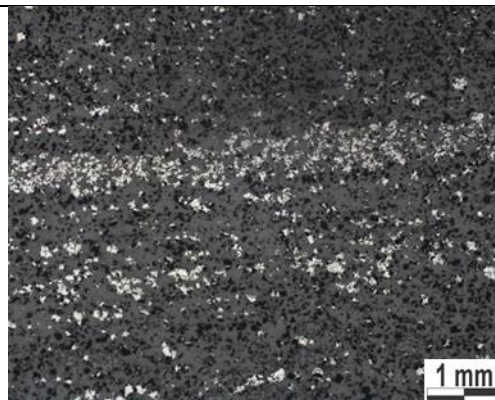
Descrição

Rocha bandada com laminação milimétrica a centimétrica, rica em quartzo, magnetita e carbonato em diferentes proporções formando duas camadas distintas: uma camada rica em quartzo de granulação muito fina, com magnetita disseminada ou em finos níveis (<1mm) e carbonato subordinado; e uma camada com grande concentração de magnetita e carbonato, com quartzo e biotita subordinados, granulação muito fina a fina. A magnetita nessa camada forma alguns agregados. Pirrotita ocorre, em pequena quantidade, associada à essas camadas.

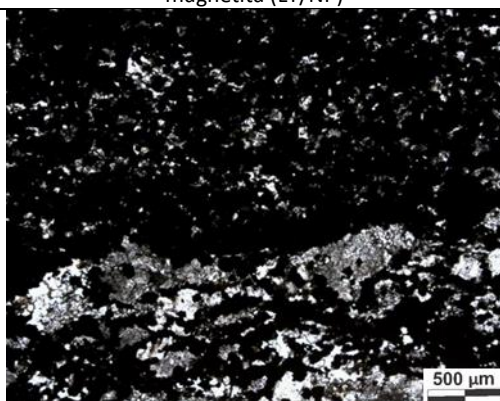
Fotomicrografias



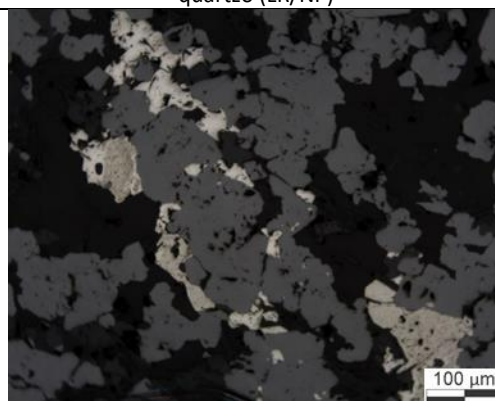
Camada rica em quartzo e com finos níveis ricos em magnetita (LT/NP)



Magnetita muito fina associada aos níveis ricos em quartzo (LR/NP)



Camada rica em magnetita e carbonato (LT/NC)



Pirrotita associada à magnetita em camada rica em magnetita e carbonato (LR/NP)

Corpo Campo Grande - Amostra CG02 - Furo ISBD0076



Rocha: FFB rica em magnetita e carbonato

Composição:

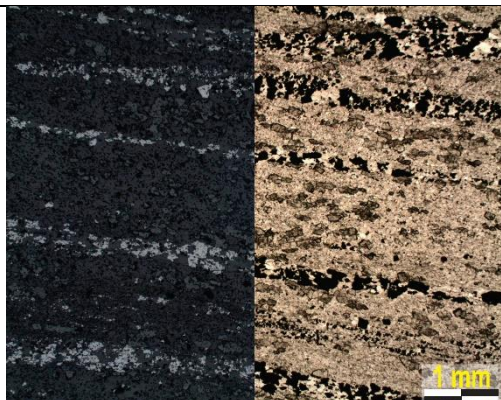
- Quartzo (60%)
- Magnetita (20%)
- Carbonato (15%)
- Ferristilpnomelano(5%)

Descrição

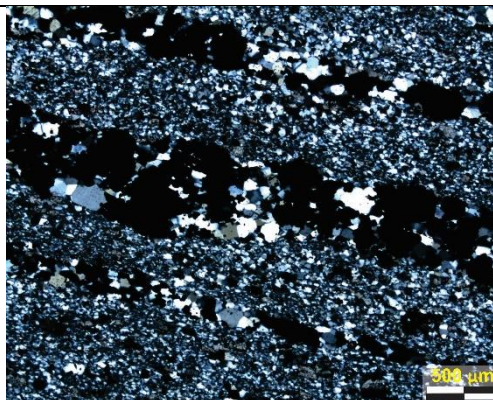
Rocha bandada com finas lâminas de 1 a 3mm caracterizada pela alternância de:

- Níveis ferruginosos: ocorrem níveis muito finos compostos por magnetita de diferentes tamanhos, predominando a granulação média e por quartzo de granulação maior que nas outras camadas. Também ocorrem níveis formados por magnetita de granulação grossa, ferristilpnomelano, quartzo e carbonato. Esses níveis foram fortemente afetados hidrotermalmente. Os cristais de quartzo e carbonato ocorrem formando sombra de pressão ao redor dos porfiroblastos de magnetita e os cristais de stilpnomelano se concentram principalmente nas bordas desse nível.
- Níveis quartzo-carbonáticos: são mais espessas e compostas principalmente por quartzo e carbonato, mas magnetita é um mineral comum disperso nessa camada. A granulação predominante é muito fina a fina. O carbonato geralmente é mais grossos que o quartzo.

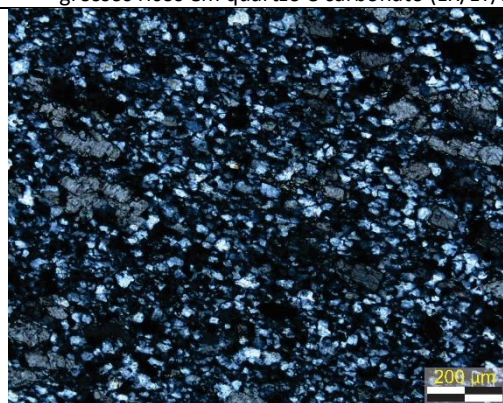
Fotomicrografias



Intercalação de finos níveis ricos em magnetita e níveis mais grossos ricos em quartzo e carbonato (LR/LT/NP)



Detalhe do bandamento (LT/NC)



nível quartzo carbonático (LT/NC)

Detalhe



Camada com magnetita hidrotermal (LT/NP/NC)

Corpo Campo Grande - Amostra CG03 - Furo ISBD0076



Rocha: FFB rica em carbonato e silicato

Composição:

Carbonato (40%)

Quartzo (27%)

Ferrostilpnomelano (10%)

Clorita (10%)

Muscovita (10%)

Magnetita (2%)

Sulfetos (Pirrotita, Pirita e Arsenopirita) (1%)

Descrição

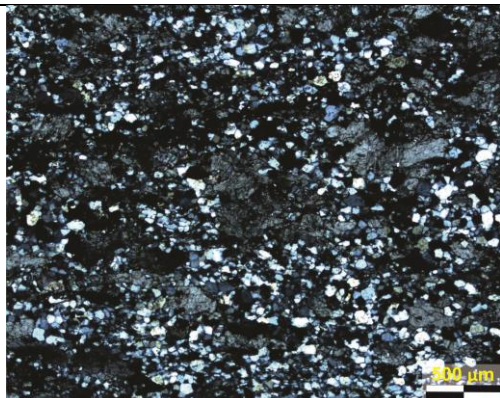
Rocha hidrotermalizada apresentando 3 bandas textural e mineralogicamente distintas:

Nível quartzo-carbonático: constituída por quartzo, carbonato e finas palhetas de clorita e muscovita. O quartzo possui granulação fina e contato poligonal e o carbonato possui granulação média, subédrico a anédrico e está milonitizado. Raros opacos de granulação muito fina.

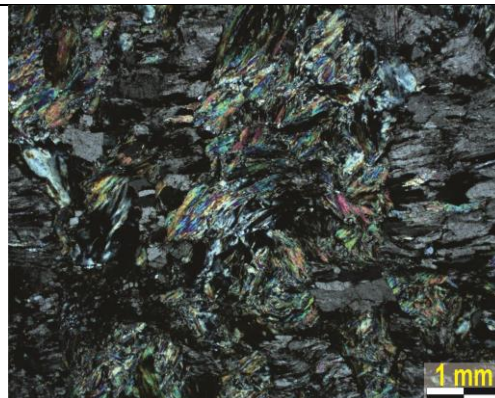
Nível carbonato-silicato: constituída por carbonato e fe-stilpnomelano de granulação média a grossa e com texturas de dissolução, indicando que a rocha foi hidrotermalizada. O carbonato ocorre em cristais estirados, típicos de veios, sendo secundário. Magnetita, pirita e pirrotita anédricos ocorrem disseminados.

Nível micáceo: constituída por cristais de clorita e muscovita de granulação muito fina que marcam a foliação. É comum a presença de magnetita disseminada. A camada é cortada por finos veios carbonáticos com presença de opacos (magnetita, pirita, pirrotita) no centro.

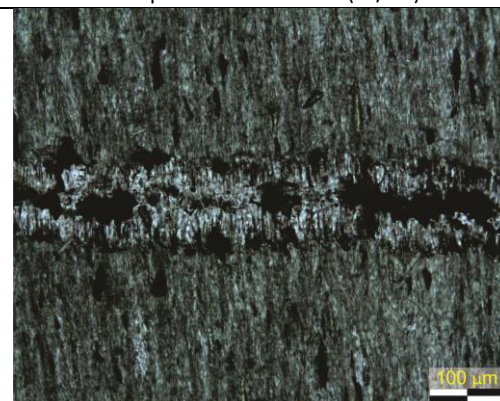
Fotomicrografias



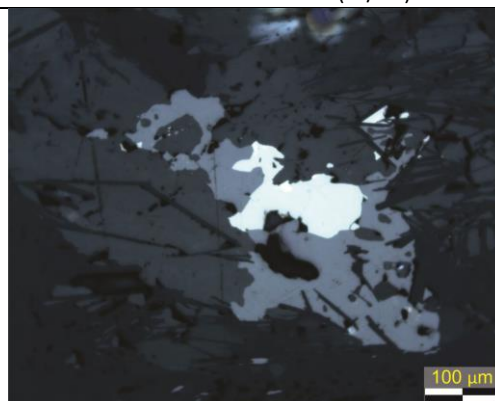
Nível quartzo-carbonático (LT/NC)



Nível carbonato-silicato (LT/NC)



Nível micáceo cortado por veio carbonático (LT/NC)



Magnetita e pirrotita (LR/NP)

Corpo Campo Grande - Amostra CG04 - Furo ISBD0076



Rocha: Metasiltito

Composição:

- Clorita (40%)
- Quartzo (25%)
- Sericita (20%)
- Pirrotita (10%)
- Calcopirita (2%)
- Carbonato (2%)
- Biotita (1%)

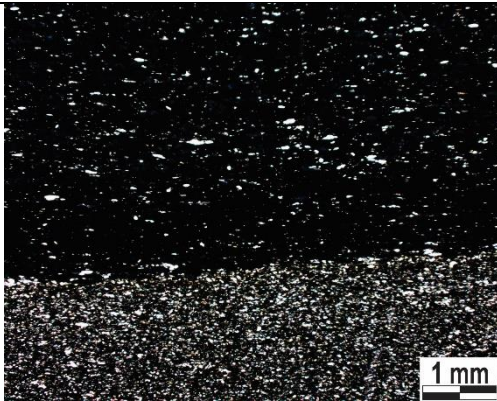
Descrição

Rocha com textura granolepidoblástica de granulação muito fina (25 a 100 μ m) apresentando bandamento composicional caracterizado por:

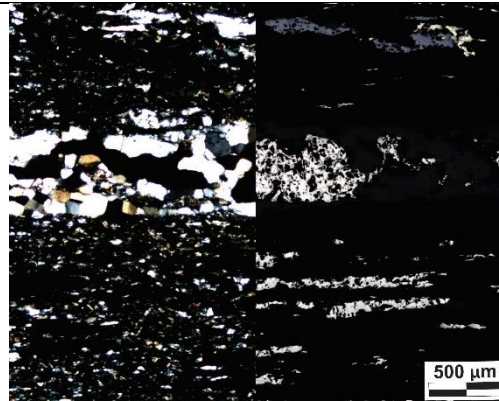
- Níveis ricos em clorita rica em ferro muito fina e orientada, com quartzo fitado, sericita, sulfetos e biotita subordinados.
- Níveis ricos em quartzo fitado, clorita e sericita, com sulfeto subordinado.

A rocha está crenulada e deformada, com minerais orientados de acordo com a foliação, inclusive quartzo e sulfetos. Possui venulações de quartzo e carbonatação localizada. Está intensamente sulfetada, com pirrotita e pirita de granulação fina (100 a 300 μ m) disseminadas por toda a amostra. Próximo às venulações o tamanho dos sulfetos aumenta, com alguns porfiroblastos de até 0,5cm.

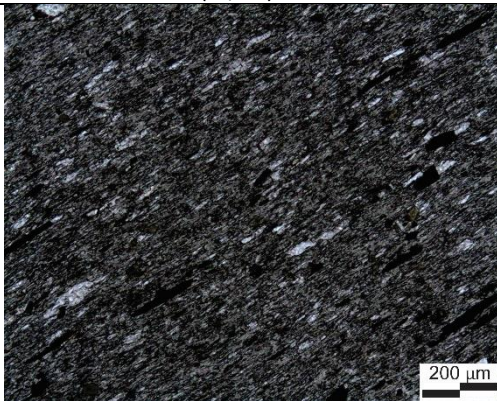
Fotomicrografias



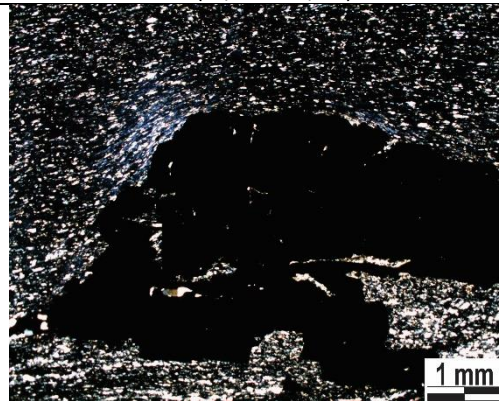
Contato entre nível rico em clorita e nível mais quartzoso (LT/NC)



Sulfetos em venulação quartzo-carbonática e próximo à ela (LT/NC e LR/NP)



Quartzo e sulfetos estirados (LT/NC)



Porfiroblasto de pirrotita (LT/NP e NC)

Depósito Lamego - Amostra LAM02 - Furo CARBUD0063



Rocha:

Metachert com carbonato.

Composição:

- Quartzo (70%)
- Carbonato (Siderita) (28%)
- Muscovita (1%)
- Pirrotita (1%)
- Stilplomelano (<1%)

Descrição

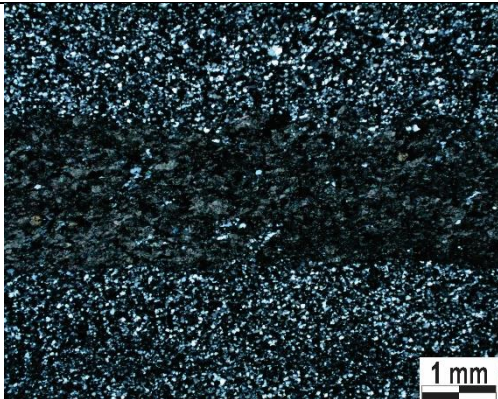
Rocha bandada, apresentando lâminas milimétricas relativamente regulares, localmente cortadas por veios, caracterizada pela alternância de:

Níveis quartzosos: mais espessos, constituídos predominantemente por cristais de quartzo de granulação fina, subédricos a euédricos, com contato poligonal e com muitas inclusões de carbonato.

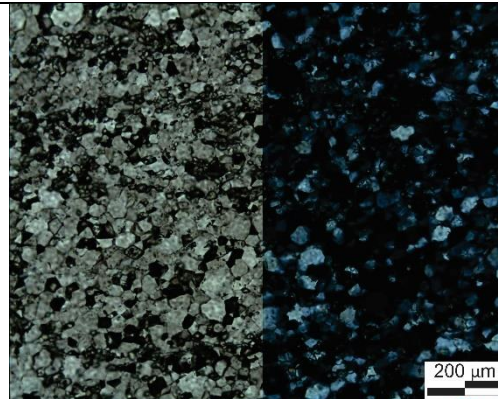
Níveis carbonáticos: os cristais de carbonato predominam em relação aos de quartzo, granulação fina a média, subédricos a anédricos. Pirrotita disseminada ocorre raramente nas bordas dessa camada. Ocorre muscovita localmente, em finas agulhas ou em agregados.

Ocorrem finos veios de dois tipos: Veio quartzo-carbonático com presença de pirrotita, com granulação maior que da matriz; e veios quartzosos, com pouco carbonato e sem presença de sulfetos.

