



**UNIVERSIDADE FEDERAL DA BAHIA**  
**INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**  
**PROGRAMA DE PESQUISA E PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA**  
**ÁREA DE CONCENTRAÇÃO:**  
**PETROLOGIA, METALOGÊNESE E EXPLORAÇÃO MINERAL**

**DISSERTAÇÃO DE MESTRADO**

**ENRIQUECIMENTO EM MAGNETITA E HEMATITA EM ZONAS DE  
CISALHAMENTO DE CINTURÕES OROGÊNICOS  
INTRACONTINENTAIS: O EXEMPLO DO SETOR NORTE DO  
ORÓGENO ARAÇUAÍ-OESTE CONGO, BRASIL**

**MICHELLI SANTANA SANTOS**

SALVADOR

2017

**ENRIQUECIMENTO EM MAGNETITA E HEMATITA EM ZONAS DE  
CISALHAMENTO DE CINTURÕES OROGÊNICOS  
INTRACONTINENTAIS: O EXEMPLO DO SETOR NORTE DO  
ORÓGENO ARAÇUAÍ-OESTE CONGO, BRASIL**

**Michelli Santana Santos**

*Orientadora: Profa. Dra. Simone Cerqueira Pereira Cruz*

Tese de Mestrado apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geologia do Instituto de Geociências da Universidade Federal da Bahia como requisito parcial à obtenção do Título de Mestre em Geologia, Área de Concentração: Petrologia, Metalogênese e Exploração Mineral.

Salvador

2017

Santana Santos, Michelli  
Magnetitização e hematitização em zonas de cisalhamento de  
cinturões orogênicos intracontinentais: O exemplo do setor  
norte da Sequência Metavulcanossedimentar Igaporã - Licínio de  
Almeida, Brasil / Michelli Santana Santos. -- Salvador, 2017.  
147 f. : il

Orientadora: Simone Cerqueira Pereira Cruz.  
Dissertação (Mestrado - Geologia) -- Universidade Federal da  
Bahia, Universidade Federal da Bahia, 2017.

1. Minério de Ferro. 2. Magnetitização. 3. Hematitização. 4.  
Alteração hidrotermal. 5. Orógeno intracontinental. I. Cerqueira  
Pereira Cruz, Simone. II. Título.

MICHELLI SANTANA SANTOS

**“MAGNETITIZAÇÃO E HEMATITIZAÇÃO EM ZONAS DE  
CISALHAMENTO DE CINTURÕES OROGÊNICOS  
INTRACONTINENTAIS: O EXEMPLO DO SETOR NORTE  
DA SEQUÊNCIA METAVULCANOSSEDIMENTAR  
IGAPORÃ - LICÍNIO DE ALMEIDA, BRASIL”**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geologia da Universidade Federal da Bahia, como requisito para a obtenção do Grau de Mestre em Geologia na área de concentração em Petrologia, Metalogênese e Exploração Mineral em 27/03/2017.

DISSERTAÇÃO APROVADA PELA BANCA EXAMINADORA:



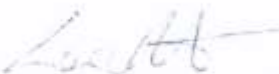
---

**Dra. Simone Cerqueira Pereira Cruz**  
Orientadora – UFBA



---

**Dr. Marcos Antônio Leite do Nascimento**  
Examinador Externo – UFRN



---

**Dra. Lena Virgínia Soares Monteiro**  
Examinadora Externa – USP

Salvador – BA  
2017

*"A ciência é uma disposição de aceitar os fatos,  
mesmo quando eles são opostos aos desejos"* (B. F. Skinner)

## AGRADECIMENTOS

Agradeço a todas as Deusas e Deuses que me iluminaram ao longo das transformações que ocorreram em minha vida. Agradeço aos meus pais Miraneide e Jorgival pelo amor, cuidado e apoio nas decisões que nortearam meu futuro. Sou imensamente grata a vocês e ao meu irmão Franciel por dividirem comigo os momentos da infância. Agradeço às minhas avós, tias (os), primas (os), em especial minha tia Linda por ter despertado em mim o interesse pela terra e por ser um apoio fundamental ao longo desses anos. Agradeço ao meu companheiro Durval, Pretinha e Haze, por serem a família que escolhi para amar e por fazerem parte da transformação dia-a-dia. À todos os meus amigos geológicos, mena, mila, tiago, alemão, nati, cela, luiza (Xuxu), rodrigo (06) gersonita, Maurício, neto, dani, trilobirita, mauro, felipet, Pará, charles, moitinha, naiara, dinha, Ruy, didica, vivi, renilada e tantos outro que aguentaram as deformações com parceria e felicidade. E aos meus amigos capônicos Matheus, Adriana e Maria joana pelo carinho e generosidade que me fortaleceram nos momentos de angústia.

À minha orientadora Simone Cruz pela amizade, dedicação e paciência em transformar-me mestre e a todos os meus professores: Osmário, André Neto, Ricardo Fraga, Misi, Ernandes, Hailton, Ângela, Moacyr, Henrique, César, Telinho, Johildo, Jailma e Reinaldo por terem contribuído e despertado em mim o amor pela geologia.