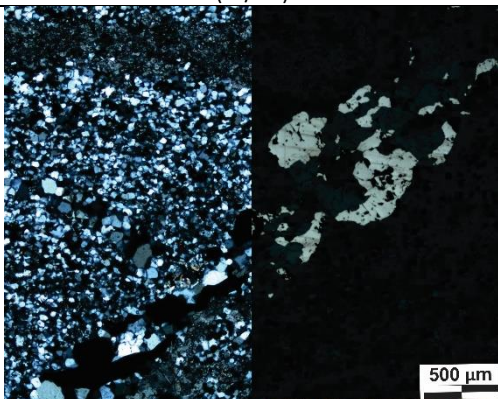
Fotomicrografias



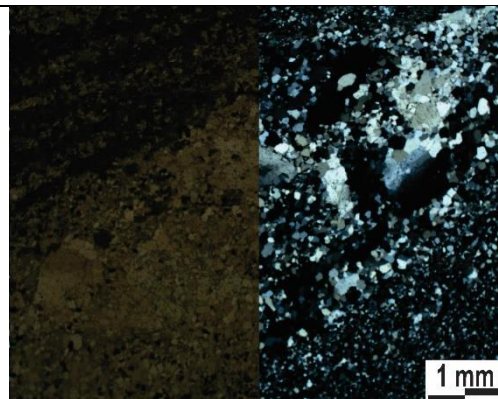
Bandas quartzosas intercaladas com bandas carbonáticas (LT/NC)



Detalhe nível quartzoso (LT/NC e NP)



Veio quartzo-carbonático com pirrotita associada (LR/NP e LT/NC)



Quartzoso (LT/NP e NC) Veio

Depósito Lamego - Amostra LAM03 - Furo QMDBUD0058A



Rocha: Metachert com carbonato

Composição:

- Quartzo (75%)
- Carbonato (20%)
- Matéria carbonosa (5%)
- Clorita (<1%)
- Sulfetos (Pirrotita, pirita) (<1%)

Descrição

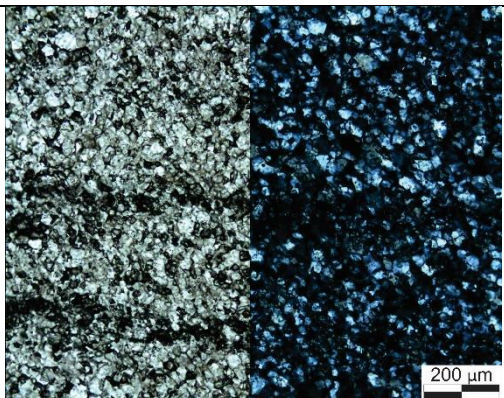
Rocha bandada, com fina laminação (<1mm) regular, localmente cortada por finos veios e composta pela intercalação de:

Níveis carbonáticos: geralmente muito finos, onde ocorre maior concentração de carbonato, de granulação fina, subédrica a anédrica e que fornece coloração mais escura para esse nível. Ocorre um nível carbonático espesso (1cm) e com presença de matéria carbonosa.

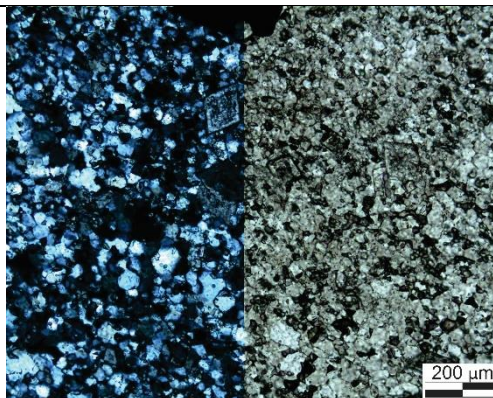
Níveis quartzosos: mais espessos, caracterizados pela predominância de chert (quartzo muito fino, contato poligonal, subédricos a euédricos) com muitas inclusões de carbonato de granulação menor que do nível carbonático. Nessa camada localmente ocorrem carbonatos bem formados e maiores, que é posterior e apresenta um aspecto sujo devido a presença de ferro proveniente provavelmente da alteração de siderita para ankerita.

Localmente ocorrem finos veios carbonáticos e quartzosos cortando a rocha. Muito raramente ocorre pirrotita, pirita e clorita.

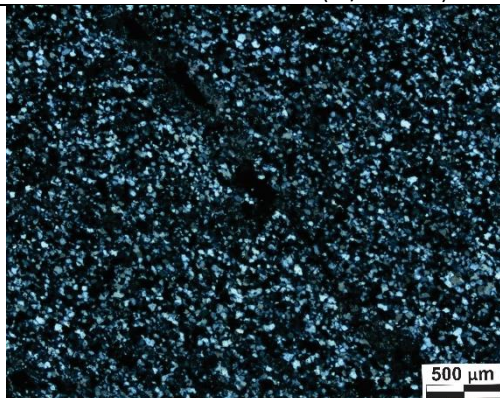
Fotomicrografias



Intercalação de camadas quartzosas mais espessas e finas camadas carbonáticas (LT/ND e NC)



Carbonatos bem formados em níveis quartzosos (LT/ND e NC)



Veio carbonático (LT/NC)



Finos cristais de pirrotita e pirita (LR/NP)

Depósito Lamego - Amostra LAM05 - Furo QMDBUD0058A



Rocha: Metachert com carbonato

Composição:

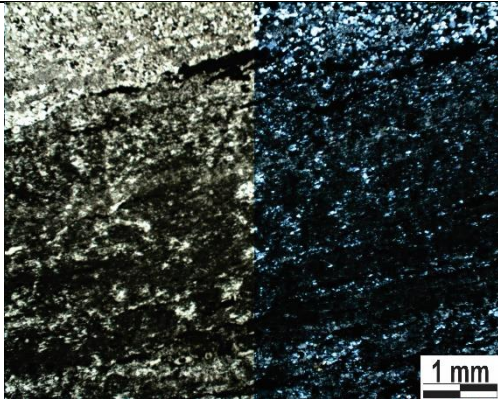
- Quartzo (80%)
- Carbonato (15%)
- Matéria carbonosa (4%)
- Pirrotita (1%)
- Pirita (<1%)
- Calcopirita (<1%)
- Magnetita (<1%)

Descrição

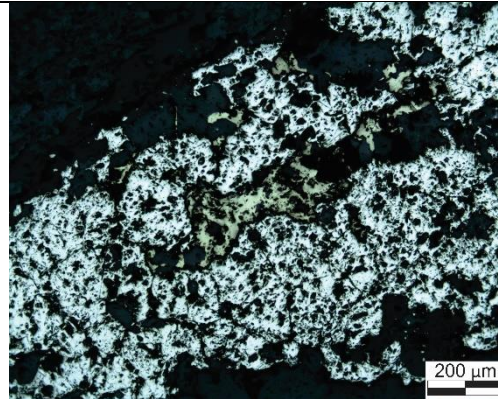
A maior parte da lâmina representa uma banda grossa de chert (mais de 4cm), constituída principalmente por quartzo muito fino, subédrico a euédrico e com contato poligonal. Ocorre carbonato com granulação mais grossa que a do quartzo, subédrico a anédrico. Muito localmente ocorrem cristais de pirita e magnetita. Um veio carbonático corta a rocha, apresentando carbonatos de granulação maior que do restante da rocha.

Uma pequena porção da lâmina é constituída por uma banda rica em carbonatos, com quartzo subordinado e presença comum de sulfetos (pirrotita, calcopirita e pirita) de granulação grossa. Ocorre carbonato primário, de granulação fina e com inclusões de matéria carbonosa que lhe dá um aspecto sujo e carbonato hidrotermal, de granulação mais grossa e sem presença de matéria carbonosa. Nessa banda os minerais (sulfetos e carbonatos) estão orientados.

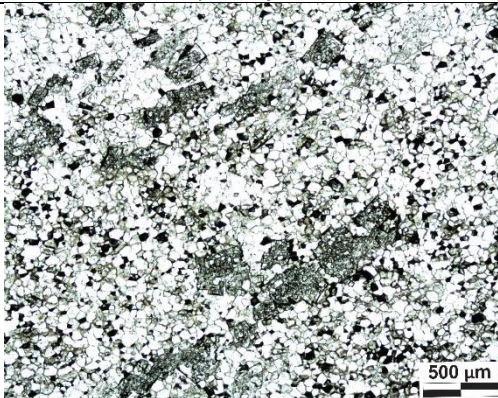
Fotomicrografias



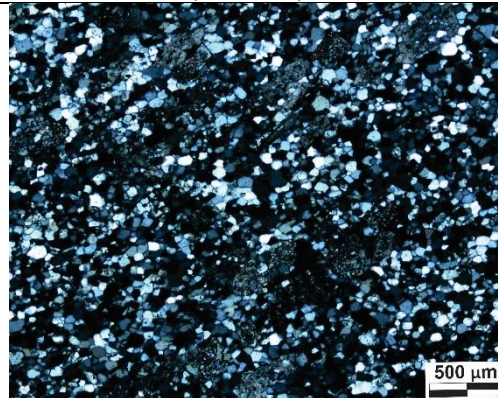
Nível carbonático com presença de sulfetos (LT/ND e NC)



Cristais de pirrotita e pirita (LR/NP)



Nível quartzoso com cristais mais grossos de carbonato (LT/NC)



Cristais de carbonato grossos em camada rica em quartzo (LT/NC)

Depósito Lamego - Amostra LAM08 - Furo CARBUD0269



Rocha: Quartzo wacke (Sericita-quartzo xisto)

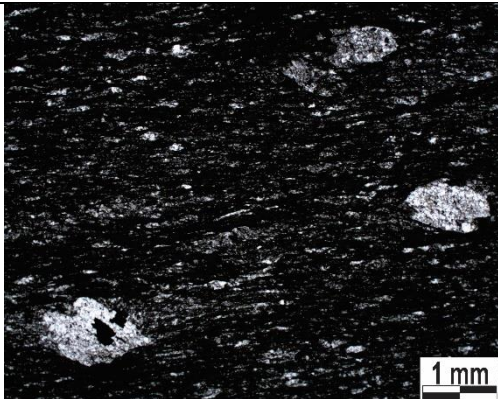
Composição:

- Quartzo (50%)
- Sericita (25%)
- Carbonato (20%)
- Pirita (3%)
- Arsenopirita (1%)
- Magnetita (1%)

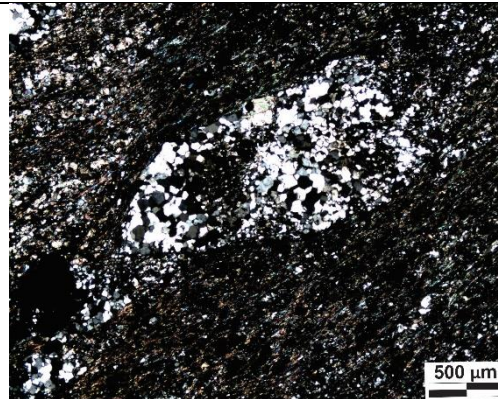
Descrição

Rocha sedimentar com textura granolepidoblástica, matriz fina composta de quartzo e sericita e com porfiroclastos de quartzo de até 2mm. A sericita da matriz está orientada marcando uma foliação milonítica. O quartzo dos porfiroclastos está todo recristalizado devido à deformação. A rocha sofreu forte alteração hidrotermal, evidenciada pela presença de veios quartzo-carbonáticos e pela forte sulfetação e carbonatação. Possui alguns porfiroblastos de pirita de até 1mm. Presença de arsenopirita menor e magnetita muito fina dispersa na rocha.

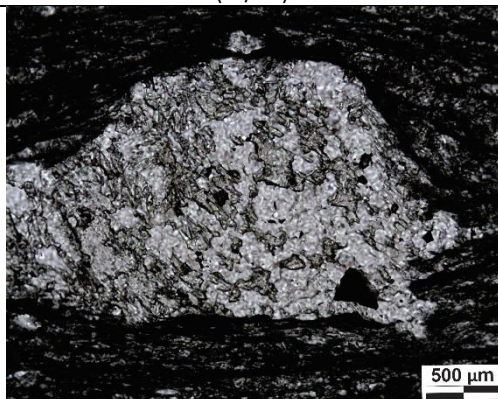
Fotomicrografias



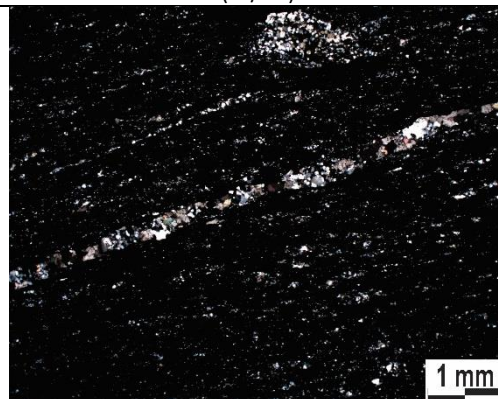
Porfiroclastos de quartzo em matriz quartzo-sericítica (LT/NP)



Porfiroclasto de quartzo fortemente recristalizado (LT/NC)



Porfiroclasto de quartzo com carbonato (LT/NP)



Venução quartzo-carbonática (LT/NC)

Depósito Lamego - Amostra LAM11 – Furo QMDBUD0030A



Rocha: Rocha vulcânica metamáfica

Composição:

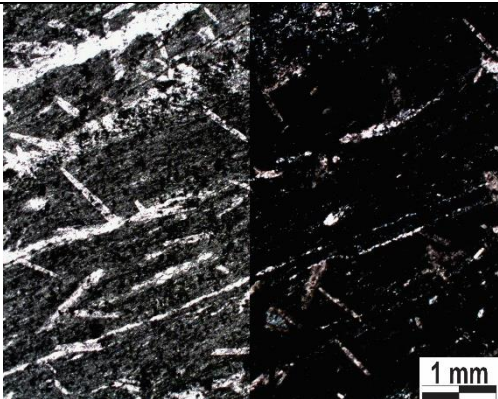
- Clorita (30%)
- Plagioclásio (30%)
- Quartzo (20%)
- Carbonato (15%)
- Sericita (3%)
- Epidoto (2%)
- Pirita e calcopirita (<1%)

Descrição

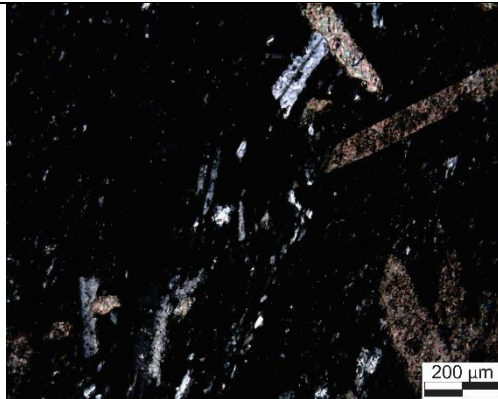
Rocha vulcânica de granulação muito fina com presença de porfiroblastos de carbonato e plagioclásio. A matriz é composta por clorita, plagioclásio. A rocha possui um aspecto sujo proveniente da alteração dos minerais primários, principalmente do plagioclásio. Ocorrem muitos porfiroblastos de carbonato, de até 2mm, não orientados de acordo com a foliação. Eles possuem forma tabular e provavelmente são pseudomorfos de plagioclásio cálcico. Ocorrem alguns porfiroblastos de plagioclásio ainda preservados, menores que os de carbonato. Os porfiroblastos possuem inclusões de sericita e epidoto.

A rocha é cortada por venulações de quartzo e possui sulfetos (pirita, calcopirita) de granulação fina.

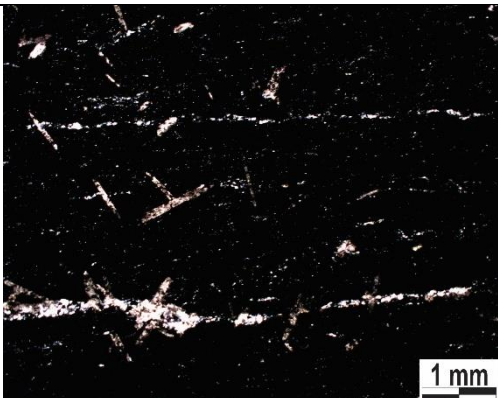
Fotomicrografias



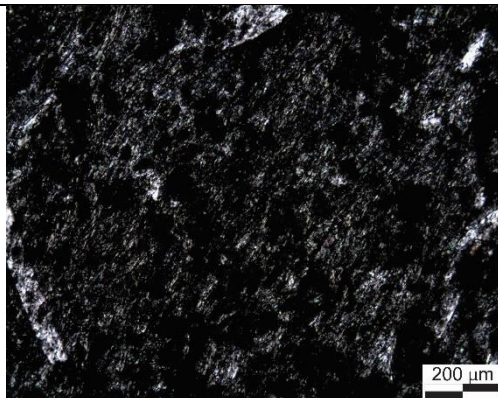
Porfiroblastos de carbonato (LT/NP e NC)



Porfiroblastos de plagioclásio e carbonato (LT/NC)



Venulações de quartzo (LR/NP e LT/NC)



Matriz fina e alterada composta por clorita, plagioclásio e quartzo (LT/NC)

Depósito Lamego - Amostra LAM12 – Furo QMDBUD0030A



Rocha: Rocha vulcânica metamáfica

Composição:

- Plagioclásio (35%)
- Clorita (30%)
- Anfibólio (10%)
- Quartzo (10%)
- Carbonato (10%)
- Epidoto (3%)
- Sericita (2%)
- Arsenopirita e pirita (<1%)

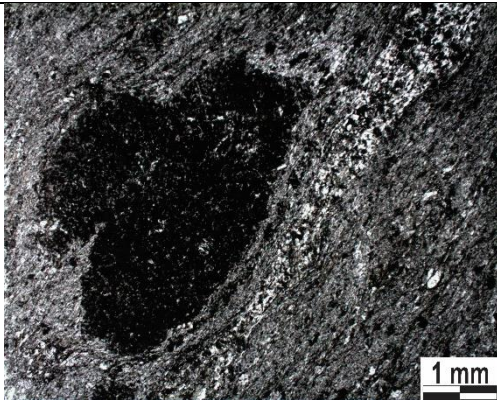
Descrição

Rocha vulcânica de granulação muito fina com presença de porfiroblastos muito alterados. A matriz é composta por clorita, plagioclásio e anfibólio (5 a 10 μm). Alguns cristais de plagioclásios de até 300 μm ainda estão preservados, com inclusões de sericita e epidoto. Também ocorre a substituição parcial do plagioclásio por carbonato.

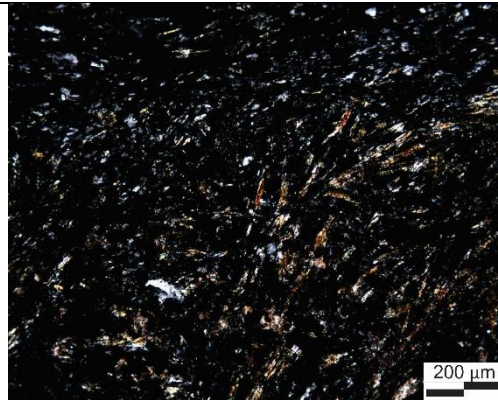
Os porfiroblastos, de até 3mm, são pseudomorfos formados por agregados de feldspato, clorita, epidoto e anfibólio. Estão muito alterados e a substituição foi completa, não sendo possível identificar o mineral primário, que provavelmente era um mineral ferro-magnésiano.

Ocorrem venulações com carbonato na borda e quartzo, epidoto e clorita no centro. Carbonato secundário também ocorre disperso na rocha, com granulação maior que da matriz. Há sulfetação localizada, com arsenopirita e pirita.

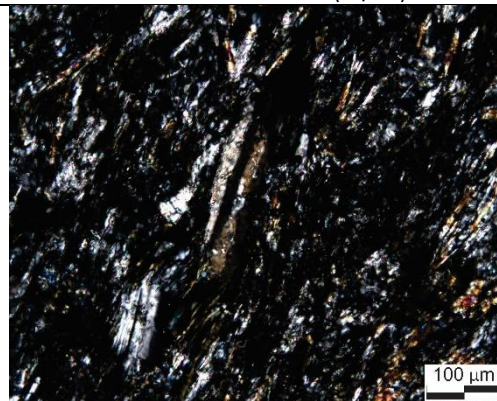
Fotomicrografias



Porfiroblasto alterado composto por agregado de minerais em matriz fina (LT/NP)



Detalhe de um porfiroblasto composto por agregado de minerais (LT/NC)



Detalhe de cristais de plagioclásio na matriz (LR/NC)



Sulfetos (arsenopirita e pirita) associados a carbonatos secundários (LR/NP)

Depósito Lamego - Amostra LAM13 – Furo QMDBUD0058C



Rocha: FFB rica em carbonato

Composição:

Quartzo (60%)

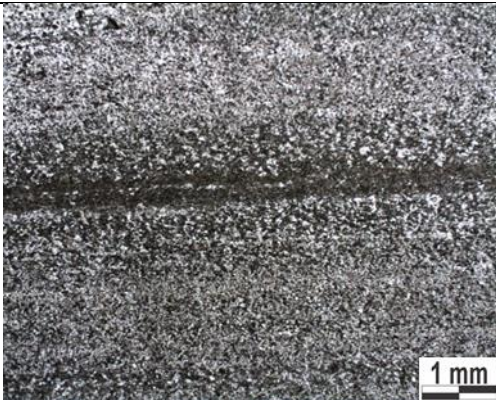
Carbonato (38%)

Pirita e arsenopirita (2%)

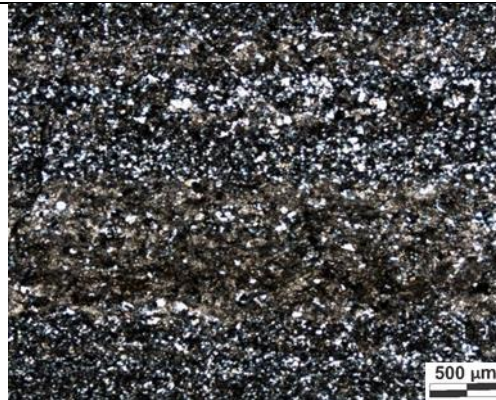
Descrição

Rocha bandada com laminação milimétrica (1 a 3mm) intercalando lâminas ricas em quartzo, com carbonato subordinado, ambos de granulação muito fina e lâminas ricas em carbonato de granulação muito fina a fina, com presença de matéria carbonosa e quartzo subordinado. Pirita e arsenopirita ocorrem associadas principalmente às camadas mais carbonáticas, com granulação fina a média. Presença de algumas venulações de quartzo.

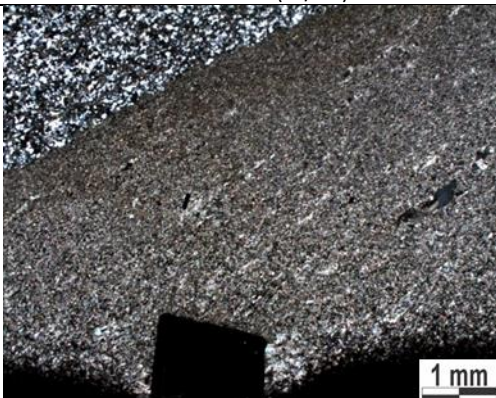
Fotomicrografias



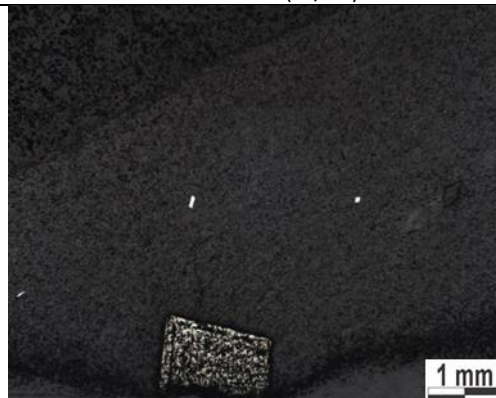
Intercalação de níveis ricos em quartzo e nível carbonático (LT/NP)



Intercalação de níveis ricos em quartzo e níveis carbonáticos (LT/NC)



Sulfetos associados à camada carbonática (LT/NC)



Pirita bem formada e cristais finos de arsenopirita associados à camada carbonática (LR/NP)

Depósito Lamego - Amostra LAM18 – Furo LCRD2592



Rocha: FFB rica em carbonato

Composição:

Quartzo (50%)

Carbonato (25%)

Sericita (15%)

Pirrotita (5%)

Magnetita (4%)

Arsenopirita (1%)

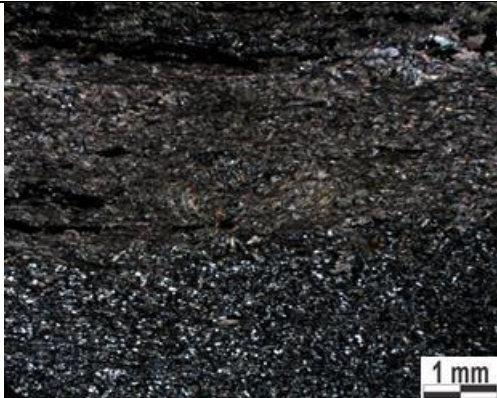
Pirita (<1%)

Descrição

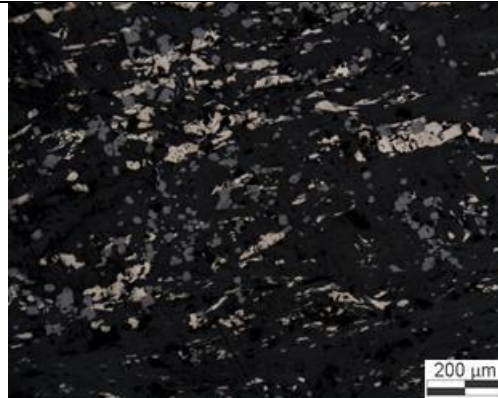
Rocha bandada com laminação milimétrica a centimétrica intercalando níveis de chert e níveis carbonáticos. Os níveis de chert possuem carbonato, sericita e magnetita de granulação fina subordinados. A granulação do quartzo varia de muito fina a fina, com maior presença de veios quartzo-carbonáticos no último caso. Os níveis carbonáticos possuem granulação fina predominante. Sericita, magnetita e sulfetos ocorrem subordinadamente.

Apresenta muitos sulfetos, que se concentram principalmente nas bandas carbonáticas, acompanhando o bandamento. Nas bandas de chert os sulfetos ocorrem dispersos, em menor concentração e frequentemente associados às venulações. A pirrotita é o principal sulfeto no primeiro caso e a arsenopirita no segundo. Magnetita ocorre de duas formas: associada à pirrotita nas bandas carbonáticas, normalmente com granulação fina e substituindo carbonato; ou dispersa nas camadas de chert, com maior granulação.

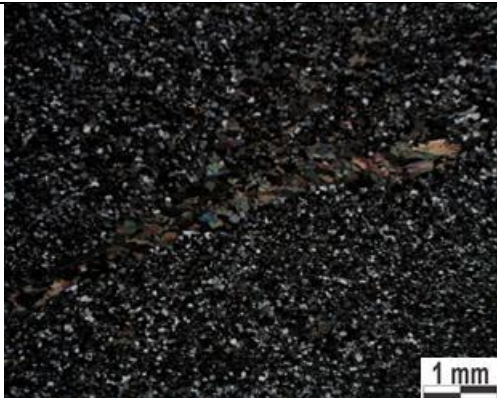
Fotomicrografias



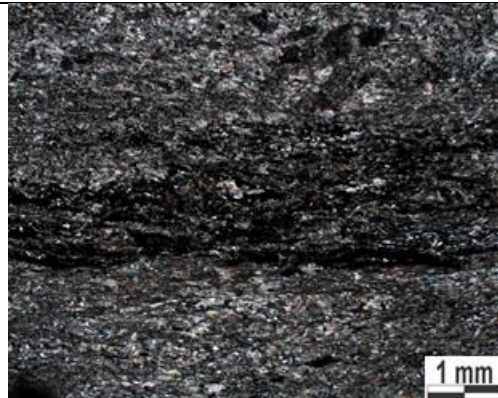
Banda carbonática em contato com banda de chert (LT/NC)



Magnetita associada a pirrotita em nível carbonático (LR/NP)



Veio quartzo-carbonático em nível de chert (LT/NC)



Banda carbonática rica em sulfetos (LT/NC)

Depósito Lamego - Amostra LAM19A – Furo LCRD2555



Rocha: FFB rica em carbonato

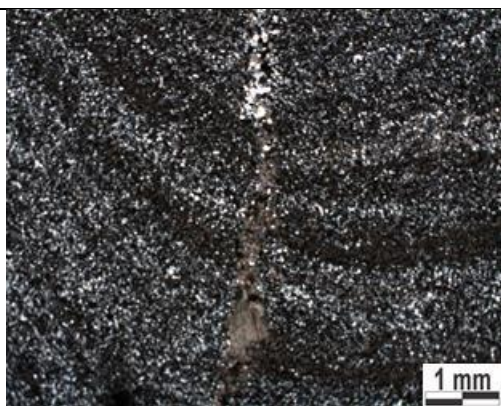
Composição:

- Carbonato (40%)
- Quartzo (39%)
- Magnetita (12%)
- Pirrotita(4%)
- Pirita (2%)
- Clorita (2%)
- Arsenopirita (1%)

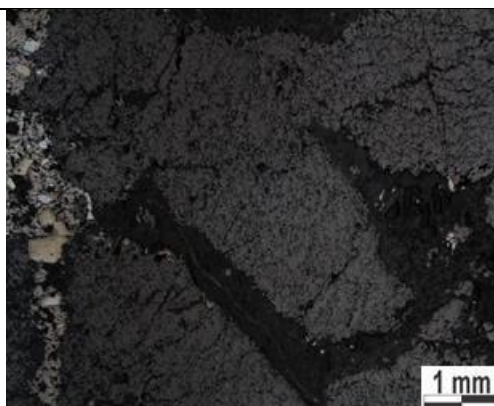
Descrição

Lâmina com uma porção de FFB com bandamento preservado e outra porção onde a FFB teve o bandamento totalmente obliterado devido à alteração hidrotermal. Nas regiões mais preservadas há uma fina laminação (<1mm a 2mm) com camadas compostas principalmente por quartzo e carbonato de granulação muito fina, sendo o bandamento marcado pela mudança na proporção desses minerais. As camadas possuem dobras abertas e falhas preenchidas por veios quartzo-carbonáticos com presença de sulfetos e clorita. Alguns veios possuem carbonatos de granulação grossa. A região muito alterada hidrotermalmente é rica em carbonato e magnetita porosa, ambos de granulação fina a grossa. Pirrotita ocorre nas bordas ou inclusa em magnetita. Essa região faz contato com a rocha menos alterada através de um veio quartzo-carbonático rico em sulfetos (pirrotita, pirita e arsenopirita).

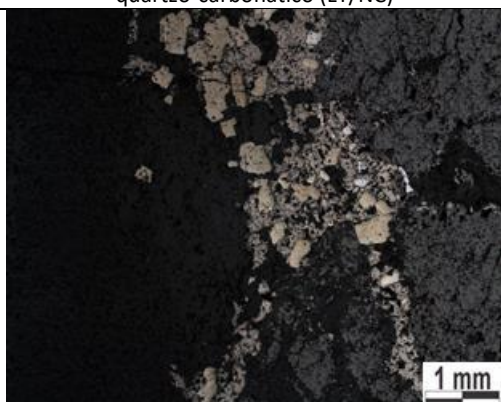
Fotomicrografias



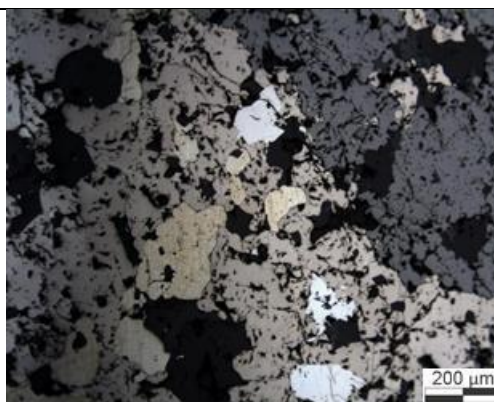
FFB com bandamento dobrado e cortado por veio quartzo-carbonático (LT/NC)



Magnetita grossa e porosa (LR/NP)

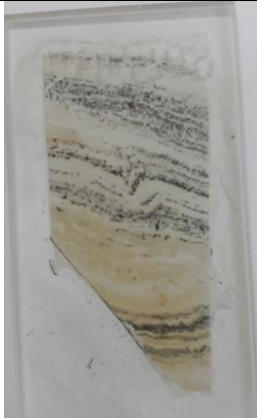


Veio quartzo-carbonático com sulfetos em contato com magnetita grossa (LR/NP)



Relação entre Magnetita, Pirrotita, Pirita e Arsenopirita (LR/NP)

Depósito Lamego - Amostra LAM19B – Furo LCRD2555



Rocha: FFB rica em carbonato e magnetita

Composição:

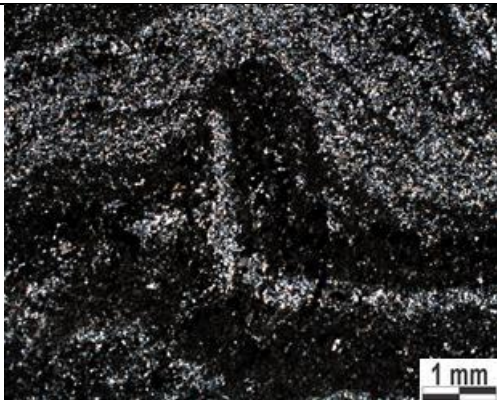
- Carbonato (45%)
- Quartzo (40%)
- Magnetita (15%)
- Pirita e Pirrotita (<1%)

Descrição

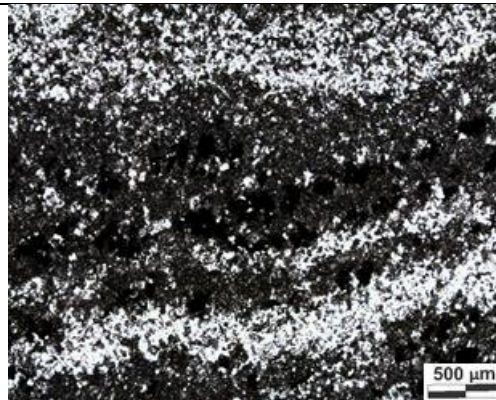
Rocha bandada com fina laminação (<1mm a 2mm) composta principalmente por quartzo e carbonato de granulação muito fina, sendo o bandamento marcado pela mudança na proporção desses minerais.

A rocha foi deformada, com camadas dobradas e rompidas; e alterada hidrotermalmente, com presença de veios quartzo-carbonáticos, cristais de carbonato e de magnetita de granulação maior que da matriz da rocha. A magnetita concentra-se preferencialmente nas camadas carbonáticas e próximo a dobras e veios, indícios de que foi de alguma forma afetada pela alteração hidrotermal. É anédrica, fina (até 0,3mm), com inclusões de quartzo e carbonato e localmente é afetada por processo de oxidação, principalmente nas bordas. Raras piritas e pirrotitas de até 0,4mm ocorrem próximo às magnetitas.

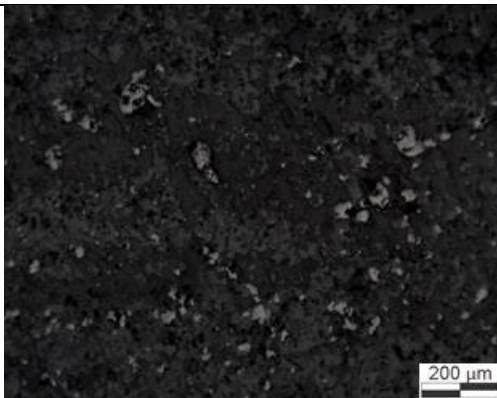
Fotomicrografias



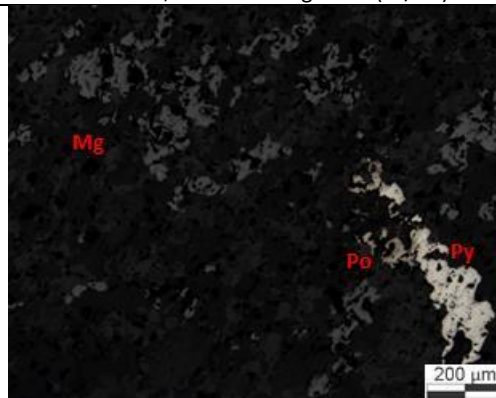
Camadas de chert e carbonato dobradas (LT/NP)



Intercalação entre camadas ricas em quartzo e carbonato, essa com magnetita (LT/NP)



Detalhe de magnetitas muito finas em camada carbonática (LR/NP)



Raros sulfetos associados à magnetita (LR/NP)

Depósito Lamego - Amostra LAM20A - Furo LAVD1360



Rocha: FFB rica em carbonato

Composição:

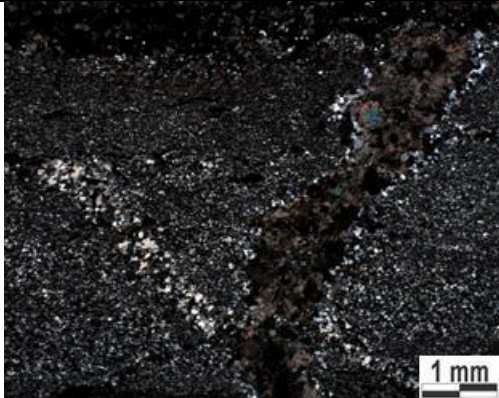
Quartzo (50%)
Carbonato (22%)
Sericita (15%)
Pirita (8%)
Magnetita (4%)
Epidoto (1%)
Arsenopirita (<1%)
Calcopirita (<1%)
Feldspato (<1%)

Descrição

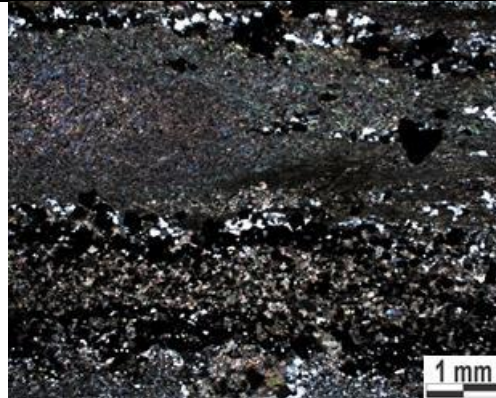
Rocha bandada com laminação milimétrica intercalando níveis de chert, níveis carbonáticos e um nível sericítico. As bandas de chert possuem quartzo com granulação muito fina a fina e subordinadamente sericita, magnetita, sulfeto e carbonato. Possui finos veios de quartzo ou quartzo-carbonáticos paralelos ou cortando o bandamento, com presença de sulfetos e magnetita. Os níveis carbonáticos tem granulação fina, possuem sulfetos, magnetita, epidoto e feldspato subordinados. Um nível é rico em agregados de sericita, com quartzo, carbonato e sulfeto subordinados.