À empresa Biominer por ter fornecido os dados e suporte de campo, ao Serviço Geológico do Brasil por ter disponibilizado os laboratórios e os funcionários que me ajudaram na preparação das amostras, em especial Cristina e Ritinha. À José Tanus pela assistência no corel e na impressão. À Adriana e Ana Alkmim do laboratório da UFOP e à Nilson e os técnicos do laboratório da UnB pela ajuda na aquisição dos dados.

À todos os funcionários do IGEO pelo funcionamento da engrenagem, em especial Bossal, mércia, marcelinho, Jairo, Gil e Dêra. E por fim, porém de extrema importância, gostaria de agradecer ao sistema de cotas que permitiu meu ingresso em uma universidade pública e de qualidade. Por isso, FORA TEMER!

## RESUMO

A Sequência Metavulcanossedimentar Igaporã-Licínio de Almeida está inserida na borda leste do Cinturão de Dobramentos e Cavalgamentos do Espinhaço Setentrional, um dos componentes do Corredor do Paramirim, na porção intracontinental do Orógeno Araçuaí. O objetivo principal desse trabalho é entender os processos metalogenéticos que levaram à magnetização e à hematização em protominérios estéreis situados em cinturões de dobramentos e cavalgamentos de orógenos intracontinentais. Na área de estudo ocorrem xistos máficos, itabiritos quartzosos, anfibolíticos e carbonáticos e rochas carbonatossilicáticas. Os domínios magnetizados e hematizados ricos ocorrem, principalmente, nos itabiritos. A geometria geral do depósito está relacionada com a presença de *duplexes* compressionais com topo estrutural para SW. Essas são estruturas relacionadas com a Zona de Cisalhamento Carrapato e, como elementos de maior escala contém uma foliação  $S_n$ , que é representada por um bandamento composicional e por uma xistosidade paralelizada a ele. A foliação  $S_n$  foi observada em todas as escalas e nos itabiritos transpõe uma foliação  $S_{n-1}$  presente em dobras isoclinais intrafoliais. Estruturas S/C/C', *boudins*, *pinch-and-swell*, bem como dobras em bainha e dobras em cortina são coetâneas à formação dessa foliação metamórfica de transposição. Uma lineação de estiramento mineral ( $Lx_n$ ) da mesma fase deformacional integra o arcabouço estrutural, bem como uma incipiente foliação que trunca a  $S_{n-1}/S_n$  e que se relaciona com as dobras em cortina. A alteração hidrotermal é coetânea com o desenvolvimento das zonas de cisalhamento, tendo sido identificados estágios de potassificação (biotitização e moscovitização), alteração à clorita, carbonatação, alteração a carbonato e formação de óxidos de ferro (magnetita e hematita). A magnetita hipogênica aloja-se em estruturas C' e em charneiras de dobras isoclinais intrafoliais. Essa geração cresce incluindo silicatos e carbonatos esqueletiformes ou formando bordas de corrosão em: (i) ferri-tschermakita e oligoclásio em xistos máficos; (ii) carbonato, actinolita, quartzo, biotita em rochas carbonatossilicáticas; (iii) quartzo em itabiritos quartzosos; (iv) cumingtonita e quartzo em itabirito anfibolítico; e (v) quartzo, carbonato e moscovita em itabiritos carbonáticos. Além disso, esses óxidos de ferro também substituem moscovita, carbonatos, epidoto e porfiroblastos de anfibólios que truncam a  $S_n$ . A hematita é platiforme e ocorre em agregados policristalinos marcando a foliação  $S_{n-1}/S_n$ , bem como a foliação plano axial ( $S_n$ ) em dobras isoclinais intrafoliais. A sua formação sugere condições de maior oxidação do sistema hidrotermal. Determinações por LA-ICPMS mostram que, de forma geral, nos itabiritos quartzosos e anfibolíticos as magnetitas hipogênicas são mais ricas em Elementos Terras Raras Leves do que as magnetitas precoces e sua composição se aproxima da composição da rocha encaixante da mineralização. A formação de domínios com enriquecimento em hematita e magnetita está relacionada com a percolação de fluidos hidrotermais que dissolveram silicatos, remobilizaram uma primeira geração de magnetita em itabiritos e precipitaram uma segunda geração desse mineral aproveitando estruturas de cisalhamento ediacaranas.

**Palavras-chave:** Orógeno intracontinental, alteração hidrotermal, zonas de cisalhamento, duplexes.

## ABSTRACT

The Igaporã-Licínio de Almeida Metavolcano-sedimentary Sequence is located at the eastern border of the Northern Espinhaço Thrust and Fold Belt, one of the components of the Paramirim Corridor, in the intracontinental portion of the Araçuaí Orogen. The main objective of the present study was to understand the metallogenic processes that lead to the magnetization and hematitization in sterile proto-ores located in thrust and fold belts of intracontinental orogens. Mafic schists, itabirites of quartz, amphibolite and carbonate composition, and carbonate-silicate rocks occur in the study area. Rich magnetized and hematitized domains occur mainly in itabirites. The general geometry of the deposit is related to the presence of compressional duplexes that present their structural top towards SW. These structures are related to the Carrapato Shear Zone and contain as large scale elements  $S_n$  foliation, which is represented by compositional banding and parallel schistosity.  $S_n$  foliation was observed at all scales and in the itabirites it transposed  $S_{n-1}$  foliation present in intrafolial isoclinal folds.  $S/C/C'$ , boudins, pinch-and-swell structures, as well as sheath and curtain folds are coetaneous with the formation of this metamorphic transposition foliation. Mineral stretching lineation ( $L_{xn}$ ) from the same deformational phase integrates the structural framework, as well as an incipient foliation that truncates  $S_{n-1}/S_n$  and is related to curtain folds. Hydrothermal alteration is coetaneous with the development of shear zones, where stages of potassification (biotitization and muscovitization), alteration into chlorite, carbonation, alteration into carbonate, and formation of iron oxides (magnetite and hematite) were identified. Hypogenic magnetite lodges itself in  $C'$  structures and in fold axes of intrafolial isoclinal folds. This generation grows either including silicates and skeletal carbonates or forming corrosion edges in: (i) ferrotschermakite and oligoclase in mafic schists; (ii) carbonate, actinolite, quartz, biotite in carbonate-silicate rocks; (iii) quartz in quartz-rich itabirites; (iv) cummingtonite and quartz in amphibolitic itabirites; and (v) quartz, carbonate, and muscovite in carbonate itabirites. In addition, this iron oxide also replaced muscovite, carbonates, epidote, and are found in porphyroblasts of amphiboles that truncate the  $S_n$  foliation. Hematite is platy-shaped and occurs in polycrystalline aggregates, characterizing the  $S_{n-1}/S_n$  foliation, as well as the axial plane foliation ( $S_n$ ) in intrafolial isoclinal folds. Its formation suggests higher oxidation conditions of the hydrothermal system. The LA-ICPMS technique showed that, in general, in quartz-rich and amphibolitic itabirites, hypogenic magnetites are richer in Light Rare Earth Elements than early magnetites, and their composition is close to that of the country rock of the mineralization process. The formation of hematite- and magnetite-enriched domains is related to the percolation of hydrothermal fluids that dissolved silicates, remobilized the first generation of magnetites in itabirites, and precipitated a second generation of this mineral taking advantage of Ediacaran shear structures.

**Keywords:** Intracontinental orogen, hydrothermal alteration, shear zones, duplexes.



## SUMÁRIO

CAPÍTULO 1- INTRODUÇÃO GERAL.....	10
CAPÍTULO 2 - ENRIQUECIMENTO EM MAGNETITA E HEMATITA EM ZONAS DE CISCALHAMENTO DE CINTURÕES OROGÊNICOS INTRACONTINENTAIS: O EXEMPLO DO SETOR NORTE DO ORÓGENO ARAÇUAÍ-OESTE CONGO .....	23
1. INTRODUÇÃO .....	24
2. O DISTRITO FERROMANGANESÍFERO IGAPORÃ - LICÍNIO DE ALMEIDA.....	28
3. GEOLOGIA REGIONAL .....	28
4. MATERIAIS E MÉTODOS.....	31
5. GEOLOGIA DO DEPÓSITO .....	32
5.1. Unidades Geológicas.....	32
5.2. Arcabouço Estrutural.....	40
5.3. Caracterização Petrográfica.....	43
5.4. Localização e tipos de domínios enriquecidos em ferro .....	62
5.5. Química Mineral .....	64
5.6. Geotermômetro .....	69
5.7. Análises químicas de óxidos de ferro por LA-ICPMS.....	70
6. SISTEMA HIDROTHERMAL - ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL E O ENRIQUECIMENTO EM FERRO .....	77
6.1. Estágios de alteração hidrotermal hipogênica do Depósito Espírito Santo e sucessão paragenética .....	78
6.2. Influência da rocha encaixante na composição da magnetita hipogênica e comparações com outros depósitos .....	83
6.3. Controle estrutural e modelo evolutivo da mineralização.....	87
7.	
CONCLUSÕES.....	90
.....90	
CAPÍTULO 3 CONCLUSÕES .....	105
APÊNDICE A – JUSTIFICATIVA DA PARTICIPAÇÃO DOS CO-AUTORES .....	107
APÊNDICE B - G – RESULTADO DAS ANÁLISES DE MICROSSONDA.....	108
APÊNDICE H – R – RESULTADO DAS ANÁLISES POR LA-ICPMS.....	115
APÊNDICE S – ANÁLISE QUÍMICA DE ROCHA TOTAL .....	121
APÊNDICE T – REGRAS DE FORMATAÇÃO DA REVISTA.....	122
APÊNDICE U – TERMO DE SUBMISSÃO .....	135