A rocha apresenta forte sulfetação, que ocorre acompanhando o bandamento, principalmente nas porções mais ricas em carbonato. O principal sulfeto é a pirita, com granulação fina a grossa. Cristais de arsenopirita e calcopirita são raros. Magnetita, de granulação muito fina a fina, ocorre principalmente associada à pirita.

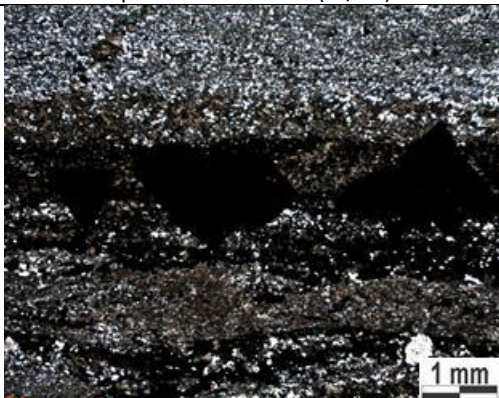
Fotomicrografias



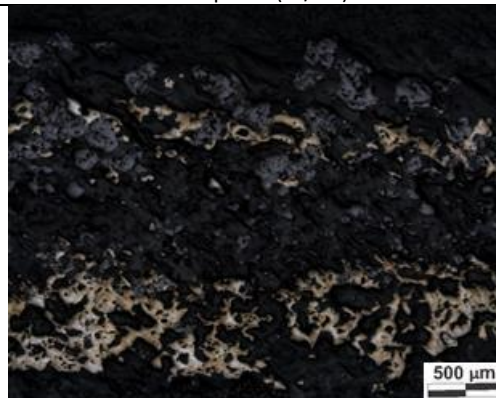
Nível de chert cortado por veio de quartzo e veio quartzo-carbonático (LT/NC)



Nível sericítico em contato com nível carbonático rico em opacos (LT/NC)



Nível de Chert em contato com nível carbonático rico em pirita (LT/NC)



Associação de magnetita com pirita em nível carbonático (LR/NC)

Depósito Lamego - Amostra LAM20B – Furo LAVD1360



Rocha: FFB rica em carbonato

Composição:

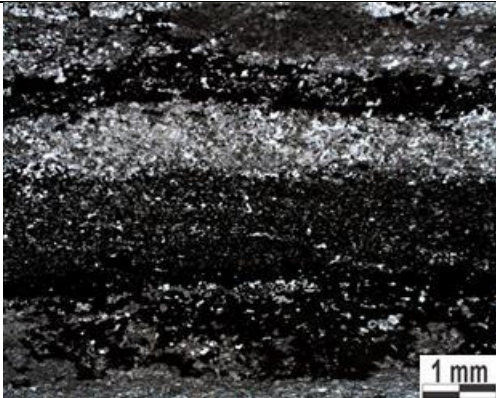
- Quartzo (43%)
- Sericita (30%)
- Carbonato (15%)
- Pirrotita (7%)
- Magnetita (5%)
- Pirita (<1%)

Descrição

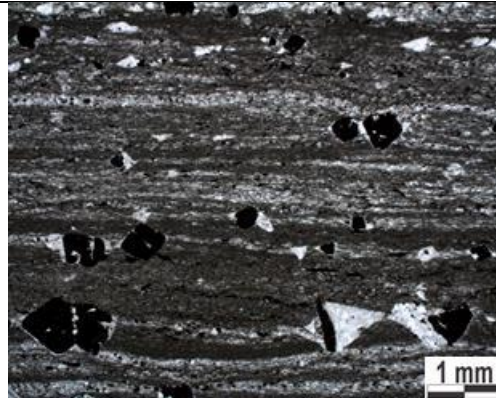
Rocha bandada com laminação milimétrica intercalando níveis de chert, carbonáticos e sericíticos. As bandas de chert possuem quartzo com granulação muito fina, finos cristais orientados de sericita, carbonato, pirrotita e magnetita como minerais subordinados. Os níveis sericíticos são formados por finos agregados de sericita, com quartzo, carbonato, pirrotita e magnetita subordinados. Os níveis carbonáticos possuem granulação fina e são os mais enriquecidos em sulfetos e magnetita.

A pirrotita é o principal sulfeto e pirita ocorre localmente. Pirrotita e magnetita ocorrem principalmente em camada rica em carbonato, que regista o tamponamento do fluido: o nível predominantemente carbonático passa para um rico em magnetita que transiciona para um nível rico em pirrotita. A pirrotita é anédrica, fina a média. A magnetita é subédrica e fina. Em outras camadas pirrotita e magnetita ocorrem disseminadas, a pirrotita com granulação muito fina e a magnetita com granulação média e com inclusões de pirrotita.

Fotomicrografias



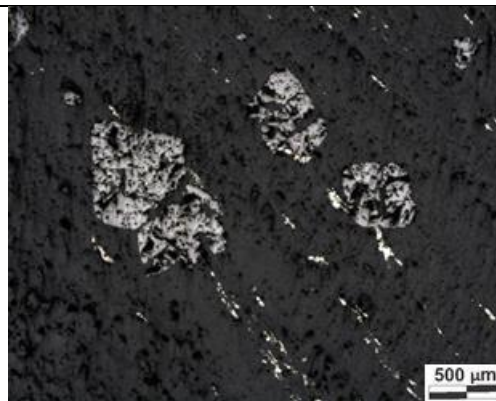
Nível carbonático rico em pirrotita e magnetita (LT/NP)



Nível sericítico rico em magnetita (LT/NP)



Transição de nível rico em magnetita para nível rico em pirrotita (LR/NP)



Relação entre magnetita e pirrotita em nível sericítico (LR/NP)

Depósito Lamego - Amostra LAM21 – Furo CBPBUD0024



Rocha: FFB rica em magnetita e sulfeto

Composição:

Quartzo (50%)

Magnetita (23%)

Pirita (7%)

Arsenopirita (10%)

Sericita (8%)

Fe-stilpnomelano (2%)

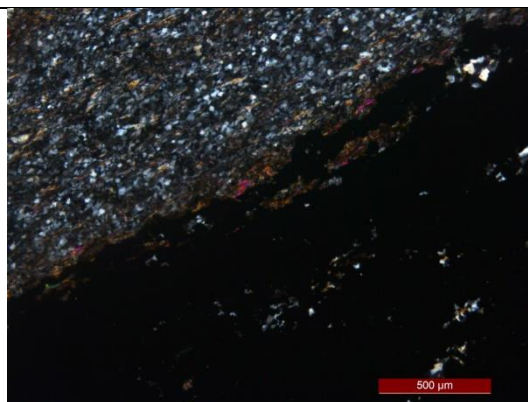
Descrição

FFB apresentando bandamento irregular milimétrico a centimétrico intercalando camadas:
 - Quartzosas, compostas por metachert de granulação muito fina, com magnetita e sericita subordinados, também finos. São geralmente níveis mais grossos
 -Nível rico em magnetita e sulfeto: a magnetita ocorre como agregado de finos cristais ou como cristais únicos, subédrica a anédrica, de até 100µm. Os sulfetos associados são pirita subédrica a euédrica (<200µm) e arsenopirita subédrica a euédrica (<200µm). Quartzo, stilpnomelano e sericita ocorrem subordinadamente. Ocorrem lâminas ricas em magnetita, ricas em sulfetos e lâminas ricas em ambos. O contato do nível rico em opacos com o nível quartzoso é marcado por grande concentração de sericita, em finas agulhas orientadas.

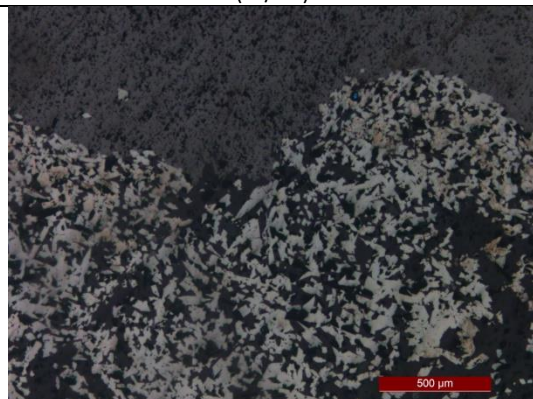
Fotomicrografias



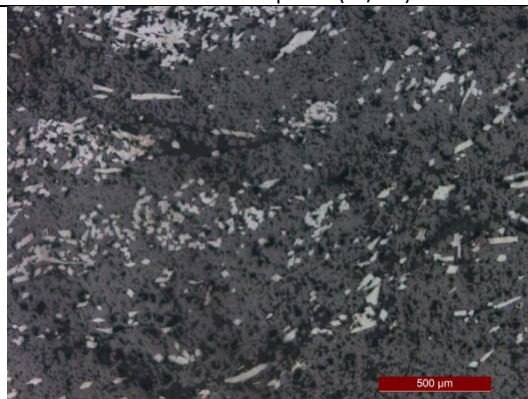
Nível de chert com sericita e magnetita subordinados (LT/NC)



Contato rico em sericita separando nível de chert e nível rico em opacos (LT/NC)



Contato entre nível rico em magnetita e nível rico em arsenopirita (LR/NP)



Nível rico em agregado de magnetita associado com cristais de arsenopirita (LR/NP)

Depósito Raposos, Corpo Espírito Santo - Amostra ES03 – Furo FEP02



Rocha: Metachert rica em magnetita

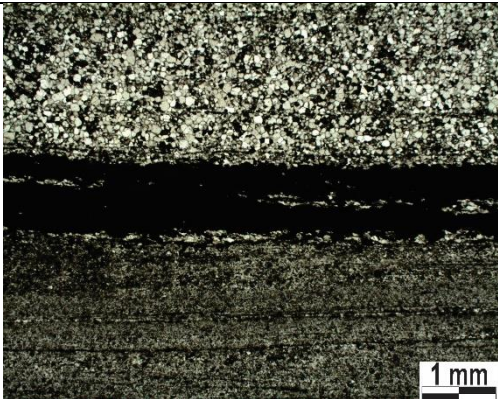
Composição:

- Quartzo (85%)
- Magnetita (10%)
- Goetita (5%)

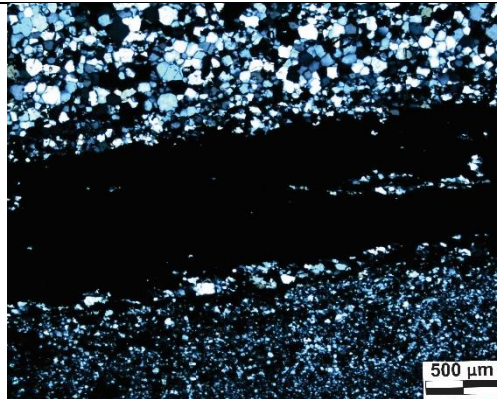
Descrição

Metachert com presença de finas camadas ferruginosas de até 1mm. A rocha apresenta-se intemperizada e a magnetita está em boa parte alterada para goetita. O quartzo é subédrico e apresenta contato poligonal. Embora a granulação do chert seja muito fina, existem bandas com granulações diferentes, separadas por uma banda rica em magnetita. Sem presença de veios ou sulfetação. A rocha não está hidrotermalizada mas passou por forte intemperismo, resultando na alteração da magnetita.

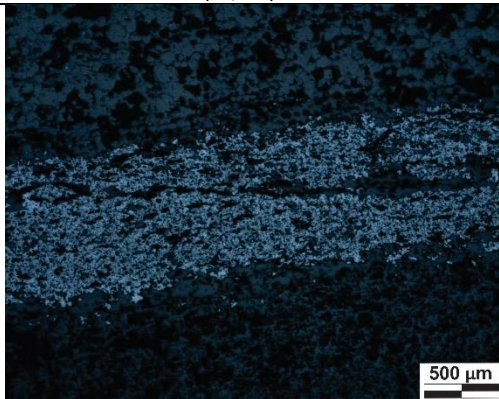
Fotomicrografias



Intercalação entre camadas quartzosas e ferruginosas (LT/NP)



Diferença de granulação do quartzo em diferentes camadas (LT/NC)



Nível ferruginoso (LR/NP)

Depósito Raposos, Corpo Espírito Santo - Amostra ES04 – Furo FEP02



Rocha: FFB rica em magnetita

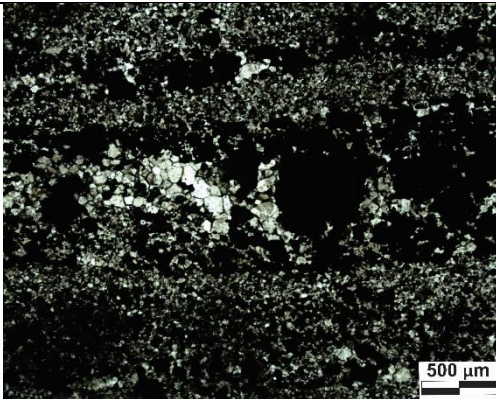
Composição:

- Quartzo (75%)
- Magnetita (10%)
- Hidróxido de Ferro (14%)
- Pirita (1%)

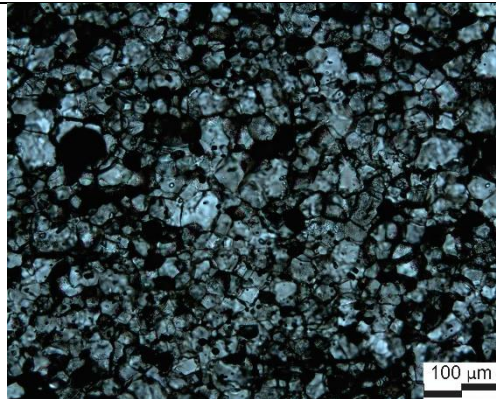
Descrição

Amostra intemperizada de FFB rica em magnetita intercalando camadas grossas de chert (de 2 a 8mm) e camadas finas ferruginosas (< 2mm). O quartzo das camadas de chert é subédrico e apresenta contato poligonal. Embora a granulação do chert seja muito fina, existem bandas com granulações diferentes. O quartzo que acompanha a magnetita nas camadas ferruginosas possui granulação maior que das camadas essencialmente quartzosas. Presença esparsa de pirita associada à magnetita.

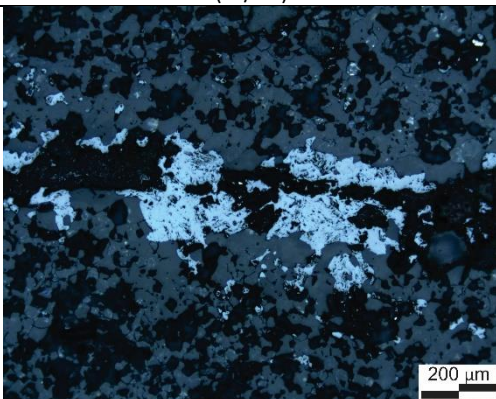
Fotomicrografias



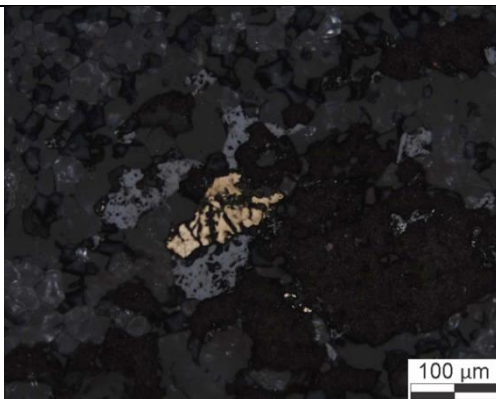
Intercalação entre camadas quartzosas e ferruginosas (LT/NP)



Detalhe camada de metachert (LT/PC)



Magnetita sofrendo alteração (LR/NP)



Relação entre magnetita e pirita (LR/NP)

Depósito Raposos - Amostra RAP06 – Amostra Open Pit



Rocha: FFB rica em magnetita

Composição:

Quartzo (60%)

Magnetita (35%)

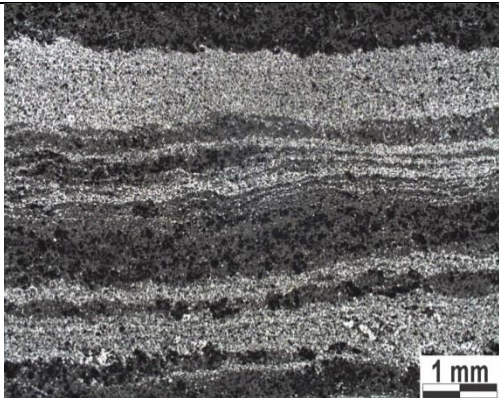
Carbonato (5%)

Pirrotita (<1%)

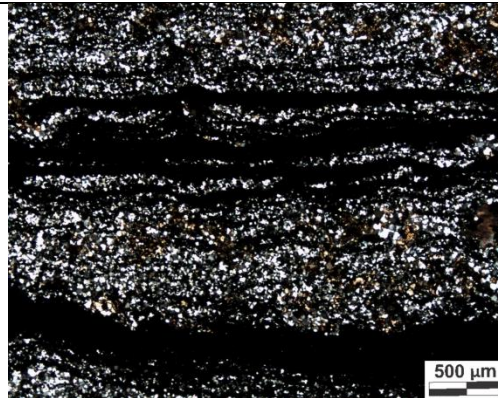
Descrição

Rocha bandada com laminação milimétrica (1 a 2mm) intercalando camadas ricas em magnetita e camadas ricas em quartzo, com magnetita subordinada, dispersa ou formando finos níveis. A granulação da rocha, no geral, é muito fina, apresentando localmente magnetitas mais grossas. Em algumas camadas ricas em quartzo ocorrem carbonatos dispersos, de granulação média. A magnetita encontra-se parcialmente oxidada frequentemente. Muito localmente ocorre pirrotita de granulação grossa associada à magnetita.