## CAPÍTULO 1

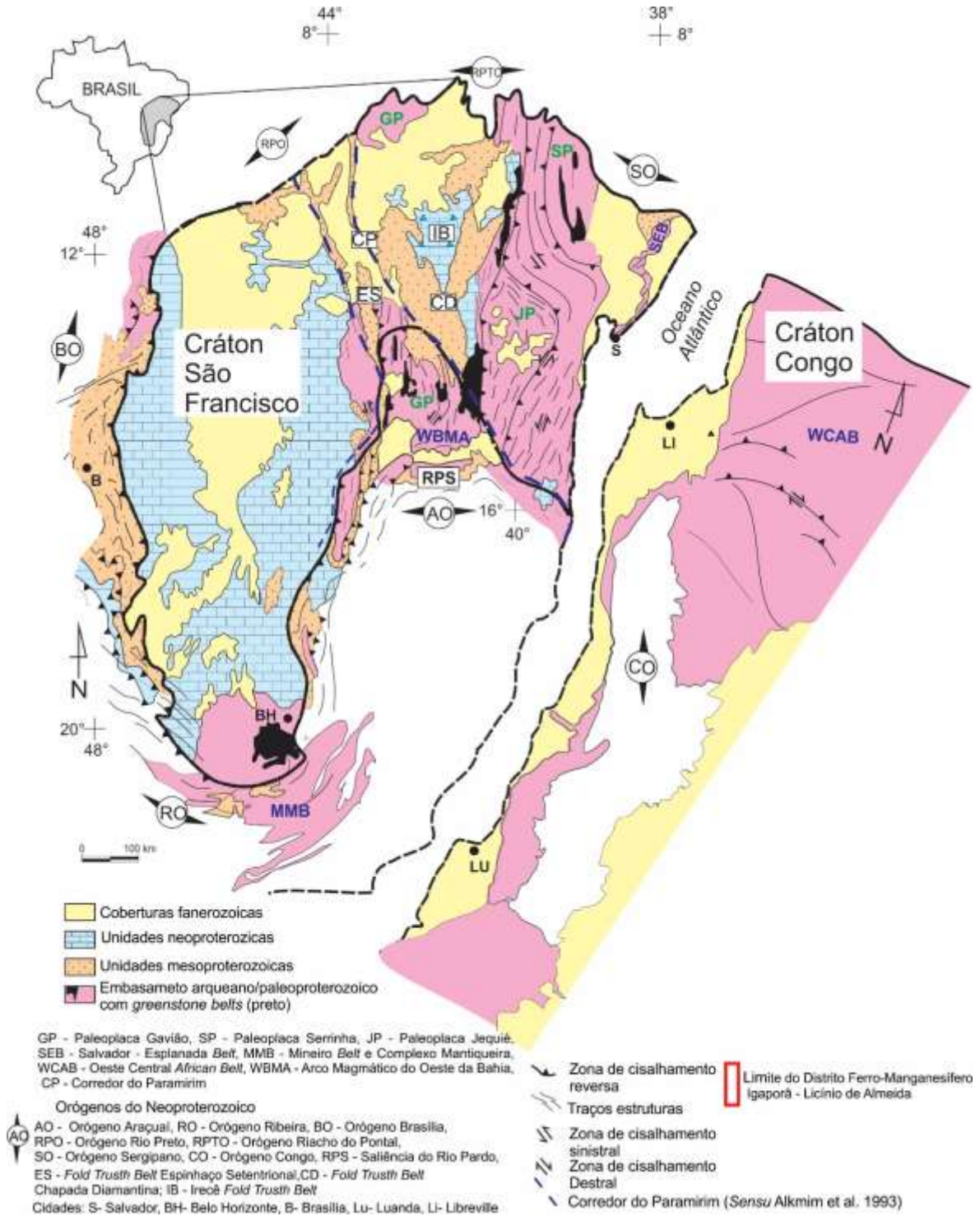
### INTRODUÇÃO GERAL

---

A região setentrional do Orógeno Araçuaí-Oeste Congo abriga o Corredor do Paramirim (Fig. 1), que representa um domínio de máxima inversão ediacarana do Aulacógeno do Paramirim (Cruz e Alkmim, 2006), desenvolvido entre 1.75 e 0.67 Ga (Cruz e Alkmim, 2006; Pedrosa Soares e Alkmim, 2011). Como componentes do Corredor do Paramirim têm-se os cinturões de dobramentos e cavalgamentos da Serra do Espinhaço Setentrional e da Chapada Diamantina (Fig. 1), cujo embasamento é constituído por metagranitoides estaterianos e gnaissificadas da Suíte Intrusiva Lagoa Real e por sequências proterozoicas dos supergrupos Espinhaço e São Francisco (Cruz et al. 2012). Em especial, o embasamento do Cinturão Dobramentos e Cavalgamentos da Serra do Espinhaço compreende, principalmente, as rochas da Sequência Metavulcanossedimentar denominada de Caetité - Licínio de Almeida por Cunha et al., (2012) e renomeada nesse trabalho para Sequência Metavulcanossedimentar Igaporã - Licínio de Almeida. Essa sequência compreende quartzitos, xistos manganésíferos, xistos máficos (rochas metavulcânicas), itabiritos, mármore, alguns manganésíferos, e rochas carbonatossilicáticas, algumas manganésíferas (Borges, 2008, 2012; Borges et al., 2010; Santos, 2014). Nela, desde 1950 foram desenvolvidas um total de 35 minas, a maioria de manganês (Borges, 2012). Os itabiritos dessa sequência foram estudados por Rocha et al. (1998), Borges (2008, 2012), Borges et al. (2010), Viveiros (2012), Santos (2014), Fernandes et al. (2016), Santos et al. (2016), mas muito ainda há para ser pesquisado sobre essas rochas. Recentemente, a empresa Biominer encontrou um depósito com domínios magnetizados e hematizados, que foi inicialmente estudado por Santos (2014). Esse depósito denomina-se Espírito Santo e localiza-se a norte da cidade de Caetité, sendo o objeto deste trabalho.

Os principais depósitos de minério de ferro hematítico de alto teor estudados por Beukes et al. (2003), Hagemann et al. (2006, 2016), Dalstra e Rosière (2008), Angerer et al. (2015), entre outros, ocorrem geralmente, mas não necessariamente, em itabiritos e Formações Ferríferas Bandadas (BIF's) neoarqueanas e proterozoicas, com forte controle estrutural por dobras e/ou zonas de cisalhamento (Dalstra e Rosière, 2008; Duuring e Hagemann, 2013; Figueiredo e Silva et al., 2013; Hagemann et al., 2016). Eles são exemplificados por depósitos de classe mundial

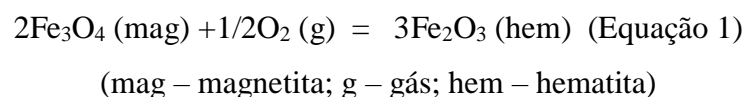
descobertos na África do Sul (Sishen-Beeshoek e Thabazimbi), Brasil (Quadrilátero Ferrífero e Carajás), Índia (Noamundi e Dalli-Rajhara) e Austrália (Província de Hamersley). Nesses depósitos, os teores de ferro total variam entre 60 a 67% (Beukes et al., 2003).



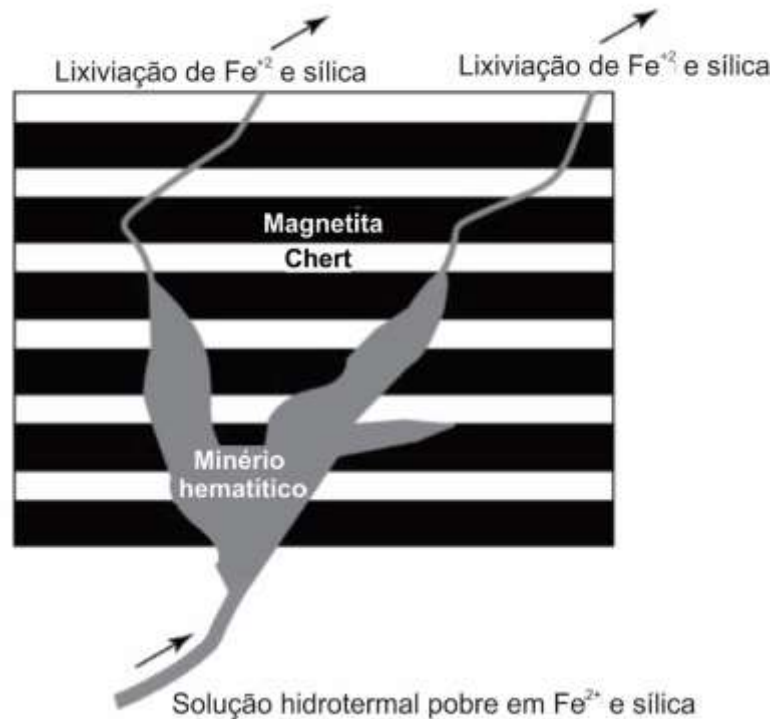
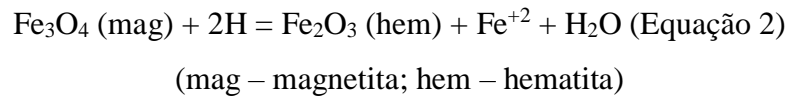
**Fig. 1.** Contexto geológico e localização da área de estudo indicada pela seta vermelha. Modificado de Cruz et al. (2016).