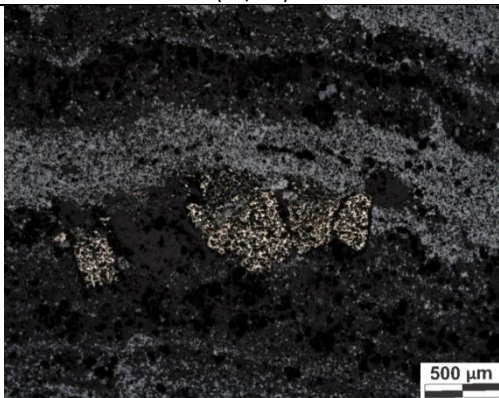
Fotomicrografias



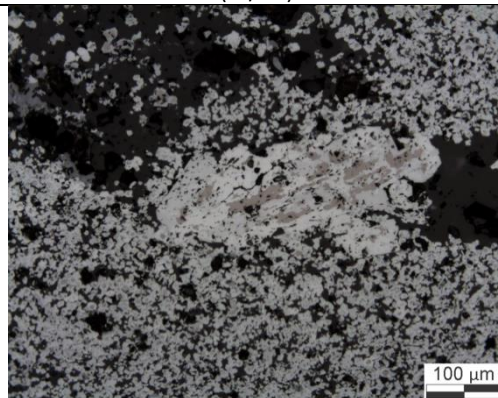
Intercalação de bandas ricas em magnetita e quartzo (LR/NP)




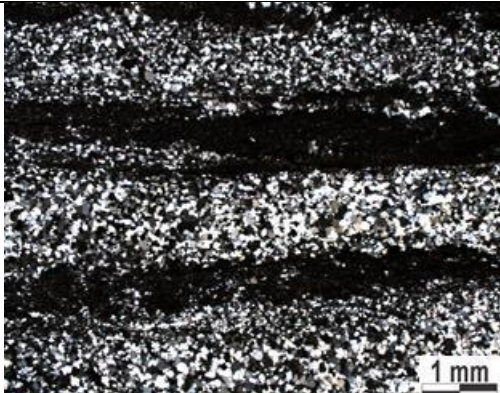
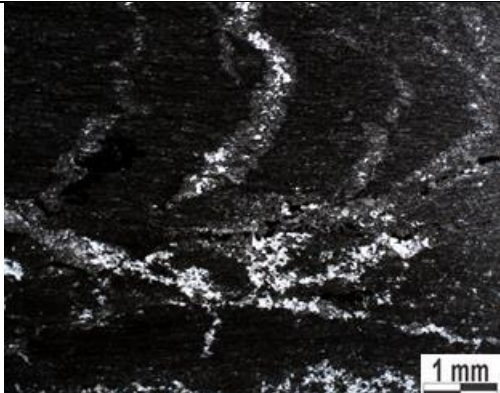
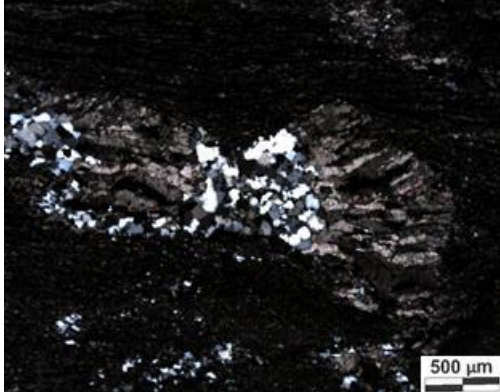
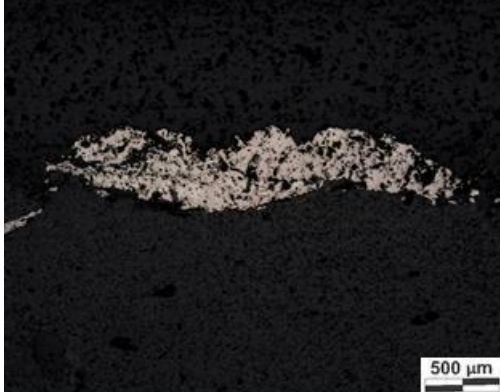
Intercalação de bandas ricas em magnetita e quartzo (LT/NC)



Pirrotita assicada a magnetita (LT/NP)



Magnetita mais grossa em contato com magnetitas muito finas (LT/NP)

Depósito Roça Grande - Amostra RG01 – Afloramento subterrâneo	
	<p>Rocha: FFB rica em carbonato</p> <p>Composição:</p> <p>Quartzo (50%)</p> <p>Carbonato (48%)</p> <p>Matéria carbonosa (1%)</p> <p>Pirrotita (1%)</p> <p>Pirita e Arsenopirita (<1%)</p>
Descrição	
<p>Rocha com bandamento milimétrico (<1 a 8mm) intercalando níveis ricos em carbonato e níveis ricos em quartzo. Possui majoritariamente granulação muito fina em ambos os níveis, mas apresenta venulações quartzo-carbonáticas onde a granulação desses minerais é maior. Sulfetos ocorrem dispersos na rocha e em pequena concentração, principalmente associados às camadas carbonáticas. Pirrotita é o sulfeto mais comum e possui granulação fina a grossa. Pirita e arsenopirita são raros e possuem granulação predominantemente muito fina. Finos níveis de matéria carbonosa ocorrem nas camadas carbonáticas.</p>	
Fotomicrografias	
 <p>1 mm</p>	 <p>1 mm</p>
<p>Intercalação de camadas carbonáticas e de quartzo (LT/NC)</p>	<p>Veios quartzo-carbonáticos com algum sulfeto associado cortando camada carbonática (LT/NC)</p>
 <p>500 µm</p>	 <p>500 µm</p>
<p>Veio quartzo-carbonático (LT/NC)</p>	<p>Detalhe de pirrotita associada a veio (LTR/NP)</p>

Depósito Roça Grande - Amostra RG02 – Afloramento subterrâneo



Rocha: Metachert rico em carbonato

Composição:

Quartzo (66%)

Carbonato (30%)

Cloritóide (2%)

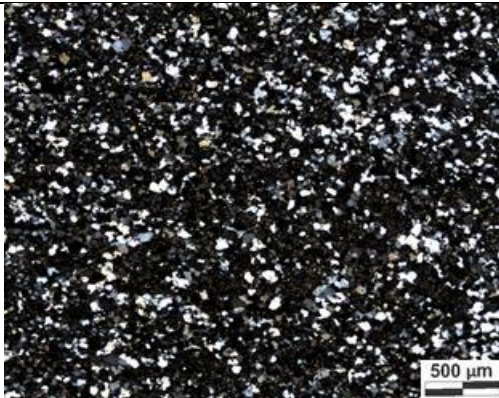
Pirrotita (2%)

Arsenopirita (<1%)

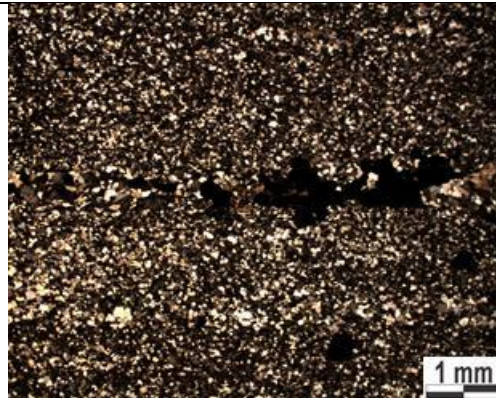
Descrição

Rocha composta por uma única camada de chert rico em carbonato, quartzo e carbonato de granulação muito fina e com contato poligonal. Possui porções com granulação um pouco mais grossa, com veios de quartzo e quartzo-carbonático acompanhados de sulfeto (pirrotita, principalmente, e arsenopirita) e cloritóide.

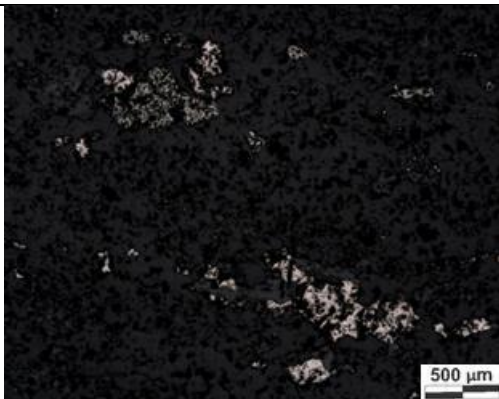
Fotomicrografias



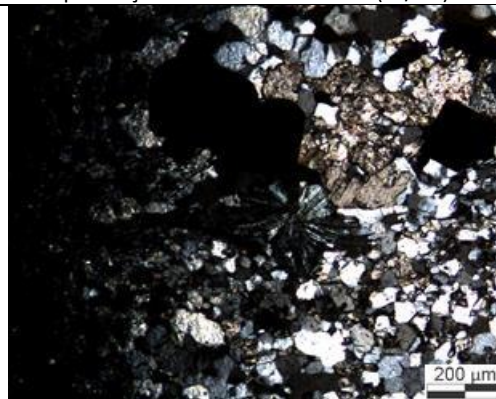
Detalhe da camada de chert rica em carbonato (LT/NC)



Veio com quartzo e carbonato de granulação maior e presença de sulfeto e cloritóide (LT/NC)



Detalhe de pirrotita (LR/NP)



Cloritóide associado à sulfeto em veio quartzo-carbonático (LT/NC)

Depósito Roça Grande - Amostra RG03 – Afloramento subterrâneo



Rocha: FFB rica em carbonato

Composição:

Quartzo (55%)

Carbonato (40%)

Clorita (3%)

Pirrotita (1%)

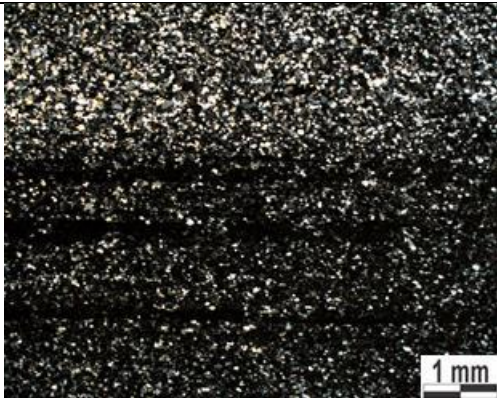
Matéria Carbonosa (1%)

Pirita e Arsenopirita (<1%)

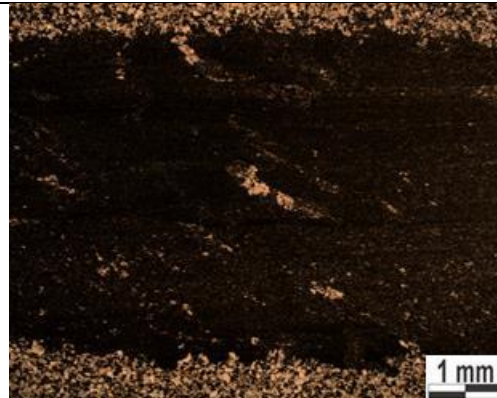
Descrição

Rocha com bandamento milimétrico a centimétrico intercalando lâminas de *chert*, ricas em quartzo e com carbonato e finas palhetas de clorita e lâminas de carbonato, com pouco quartzo, clorita e matéria carbonosa subordinados. Todos os minerais primários possuem granulação muito fina. Há presença de venulações de quartzo ou quartzo-carbonáticas onde os mesmos minerais apresentam maior granulação (fina a média). Sulfetos, em pequena concentração, são associados às camadas carbonáticas e apresentam granulação fina a média. O principal sulfeto é a pirrotita; pirita e arsenopirita aparecem raramente.

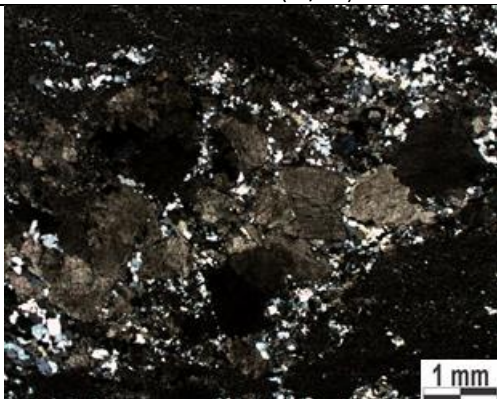
Fotomicrografias



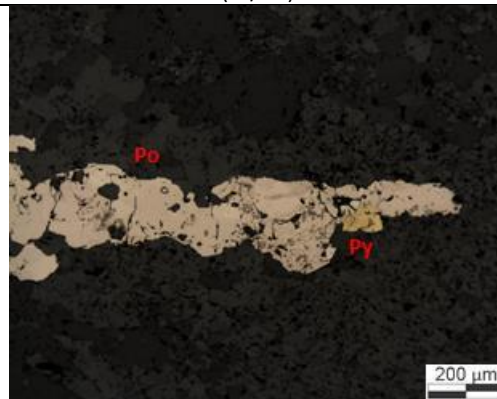
Camada de *chert* intercalada a finas camadas carbonáticas (LT/NC)



Camada carbonática em contato com níveis de *chert* (LT/NP)



Veio quartzo-carbonático (LT/NC)



Pirrotita e pirita associados à camada carbonática (LR/NP)

Depósito Roça Grande - Amostra RG06 – Afloramento subterrâneo



Rocha: FFB rica em carbonato

Composição:

Quartzo (53%)

Carbonato (45%)

Matéria Carbonosa (1%)

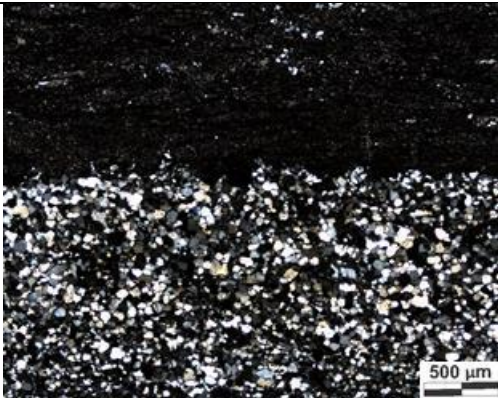
Pirrotita (1%)

Pirita (<1%)

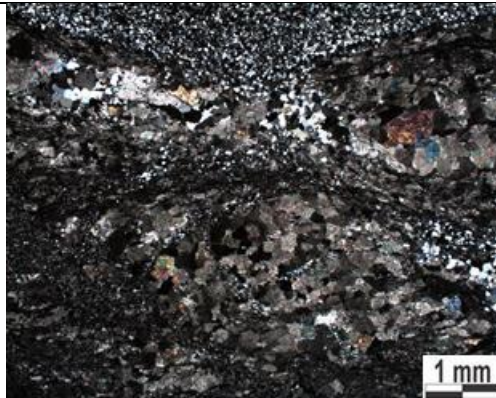
Descrição

Rocha com bandamento milimétrico a centimétrico intercalando níveis ricos em carbonato e níveis ricos em quartzo. Possui regiões mais preservadas, onde a granulação de ambas as camadas é muito fina. A granulação do quartzo e, principalmente, do carbonato aumentam nas regiões menos preservadas, com cristais de carbonato alongados e de até 0,5mm e presença de venulações de quartzo e quartzo-carbonáticas. Pirrotita e pirita ocorrem ocasionalmente dispersas na rocha, de granulação muito fina a fina. Finos níveis de matéria carbonosa são relacionados às camadas mais carbonáticas.

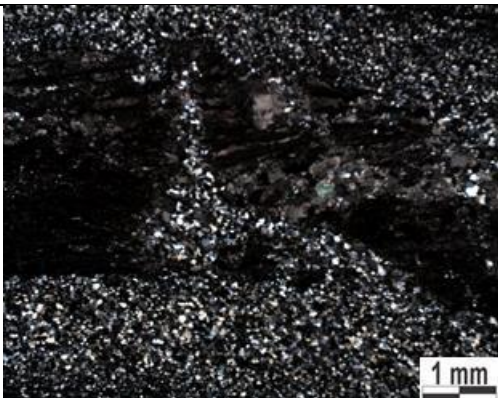
Fotomicrografias



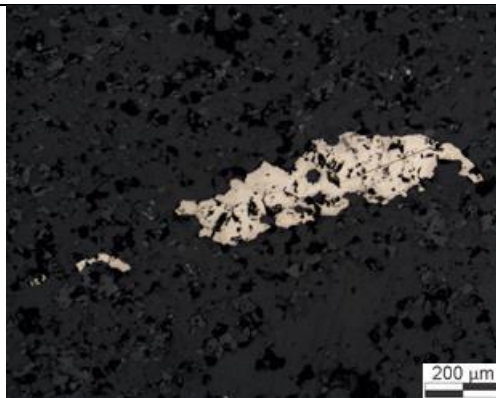
Banda de chert intercalada com banda carbonática em região com bandamento bem preservado (LT/NC)



Camada menos preservada, com carbonato de granulação maior (LT/NC)



Veio de quartzo cortando nível carbonático (LT/NC)



Pirrotita associada à camada carbonática (LR/NP)

Depósito Roça Grande - Amostra RG11 - Furo RGL414



Rocha: Xisto sericítico (Metapelito)

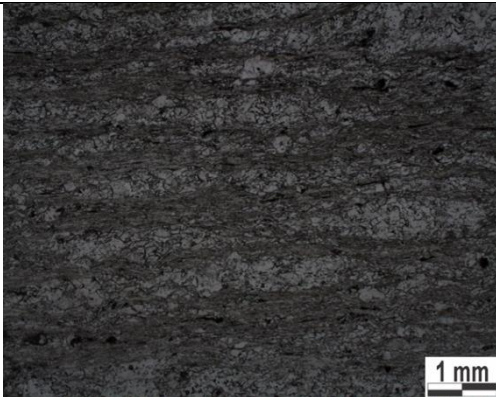
Composição:

- Sericita (50%)
- Quartzo (25%)
- Carbonato (20%)
- Magnetita (3%)
- Clorita (2%)
- Feldspato (<1%)
- Arsenopirita, pirrotita, pirita (<1%)

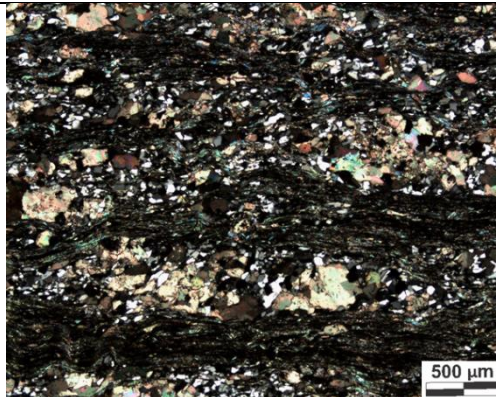
Descrição

Rocha de textura granolepidoblástica, granulação variando de fina a média, composta pela intercalação de camadas ricas em sericita orientada, marcando a foliação, e camadas ricas em quartzo e carbonato, com raros feldspatos. O carbonato possui granulação média e é hidrotermal. A rocha sofreu intensa silicificação e carbonatação. Magnetita de granulação muito fina e sulfetos (arsenopirita, pirrotita, calcopirita) são subordinados.