Segundo Beukes et al. (2003) e Hagemann et al. (2016), e de maneira geral, a formação do minério de ferro de alto teor possui gênese relacionada com processos supergênicos, hidrotermais e hidrotermais-supergênicos. Embora a interação de fluidos hidrotermais e fluidos supergênicos serem discutida por muitos depósitos de minério de ferro, um link entre esses processos não é sempre bem estabelecido devido à atuação de processos supergênicos sobre assembleias de origem profunda, dificultando a identificação das mesmas frente à natureza destrutiva da trama pela supergênese (Angerer et al., 2015). A rocha hospedeira da mineralização pode ser uma rocha ferrífera, como por exemplo, formações ferríferas bandadas dos depósitos de Carajás (Rosière; Chemale Jr, 2000; Lobato et al., 2005; Figueiredo e Silva et al., 2009, 2011), Harmersley (Angerer; Hagemann, 2010; Angerer et al., 2015), Noamundi (Beukes et al., 2008) ou itabiritos do depósito do Quadrilátero Ferrífero (Rosière; Rios 2004; Rosière et al., 2008), além de rochas máficas / ultramáficas do depósito da Serra do Lontra em Ibicuí- BA (Santos et al., 2014).

Os depósitos de alto teor, por sua vez, podem ser hematíticos (Ex. Harmersley, Carajás) ou magnetítico (Matthew Ridge, Austrália). Para Hagemann et al. (2006, 2016), o enriquecimento em ferro por processos hidrotermais hipogênicos é causado por uma variedade de fluidos que apresentam diferenças significativas na química, na fonte e são formados por processos hidrotermais que atuam na modificação da rocha encaixante. Poucos são, ainda, os trabalhos que se dedicaram a esse tema, principalmente para depósitos ricos em magnetita. Em geral, para esse mineral os trabalhos são descritivos e de caracterização. Por outro lado, para a hematita há uma maior variedade de trabalhos. Segundo Ohmoto (2003), a transformação hidrotermal de magnetita em hematita é um mecanismo responsável pela formação de minério de alto teor. Como proposto inicialmente por Cannon (1976), essa transformação seria ocasionada pela lixiviação hidrotermal da sílica e do  $\text{Fe}^{+2}$  das formações ferríferas bandadas. No modelo para formação de depósitos de alto teor de ferro epigenéticos proposto por Ohmoto (2003), os mesmos fluidos hidrotermais que lixiviaram a sílica, teriam lixiviado o  $\text{Fe}^{+2}$  da magnetita para a formação da hematita (Fig. 2). Morris (1985) discutiu inicialmente essa transformação de magnetita para hematita com base no aumento da fugacidade do oxigênio (Equação 1):



De acordo com Lasaga (1998) e Ohmoto (2003), a hematita também pode ser formada a partir de uma reação do tipo ácido/base, como exemplificado pela equação 2, especialmente em condições de baixo Ph, pressões elevadas e temperaturas de aproximadamente 300°C.



**Fig. 2.** Mecanismo proposto para a transformação de formações ferríferas bandadas em minério de ferro hematítico de alto teor. Fonte: Ohmoto (2003).

Os volumes molares de magnetita e hematita são, respectivamente, 44,524cm<sup>3</sup> e 30,274 cm<sup>3</sup> (Robie et al., 1978). Para Ohmoto (2003), a transformação de magnetita em hematita através da oxidação irá resultar em uma diminuição do volume de 0,89 cm<sup>3</sup> por um mol de magnetita, ou seja, apenas uma diminuição de 2% do volume. Em contraste, a reação ácido-base produz uma diminuição do volume de 14,25 cm<sup>3</sup> por um mol de magnetita, ou seja, uma diminuição de 32% do volume, o que resulta em um aumento significativo da permeabilidade das rochas, facilitando as reações fluido/rocha que transformam os protominérios bandados em minério de ferro hematítico de alto teor. A elevada porosidade e a coexistência de pirita e hematita em minérios hematíticos do Depósito de Tom Price, Província Hamersley, Austrália (Taylor et. al., 2001) apoia

a hipótese defendida por Ohmoto (2003), que a transformação de magnetita em hematita ocorre por lixiviação de  $Fe^{+2}$  através de uma reação de ácido/base. Segundo esse autor, se a transformação de magnetita em hematita tivesse ocorrido simplesmente por uma reação de oxidação, a pirita deveria ter sido completamente oxidada para formar hematita, já que as taxas de oxidação de pirita são maiores do que da magnetita (Kamei e Ohmoto, 2000).

Para Hagemann et al. (2006), dois tipos de processos geoquímicos possuem importância significativa na transformação de formações ferríferas bandadas para minério de alto teor hematítico. O primeiro é a dessilicificação (McLellan et al., 2004) e decarbonatação a partir da dissolução da sílica e carbonato através de águas quentes oriundas de fluidos hidrotermais bacinais e subsaturadas nesses elementos. O segundo processo envolve a alteração da magnetita para hematita por meio da oxidação via fluidos hidrotermais e mudança de Ph em virtude da lixiviação de  $Fe^{+2}$  da magnetita. Por sua vez, para Beukes et al. (2008), a dissolução seletiva de sílica e a substituição seletiva da trama pela hematita microtabular resulta na formação de minérios laminados e compactos. Esse modelo implica que o ferro ferroso seja transportado ou remobilizado por fluido hidrotermal, o que implica em uma redução. Em situações de baixa fugacidade de oxigênio a transformação de magnetita para hematita pode tornar-se essencialmente dependente da temperatura com formação de hematita a uma temperatura menor do que a magnetita (Frost, 1991). Logo, a transformação hidrotermal de magnetita para hematita pode refletir um resfriamento do sistema hidrotérmico que pode ser atribuído a um aumento na fugacidade em oxigênio (Hagemann et al, 2006).

A área de estudo, representada pelo alvo ferrífero Espírito Santo, dista cerca de 655 km a sudoeste de Salvador. Está localizada a norte de Caetité (Fig. 3), no limite municipal entre Caetité e Igaporã, nas proximidades do povoado Cerquinha.

Os resultados dos estudos realizados por Santos (2014) na Sequência Metavulcanossedimentar Igaporã - Licínio de Almeida identificaram domínios magnetitizados e hematitizados, cujos protominérios são, principalmente, itabiritos. Diante do exposto, algumas questões foram levantadas e nortearam este trabalho:

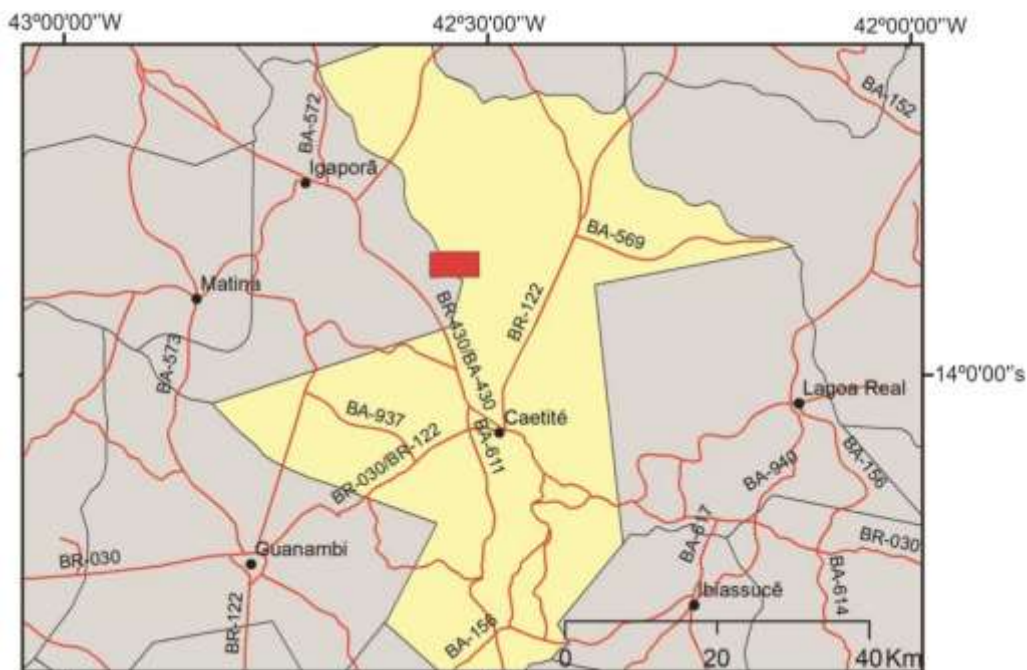
(i) qual o arcabouço litológico da Sequência Metavulcanossedimentar Igaporã - Licínio de Almeida no alvo estudado?

(ii) qual o arcabouço estrutural no alvo selecionado e o controle estrutural dos domínios magnetíticos e hematíticos de alto teor de ferro?

(iii) quais os tipos de domínios enriquecidos em ferro e a composição dos minerais de minério?

(iv) qual a sucessão paragenética, quais os tipos de alteração hidrotermais encontrados e qual o seu *time* com relação às deformações?

Responder a essas perguntas representa dar um passo significativo no estudo do sistema metalogenético em questão, bem como colaborar com o entendimento da gênese dos depósitos de ferro da região.



**Fig. 3.** Mapa de localização da área de estudo. A área está delimitada com um polígono vermelho. Fonte: IBGE (1967).

O objetivo principal do trabalho é entender os processos metalogenéticos que levam à magnetização e à hematização em protominérios estéreis situados em cinturões de dobramentos e cavalgamentos de orógenos intracontinentais. Como objetivos específicos, têm-se:

- a) identificar e caracterizar as litologias do depósito Espírito Santo;
- b) determinar as estruturas deformacionais e identificar o controle estrutural dos domínios hematíticos e magnetíticos;
- c) caracterizar os tipos de domínios ricos em ferro e determinar as características químicas dos minerais de minério encontrados;

d) determinar as paragênese associadas com o metamorfismo regional e com as alterações hidrotermais responsáveis pela formação dos domínios magnetizados e hematizados, bem como os tipos de alteração hidrotermais nesses domínios;

e) propor um a evolução metalogenética para o depósito estudado com ênfase no sistema tectônico regional.