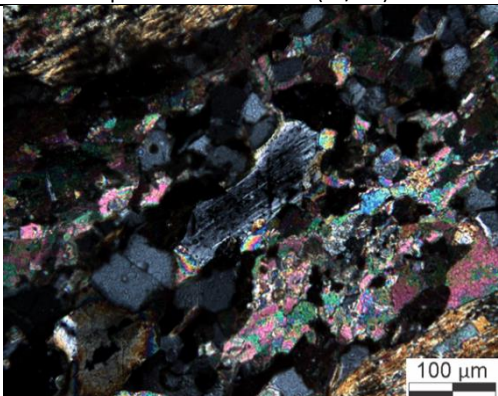
Fotomicrografias



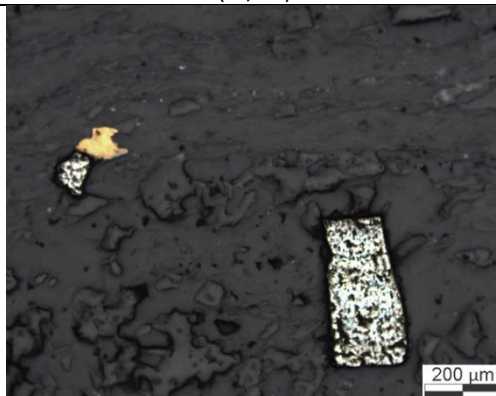
Visão geral da rocha com níveis sericíticos e níveis quartzo-carbonáticos (LT/NP)



Rocha sofreu intensa carbonatação e silicificação (LT/NC)



Feldspato em nível quartzo-carbonático (LT/NC)



Sulfetos dispersos na rocha (LR/NP)

Depósito Roça Grande - Amostra RG16 – Furo RGLX05



Rocha: Rocha metamáfica

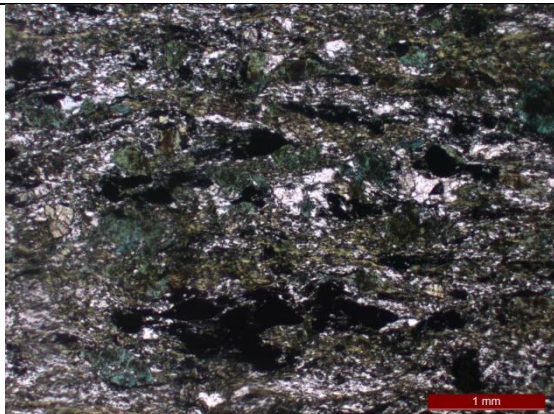
Composição:

Hornblenda 30%
Clorita 25%
Quartzo 15%
Óxido de ferro 10%
Carbonato 5%
Titanita 5%
Plagioclásio 4%
Magnetita 3%
Epidoto 3%

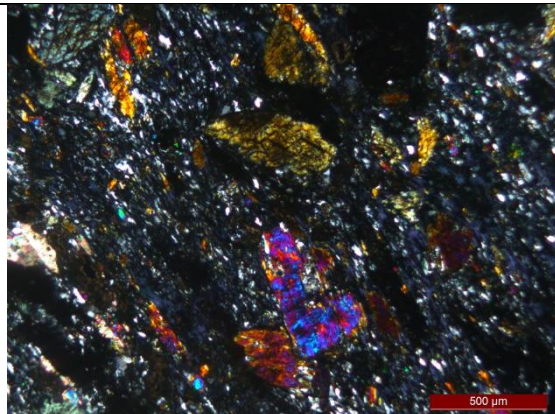
Descrição

Rocha máfica de textura nematoblástica, com cristais maiores de hornblenda (até 1mm) decussadas e matriz de granulação muito fina composta por hornblenda, clorita, quartzo, titanita, plagioclásio, epidoto e carbonato. A hornblenda apresenta forte pleocroísmo de verde amarelado para verde oliva. A clorita possui cor de interferência azul de Berlim, sendo rica em Fe e Mg. Ocorre forte epidotização e os epidotos possuem hábito prismático. A titanita é produto de alteração de um mineral opaco (ilmenita?). Possui muita magnetita em estágio avançado de oxidação. Anfibólio fino e clorita marcam a foliação. A rocha está fortemente silicificada e possui veios quartzo-carbonáticos.

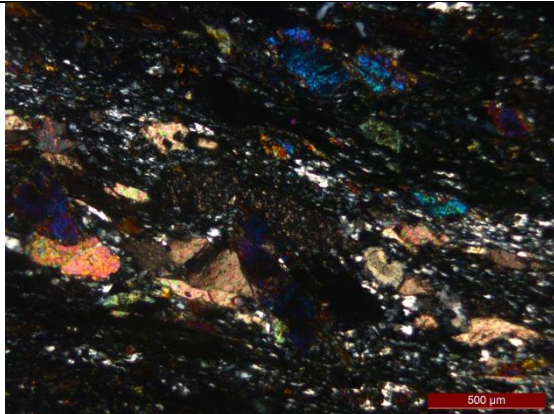
Fotomicrografias



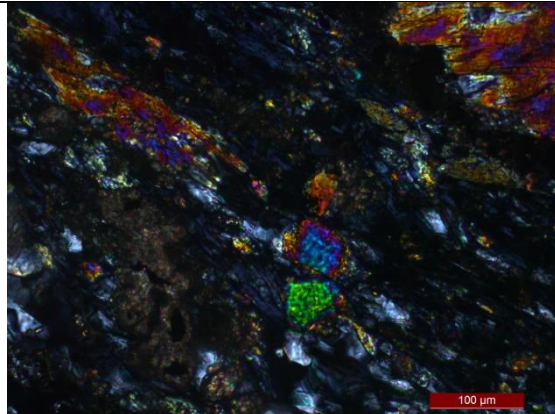
Visão geral da rocha, rica em magnetita (opaco) em avançado grau de oxidação (LT/NP)



Cristais de hornblenda em matriz rica em quartzo e clorita (LT/NC)



Veio quartzo-carbonático (LT/NC)



Detalhe de hornblenda, epidoto e titanita (LT/NC)

Depósito São Bento - Amostra SB01A – Furo SB26



Rocha: FFB rica em magnetita e carbonato

Composição:

- Quartzo (40%)
- Carbonato (30%)
- Magnetita (20%)
- Stilpnomelano (9%)
- Pirrotita (1%)
- Calcopirita (<1%)

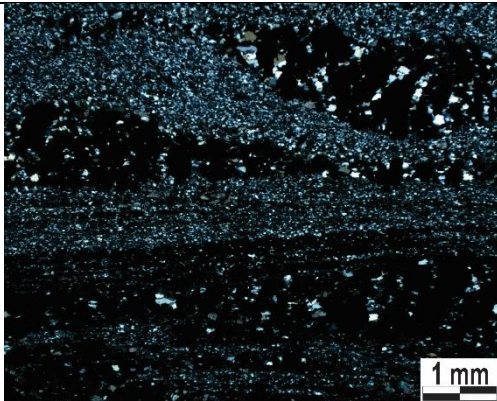
Descrição

Rocha bandada com lâminas de 1 a 5 mm, caracterizada pela alternância de:

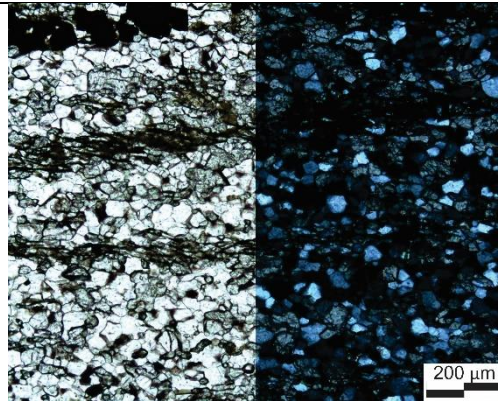
- Níveis óxidos: São ricos em magnetita anédrica e de granulação média a grossa (0.5 a 4 mm) e carbonato, com quartzo (por vezes fitado) e stilpnomelano subordinados.
- Níveis quartzo-carbonáticos: ricos em carbonato e quartzo de granulação variável, de fina a grossa. Stilpnomelano ocorre concentrado em finas lâminas ou disperso em algumas camadas. Magnetita fina ocorre disseminada (20 a 200 µm).

A rocha é cortada por um veio composto principalmente por carbonato e stilpnomelano e com presença de pirrotita. Raros sulfetos (pirrotita e calcopirita) de granulação fina também ocorrem associados às magnetitas maiores.

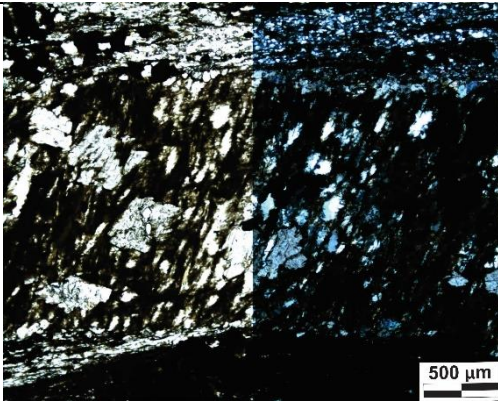
Fotomicrografias



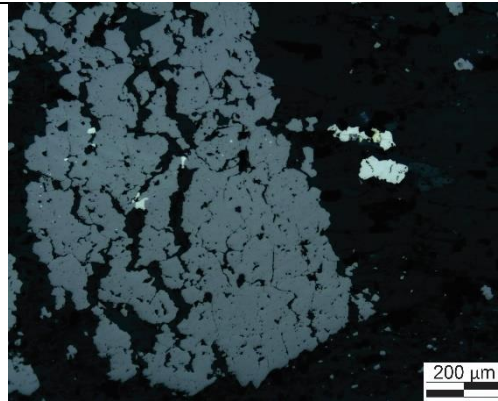
Intercalação entre níveis óxidos e quartzo-carbonáticos (LT/NC)



Finas camadas ricas em stilpnomelano no nível quartzo-carbonático (LT/NP e NC)



Camada com stilpnomelado e carbonato (LT/NC)



Magnetita com inclusões de pirrotita e calcopirita (LR/NP)

Depósito São Bento - Amostra SB01B – Furo SB26



Rocha: FFB rica em magnetita e carbonato

Composição:

- Quartzo (35%)
- Carbonato (30%)
- Magnetita (20%)
- Biotita (14%)
- Pirrotita (1%)
- Calcopirita (<1%)
- Hematita (<1%)

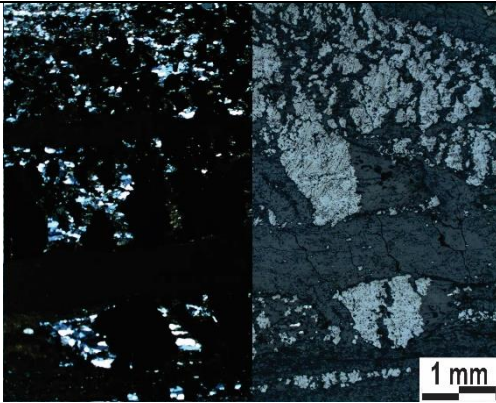
Descrição

Rocha bandada com níveis milimétricos (<1 a 6mm) contínuos alternando:

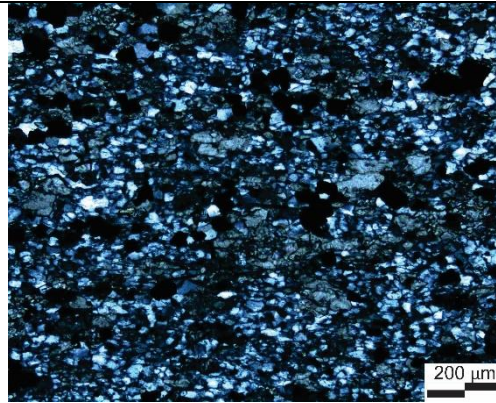
- Níveis Óxidos: são ricos em magnetita anédrica de diferentes tamanhos (100µm a 2mm), sempre acompanhado de biotita bastante alterada, quartzo fitado e carbonato.
- Nível quartzo-carbonático: rica em quartzo e carbonato, com magnetitas menores (10 a 100 µm) disseminadas em todo o nível. Subordinadamente ocorrem muscovita e biotita. Geralmente quartzo e carbonato possuem granulação fina mas em alguns locais é mais grossa devido à recristalização, onde o tamanho da magnetita também aumenta.

A rocha é cortada por veios de quartzo, quartzo-carbonáticos e carbonáticos ricos em biotita e com presença de pirrotita, calcopirita e hematita.

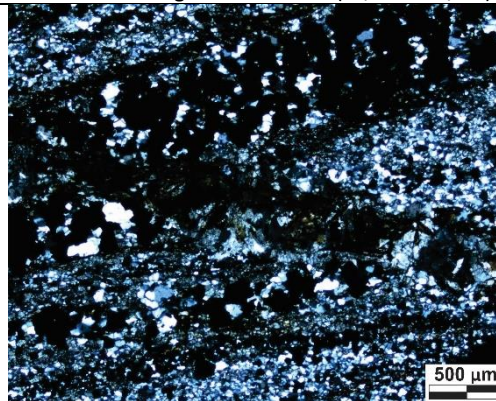
Fotomicrografias



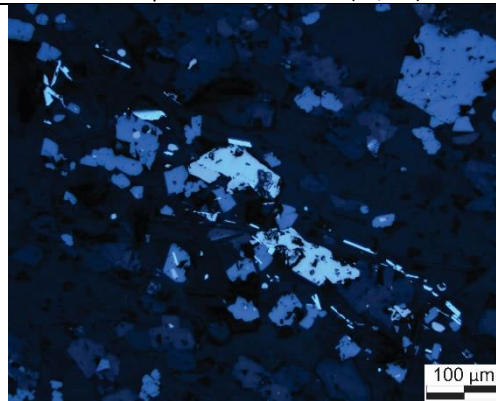
Nível rico em magnetita e biotita (LT/NC e LR/NP)



Nível quartzo-carbonático (LT/NC)



Veio com carbonato e biotita cortando a rocha (LT/NC)



Pirrotita e hematita associadas à magnetita nos veios carbonáticos (LR/NP)

Depósito São Bento - Amostra SB05A – Furo CS2BUD0004



Rocha: FFB rica em magnetita

Composição:

- Quartzo (30%)
- Carbonato (30%)
- Magnetita (25%)
- Clorita (14%)
- Pirrotita (1%)
- Calcopirita (<1%)
- Arsenopirita (<1%)

Descrição

Rocha bandada com níveis milimétricos de <1 a 4mm intercalando:

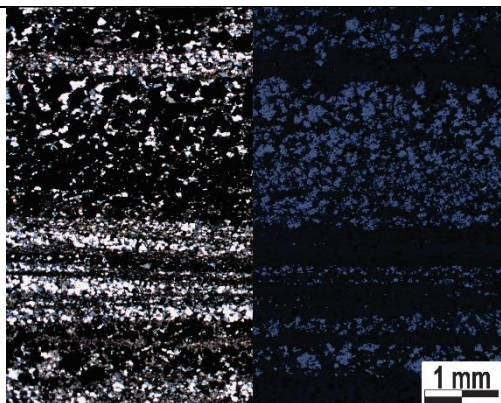
- Níveis óxido: níveis de tamanhos variados (<1mm a 2mm) ricos em magnetita anédrica a subédrica (10 a 200µm). É acompanhado de quartzo e carbonato em proporções variadas. Clorita é um mineral subordinado. Localmente ocorre pirrotita sendo formada a partir da magnetita. Ocorrem alguns veios cortando esse nível, ricos em clorita e com presença de pirrotita.

- Níveis quartzo-carbonáticos: compostos principalmente por quartzo e carbonato de granulação fina em proporções variáveis – as camadas mais ricas em carbonato possuem também grande concentração de clorita. Ocorre magnetita disseminada.

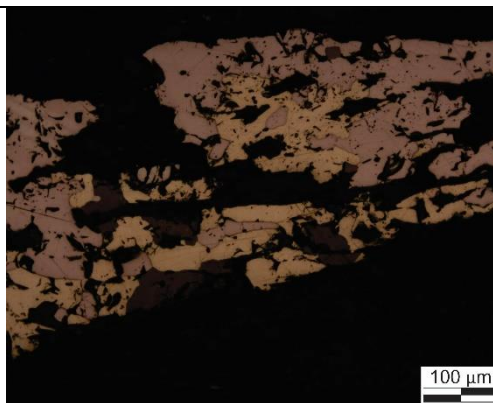
- Nível clorítico: um único nível de 3mm rico em clorita orientada e carbonato, de granulação fina. Presença de muitos veios quartzo-carbonáticos restritos a esse nível, acompanhados de sulfetação: pirrotita e calcopirita. Ocorre magnetita disseminada.

Um veio quartzo carbonático corta a rocha e apresenta grande sulfetação, com cristais de granulação fina a média de Pirrotita, calcopirita e arsenopirita.

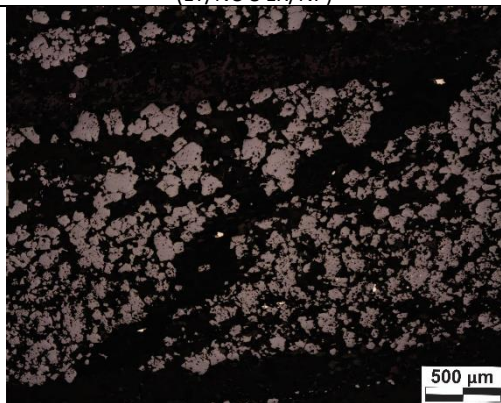
Fotomicrografias



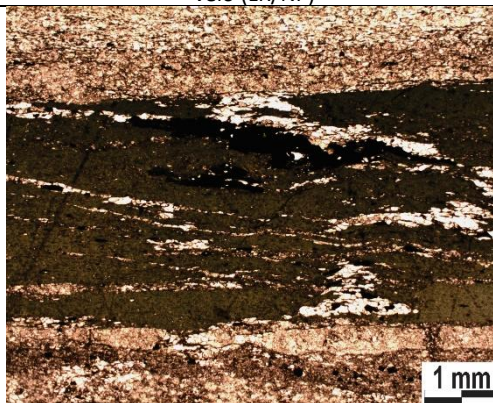
Intercalação dos níveis óxido e quartzo-carbonático (LT/NC e LR/NP)



Pirrotita, calcopirita e magnetita concentrados em veio (LR/NP)

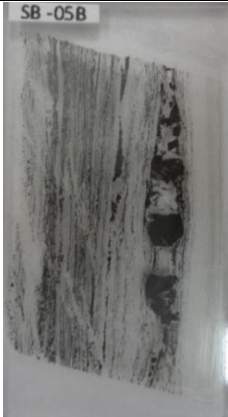


Veio com clorita levemente sulfetado (LR/NP)



Nível clorítico (LT/NP)

Depósito São Bento - Amostra SB05B – Furo CS2BUD0004



Rocha: FFB rica em magnetita

Composição:

- Quartzo (50%)
- Magnetita (20%)
- Carbonato (15%)
- Clorita (15%)
- Pirrotita (<1%)
- Calcopirita (<1%)

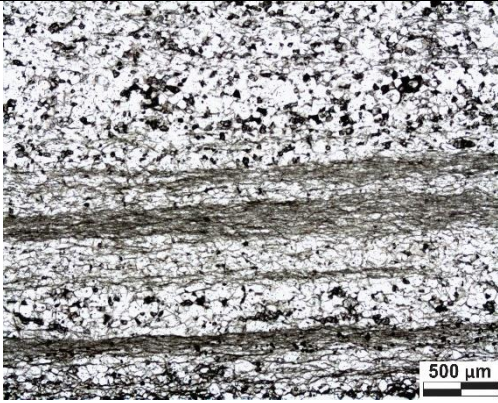
Descrição

Rocha bandada com lâminas relativamente descontínuas (<1mm a 5mm) alternando:

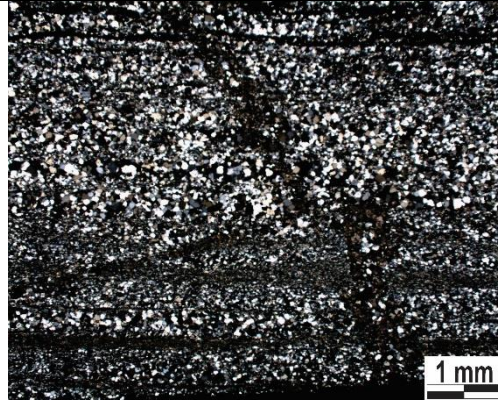
- Níveis quartzosos: quartzo de granulação fina, euédrico a subédrico e com contato poligonal, com presença de magnetita e palhetas de clorita finas disseminadas. Em alguns locais a clorita está orientada, concentrando-se em finas camadas.
- Níveis óxido: São os níveis onde a magnetita se concentra, subédrica a anédrica e com muitas inclusões. O tamanho dos níveis e das magnetitas varia bastante, desde fina a grossa. São acompanhados por carbonato, quartzo e clorita em palhetas ou em agregados.

A rocha é comumente cortada por veios quartzosos, com ou sem presença de clorita, e por veios quartzo-carbonáticos. Sulfetos (pirrotita e calcopirita) ocorrem subordinadamente associados a veios quartzo-carbonáticos ou à agregados de clorita, nesse último caso formados a partir da magnetita.

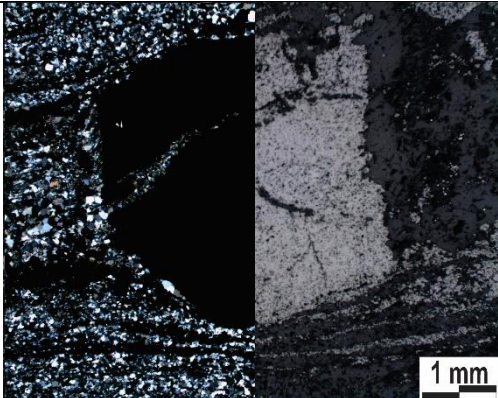
Fotomicrografias



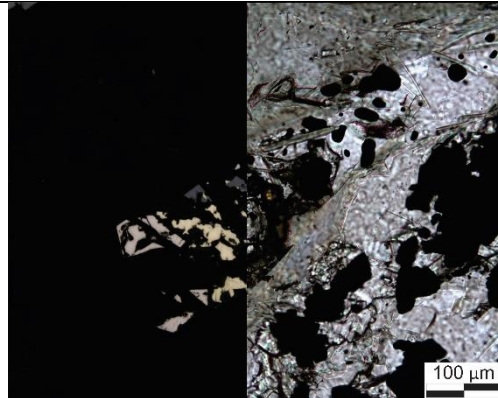
Nível quartzoso com finos níveis ricos em clorita (LT/NP)



Veio quartzo-carbonático cortando a rocha (LT/NC)



Nível óxido com magnetita de granulação grossa (LT/NC e LR/NP)



Calcopirita e pirrotita associados à magnetita e clorita (LT/NP e LR/NP)

Depósito São Bento - Amostra SB08A – Furo CS2BUD0002



Rocha: FFB rica em magnetita

Composição:

- Magnetita (30%)
- Carbonato (30%)
- Cloita (20%)
- Quartzo (14%)
- Sericita (5%)
- Pirrotita (1%)
- Calcopirita (<1%)
- Arsenopirita (<1%)
- Plagioclásio (<1%)

Descrição

Rocha bandada com lâminas contínuas (<1mm a 8mm) alternando:

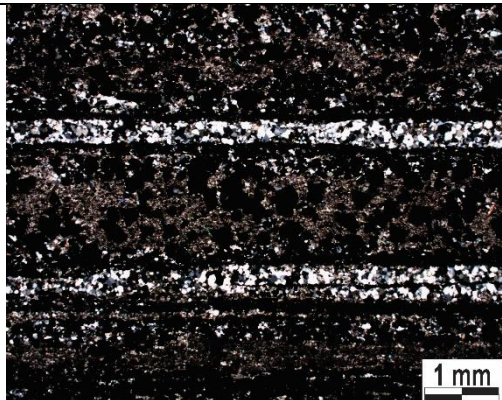
- Níveis óxido: ricos em magnetita de diferentes granulações (5 a 300 µm). Os níveis com magnetitas maiores possuem maior concentração desse mineral do que as com magnetitas finas. As camadas com magnetita fina são ricas em clorita e sericita muito finas e muitas vezes não orientadas. As camadas com magnetita grossa possuem clorita, carbonato de granulação grossa, quartzo e sericita. Localmente há plagioclásio.

- Níveis quartzosos: ocorrem alguns níveis quartzosos com presença de carbonato e magnetita como minerais acessórios.

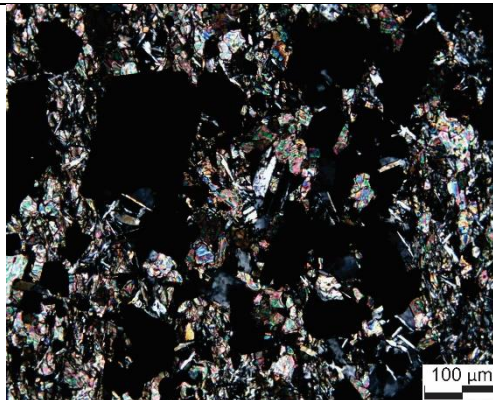
- Níveis cloríticos: embora toda a rocha seja rica em clorita, alguns níveis são compostos basicamente por esse mineral, de granulação fina a média e sem orientação. Quartzo ocorre subordinadamente.

Sulfetos (pirrotita, calcopirita e arsenopirita) ocorrem principalmente associados à camadas muito ricas em sericita ou camadas contendo magnetita grossa. São anédricos, granulação fina a grossa e se formam a partir da magnetita.

Fotomicrografias



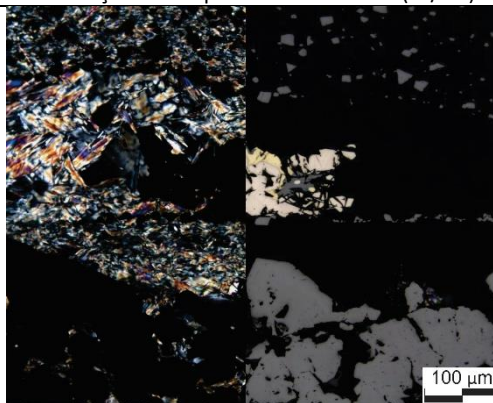
Intercalação entre níveis óxido e quartzosos (LT/NC)



Presença de feldspato em nível óxido (LT/NC)



Intercalação entre níveis ricos em magnetita e sericita (LT/NC)



Sulfetos associados à níveis ricos em sericita (LT/NC e LR/NP)

Depósito São Bento - Amostra SB08B – Furo CS2BUD0002



Rocha: FFB rica em magnetita, carbonato e clorita

Composição:

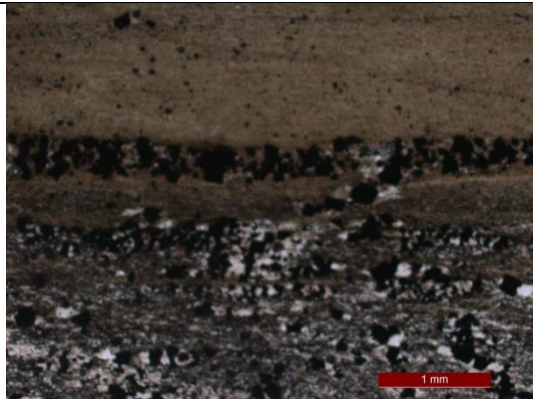
- Quartzo (38%)
- Magnetita (27%)
- Carbonato (25%)
- Clorita (10%)
- Pirrotita (<1%)

Descrição

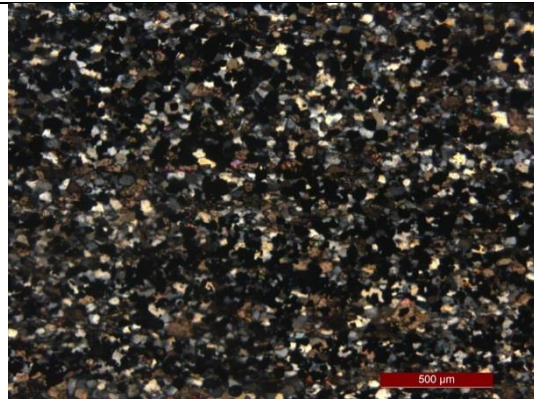
Rocha bandada apresentando lâminas de 1mm a 5mm alternando:

- Níveis quartzosos, de até 5mm, com magnetita e carbonato subordinados, granulação muito fina (10-50 μ m). Magnetita concentra-se em finos níveis.
 - Níveis quartzo-carbonáticos: são finos (até 2mm), com variadas proporções entre quartzo e carbonato, com magnetita de até 2mm. Esses níveis acompanham o bandamento geral da rocha, mas não são primários. O quartzo muitas vezes possui textura em franja, acompanhando as magnetitas mais grossas. Finas palhetas de clorita ocorrem subordinadas.
 - Níveis cloríticos, ricos em magnetita e com pouco quartzo subordinado. Magnetita ocorre muito fina e dispersa ou concentrada em níveis, granulação média a grossa e, nesse caso, associada a carbonato, clorita e quartzo de granulação média.
- Muito localmente ocorre pirrotita associada à magnetita, de granulação muito fina.

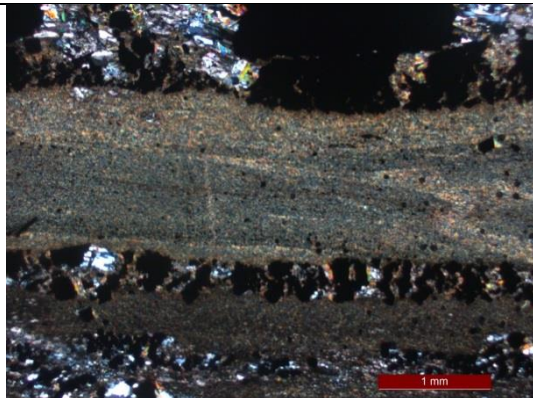
Fotomicrografias



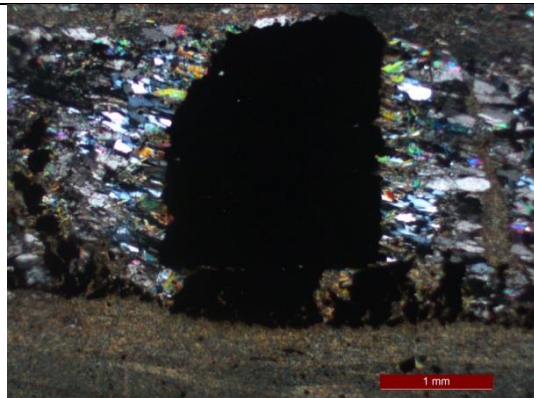
Contato entre níveis clorítico e quartzoso (LT/NP)



Detalhe nível quartzoso (LT/NC)



Nível clorítico rico em magnetita (LT/NC)



Magnetita grossa em nível clorítico (LT/NC)

Corpo Sumidouro - Amostra SUM01 – Furo ISB0081



Rocha: FFB rica em magnetita, carbonato e silicatos

Composição:

- Quartzo (30%)
- Magnetita (20%)
- Carbonato (15%)
- Clorita (15%)
- Biotita (10%)
- Muscovita (8%)
- Feldspato (2%)
- Pirrotita (<1%)

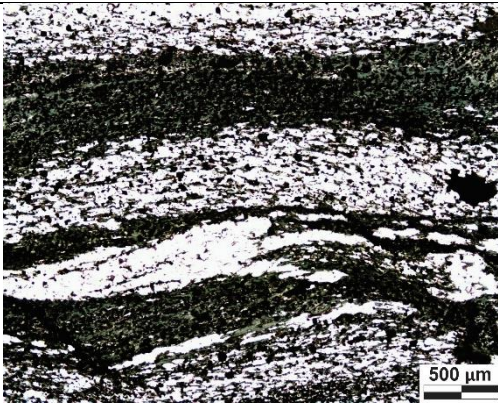
Descrição

Rocha bandada com lâminas finas a grossas (<1mm a 3cm) intercalando:

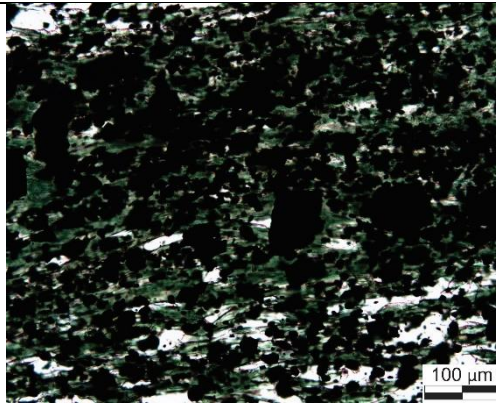
- Níveis cloríticos: são finos e alternam-se com os níveis quartzosos. Composto principalmente por clorita orientada e magnetita subédrica a anédrica, de granulação fina a média (10 a 100 µm). Quartzo ocorre subordinado.
- Níveis quartzosos: quartzo e magnetita são os principais minerais, ocorrendo clorita fina orientada e porfiroblastos de biotita subordinadamente. O quartzo possui granulação fina a média e contato poligonal. A magnetita é subédrica a anédrica.
- Níveis quartzo-carbonáticos: ocorre um único nível de 3cm, não bandado, rico em quartzo, carbonato e magnetita de granulação fina, com grande quantidade de porfiroblastos de biotita não orientados e alguns de feldspato. Clorita e sericita ocorrem subordinadamente.

A magnetita ocorre disseminada em toda a rocha e raramente ocorrem sulfetos (pirrotita).

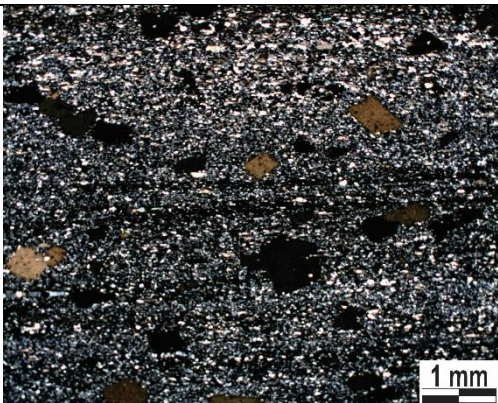
Fotomicrografias



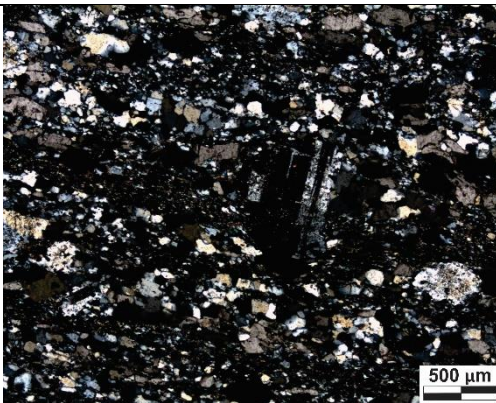
Intercalação entre níveis cloríticos e quartzosos (LT/NP)



Detalhe nível clorítico rico em magnetita (LT/NP)



Nível quartzo-carbonático com porfiroblastos de biotita (LT/NC)



Porfiroblasto de feldspato em nível quartzo-carbonático (LT/NC)

Corpo Sumidouro - Amostra SUM03 - - Furo ISB0081



Rocha: FFB rica em magnetita e com porfiroblastos de biotita

Composição:

- Quartzo (50%)
- Biotita (10%)
- Sericita (7%)
- Magnetita (26%)
- Carbonato (6%)
- Clorita (1%)

Descrição

Contato entre duas litologias com abundantes minerais ricos em ferro, mas com composições diferentes:

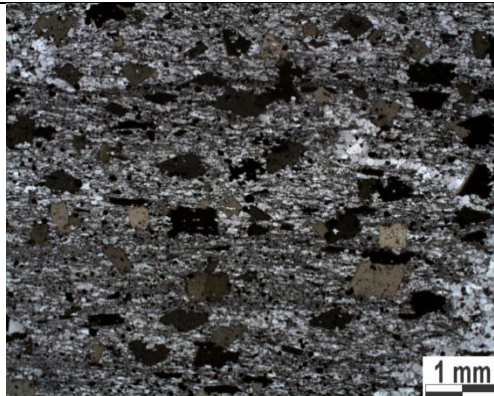
Uma rocha sem bandamento, composta principalmente por quartzo e rica em biotita, sericita e magnetita, que ocorrem dispersos. Carbonato e clorita são subordinados.

FFB apresentando laminação milimétrica a centimétrica intercalando níveis ricos em magnetita com quartzo subordinado e níveis ricos em quartzo e com presença de carbonato, magnetita, sericita, biotita e clorita. Biotita ocorre dispersa por toda a rocha como porfiroblastos de granulação grossa e sem orientação preferencial, alguns em processo parcial de cloritização. Sericita aparece em finas palhetas orientadas. Carbonato possui tanto granulação fina, associado à camadas quartzosas, ou com granulação média em veios quartzo-carbonáticos. A magnetita possui granulação muito fina a fina.

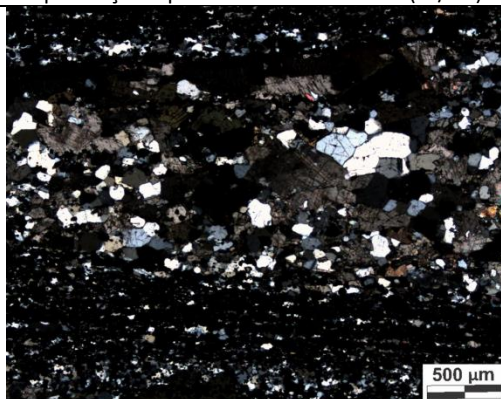
Fotomicrografias



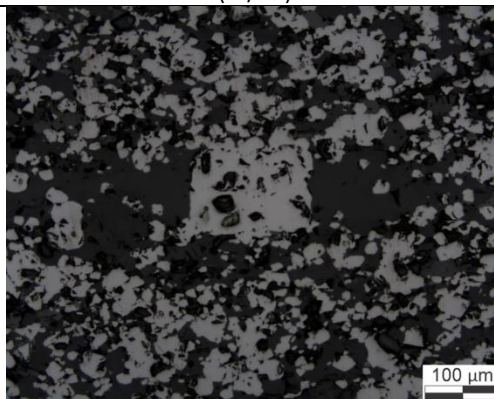
FFB intercalando camadas ricas em magnetita e quartzo e presença de porfiroblastos de biotita (LT/NP)



Porção rica em quartzo, biotita, magnetita e sericita (LT/NC)



Detalhe de veio quartzo-carbonático (LT/NC)



Detalhe de camada rica em magnetitas (LR/NP)

Depósito Urubu - Amostra UR01 – Furo NUBD0002



Rocha: Metagrauvaca

Composição:

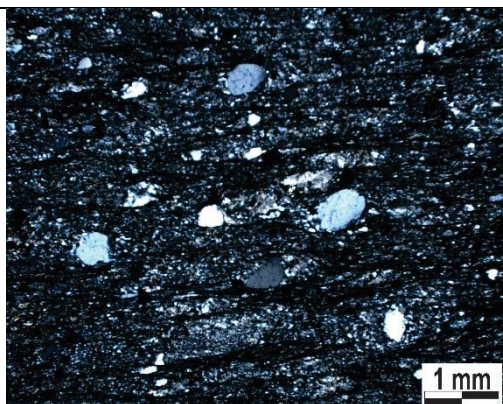
- Quartzo (55%)
- Carbonato (20%)
- Sericita (15%)
- Matéria carbonosa (5%)
- Plagioclásio (3%)
- Magnetita (2%)
- Arsenopirita (<1%)

Descrição

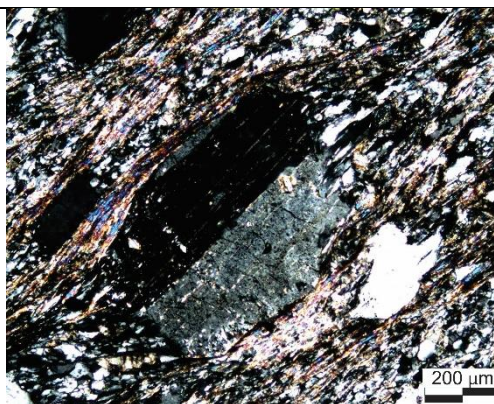
Rocha de textura granolepidoblástica e porfiroblástica, com matriz composta por quartzo e carbonato, com sericita e matéria carbonosa subordinada. Os porfiroclastos são constituídos majoritariamente por quartzo, com plagioclásio subordinado. O grau de arredondamento varia de angular à arredondado. Os porfiroclastos são envolvidos por sericita e muitos possuem sombra de pressão formada por quartzo fino.

Magnetita de granulação muito fina a fina ocorre dispersa na rocha. Também ocorre, em menor quantidade, arsenopirita de granulação fina.

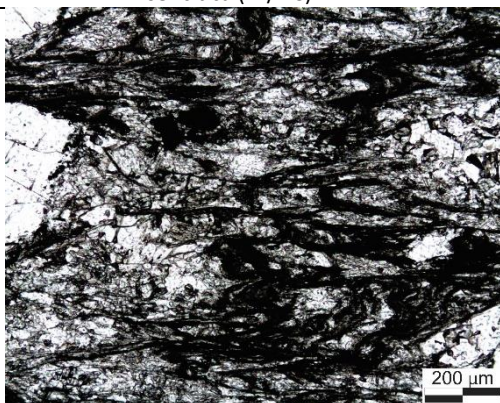
Fotomicrografias



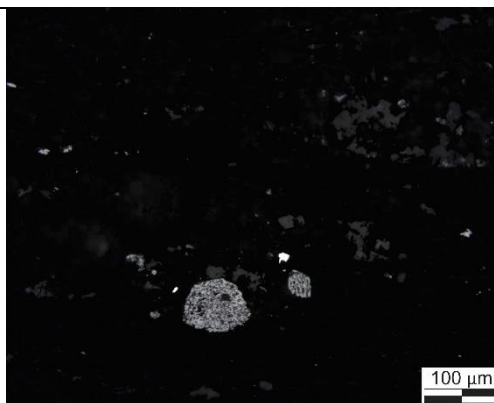
Porfiroclastos de quartzo em matriz quartzo-carbonato-sericítica (LT/NC)



Detalhe porfiroclasto de plagioclásio (LT/NC)

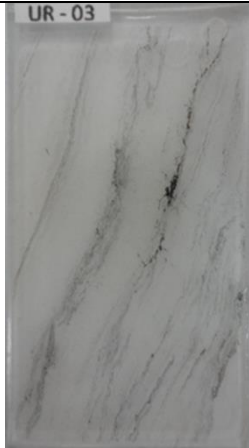


Presença de matéria carbonosa (LT/NP)



Magnetita arredondada e arsenopirita (LR/NP)

Corpo Sumidouro - Amostra UR03 – Furo NUBD0002



Rocha: Metachert rico em carbonato

Composição:

Quartzo (70%)

Carbonato (15%)

Muscovita (7%)

Pirrotita (5%)

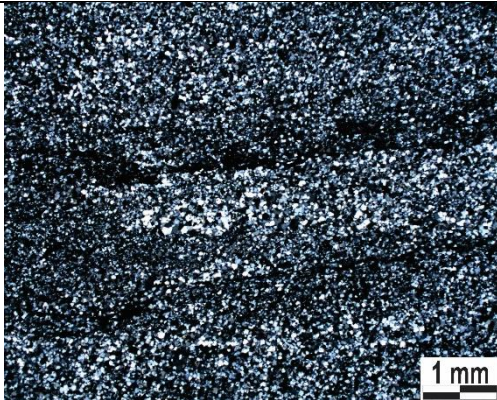
Matéria carbonosa (3%)

Pirita (<1%)

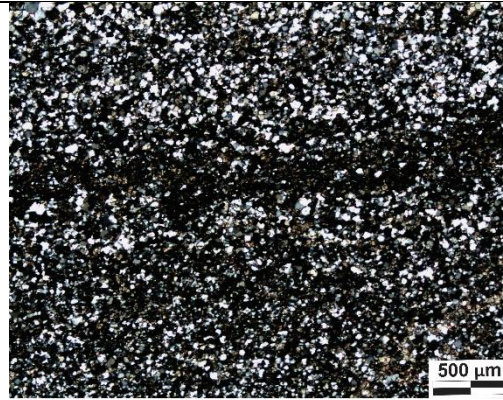
Descrição

Metachert com finas (<1mm) camadas ricas em carbonato e ricas em sericita, ambas contendo matéria carbonosa. Na camada carbonática a matéria carbonosa ocorre inclusa ao carbonato, dando ao mesmo um aspecto sujo. Já associada à sericita a matéria carbonosa ocorre como uma fina camada ou dispersa ao redor da mica. As camadas de chert são mais espessas, até 4mm, e contêm principalmente quartzo e carbonato de granulação muito fina. Ocorrem finas camadas sulfetadas, que estão associadas à regiões com maior presença de matéria carbonosa, muscovita e carbonato. O principal sulfeto é a pirrotita, pirita subordinada.

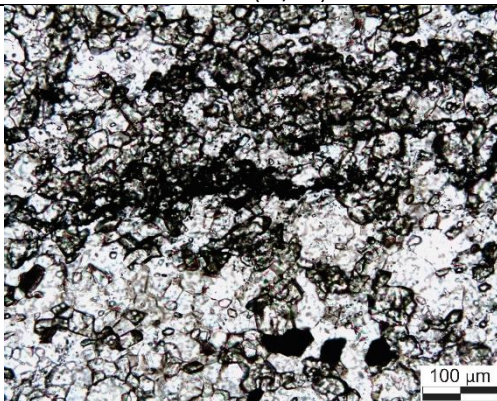
Fotomicrografias



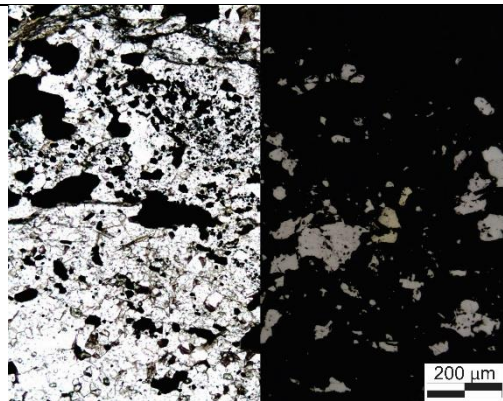
Metachert com finas lâminas ricas em carbonato ou sericita (LT/NC)



Detalhe de nível rico em carbonato entre bandas de chert (LT/NC)



Detalhe de carbonatos com matéria carbonosa (LT/NP)



Pirrotita e pirita associada a matéria carbonosa, carbonato e sericita(LT/NP-LR/NP)

ANEXO III

DADOS COMPLEMENTARES DAS AMOSTRAS

Amostra	Depósito	Tipo de amostra	Furo	Coordenadas ¹		Intervalo
				X	Y	
AP01A	Ápis	Furo de sondagem	APSBSD0002	660470.3	7786107.9	56.9-57.14
AP03	Ápis	Furo de sondagem	APSBSD0002	660470.3	7786107.9	138.56-138.76
AP05	Ápis	Furo de sondagem	APSBSD0002	660470.3	7786107.9	165.65-165.94
AP06	Ápis	Furo de sondagem	APSBSD0002	660470.3	7786107.9	173.52-173.7
AP08B	Ápis	Furo de sondagem	APSBSD0001	660513.1	7786118.3	154.2-154.57
CB01	Cuiabá	Furo de sondagem	CBABSD0012	634082.7	7801142.9	1447.14-1447.41
CB02	Cuiabá	Furo de sondagem	CBABSD0004B	635078.5	7800926.8	1520.48-1520.75
CB03A	Cuiabá	Furo de sondagem	CBABSD0004B	635078.5	7800926.8	1524.00-1524.3
CB03B	Cuiabá	Furo de sondagem	CBABSD0004B	635078.5	7800926.8	1524.00-1524.3
CB04	Cuiabá	Furo de sondagem	CBABSD0004B	635078.5	7800926.8	1528.14-1528.42
CB05	Cuiabá	Furo de sondagem	CBABSD0012	634082.7	7801142.9	1496.1-1496.61
CG01	Campo Grande	Furo de sondagem	ISBD0076	656357.1	7787928.7	104.06-104.18
CG02	Campo Grande	Furo de sondagem	ISBD0076	656357.1	7787928.7	121.4-121.65
CG03	Campo Grande	Furo de sondagem	ISBD0076	656357.1	7787928.7	139-139.4
CG04	Campo Grande	Furo de sondagem	ISBD0076	656357.1	7787928.7	140-140.27
LAM01	Lamego	Furo de sondagem	CARBUD0063	631571.6	7798502.3	229.3-229.5
LAM02	Lamego	Furo de sondagem	CARBUD0063	631571.6	7798502.3	232.15 - 232.35
LAM03	Lamego	Furo de sondagem	QMDBUD0058A	628874.3	7797969.3	61.5 - 61.7
LAM05	Lamego	Furo de sondagem	QMDBUD0058A	628874.3	7797969.3	63.56 - 63.7
LAM08	Lamego	Furo de sondagem	CARBUD0269	631575.5	7798483.2	192.2 - 192.4
LAM11	Lamego	Furo de sondagem	QMDBUD0030A	628881.3	7797928.0	48.91-49.68
LAM12	Lamego	Furo de sondagem	QMDBUD0030A	628881.3	7797928.0	50.5-51.23
LAM13	Lamego	Furo de sondagem	QMDBUD0058C	628881.6	7797927.3	56.8 - 57
LAM18	Lamego	Furo de sondagem	LCRD2592	630152.3	7798665.8	69.78-69.98
LAM19A	Lamego	Furo de sondagem	LCRD2555	630247.1	7798701.4	26.75 - 27.59
LAM19B	Lamego	Furo de sondagem	LCRD2555	630247.1	7798701.4	26.75 - 27.59
LAM20A	Lamego	Furo de sondagem	LAVD1360	628738.2	7797576.0	25.61 - 26.8
LAM20B	Lamego	Furo de sondagem	LAVD1360	628738.2	7797576.0	25.61 - 26.8
LAM21	Lamego	Furo de sondagem	CBPBUD0024	628486.2	7797208.7	96.51 - 96.63
CRN1MAFICA001	Lamego	Furo de sondagem	LCRD2564	631572.4	7798505.8	119.19-119.61
CRN1MAFICA002	Lamego	Furo de sondagem	LCRD2564	631572.4	7798505.8	4.8-5
QUN2MAFICA001	Lamego	Afloramento subterrâneo		628889.1	7797996.6	
QUN1Mafica001	Lamego	Afloramento subterrâneo		628591.4	7797976.4	
QUN1Mafica002	Lamego	Afloramento subterrâneo		628591.4	7797976.4	
ES03	Raposos	Furo de sondagem	FEP02	622388.0	7783453.5	25.7 - 25.9
ES04	Raposos	Furo de sondagem	FEP02	622388.0	7783453.5	26.1 - 26.3
RAP06	Raposos	Amostra de Open Pit		623919.0	7791844.0	
RG01	Roça Grande	Afloramento subterrâneo		643006.4	7792890.6	
RG02	Roça Grande	Afloramento subterrâneo		642996.6	7792889.5	
RG03	Roça Grande	Afloramento subterrâneo		642981.5	7792887.2	
RG06	Roça Grande	Afloramento subterrâneo		642953.8	7792839.1	
RG11	Roça Grande	Furo de sondagem	RGL414	642847.7	7792869.0	54.11 - 54.75
RG16	Roça Grande	Furo de sondagem	RGLLEX05	643517.4	7792648.8	216.72 - 217.25
SB01A	São Bento	Furo de sondagem	SB26	658901.7	7789827.2	23.8-23.9
SB01B	São Bento	Furo de sondagem	SB26	658901.7	7789827.2	23.8-23.9
SB05A	São Bento	Furo de sondagem	CS2BUD0004	659546.0	7789977.4	49.25-49.42
SB05B	São Bento	Furo de sondagem	CS2BUD0004	659546.0	7789977.4	49.25-49.42
SB08A	São Bento	Furo de sondagem	CS2BUD0002	659557.1	7789979.4	57.73 a 58
SB08B	São Bento	Furo de sondagem	CS2BUD0002	659557.1	7789979.4	57.73 a 58
SUM01	Sumidouro	Furo de sondagem	ISBD0081	660525.8	7789341.2	307.15-307.5
SUM03	Sumidouro	Furo de sondagem	ISBD0081	660525.8	7789341.2	324.08-324.35
UR01	Urubu	Furo de sondagem	NUBD0002	624360.5	7782994.0	106.8 - 107
UR03	Urubu	Furo de sondagem	NUBD0002	624360.5	7782994.0	109,7-110

¹ Para os furos de sondagem é apresentada a coordenada inicial do furo.