Como justificativa desse estudo, os *Greenstone Belts* e Sequências metavulcanossedimentares similares têm sido alvo de pesquisas sistemáticas, sobretudo no que diz respeito a programas de exploração mineral, devido a sua associação com mineralizações de ferro, ouro e metais base. Para o caso do ferro, quando truncados por zonas de cisalhamento, protominérios itabiríticos das sequências metavulcanossedimentares podem tornar-se enriquecidos pela circulação de fluidos hidrotermais e os teores de ferro total podem atingir valores acima de 60 % (Rosière e Rios 2004; Rosière et al., 2008; Beukes et al. 2008; Angerer e Hagemann, 2010; Angerer et al., 2015; Hagemann et al., 2016 entre outros autores). No Corredor do Paramirim sequências desse mesmo tipo são truncadas por zonas de cisalhamentos ediacaranas (Cruz e Alkmim, 2006). Em especial, tem-se a Zona de Cisalhamento Carrapato (Danderfer Filho 2000, Cruz et al., 2012) que trunca as unidades da Sequência Metavulcanossedimentar Igaporã - Licínio de Almeida, definida neste trabalho. Essa sequência hospeda itabiritos com baixo a médio teor em magnetita que foram posteriormente enriquecidos nesse mineral e em hematita. Entretanto, apesar do significativo avanço no conhecimento geológico regional relacionado com as imediações da cidade de Caetité e do grande interesse econômico por empresas privadas, ainda há imensa carência no estudo das tipologias de minério de ferro, das suas características e controles geológicos e de um modelo metalogenético que contemple a mineralização de ferro hidrotermal. Sendo assim, esse estudo irá somar esforços para o entendimento dos processos geológicos e metalogenéticos responsáveis para formação da mineralização de ferro em uma das mais promissoras províncias metalogenéticas do Estado da Bahia. Além disso, há um grande interesse científico, nacional e internacional, para se entender os processos mineralizantes de depósitos hipogênicos de ferro de alto teor em domínios orogênicos, especialmente quando há mais de um estágio de formação de minérios.

Para cumprir com os objetivos propostos foram realizados:

(i) revisão e atualização bibliográfica, com levantamento das principais publicações sobre a geologia e metalogenia do ferro e da área de estudo. Foram consultados artigos científicos, dissertações, teses, resumos científicos e monografias com abordagem em temas relacionados com



depósitos de ferro de alto teor, bem como publicações e projetos institucionais que envolvem a região em foco;

(ii) trabalhos de campo, totalizando 10 dias efetivos. Na primeira etapa foi realizado o mapeamento geológico da área e coleta de 40 amostras para estudos petrográficos, microestruturais e de química mineral. Na segunda etapa de campo foram descritos três testemunhos de sondagem com espaçamento de 200 m entre eles;

(iii) trabalho de escritório com confecção do mapa geológico subsidiado pelos mapas geofísicos de magnetometria terrestre e aérea, ambos fornecidos pela empresa Biominer. Esse mapa foi elaborado no *Software* Arcgis 10.1 e com o WGS-84 como *datum* de referência; Por fim, os testemunhos de sondagem foram digitalizados e integrados com auxílio do *Software CorelDRAW X7*;

(iv) estudos petrográficos e microestruturais em 40 seções polidas delgadas de amostras coletadas em três testemunhos de sondagem FR-ES-004, 03 e 23 da empresa Biogold. As seções polidas delgadas foram confeccionadas por laminador contratado pela empresa que dá suporte a este estudo. As descrições dessas seções foram realizadas no Laboratório de Petrografia do Curso de Graduação em Geologia do Instituto de Geociências - IGEO e no laboratório do Núcleo de Geologia Básica - NGB, ambos situados na Universidade Federal da Bahia - UFBA. As fotomicrografias foram obtidas por uma câmera digital Olympus acoplada ao microscópio e com auxílio do *software Analysis get it*;

(v) análise estrutural aplicando o modelo clássico de posicionamento espacial das estruturas identificadas e análise dos processos deformacionais em escalas macro, meso e micro. Ao final dessas análises foram individualizadas as gerações dos silicatos, óxidos, carbonatos e sulfetos para cada unidade identificada;

(vi) estudos microquímicos em amostras selecionadas utilizando Microsonda Eletrônica para classificar clorita, anfibólio, carbonato e biotita e epidoto que ocorrem nas paragêneses de alteração hidrotermal. Os dados foram adquiridos no laboratório da Universidade Federal de Brasília pela máquina de marca *Superprobe*. Depois foi determinada a fórmula estrutural dos minerais analisados. Maiores detalhes são apresentados no corpo do artigo;

(vii) estudos microquímicos de elementos traços e terras raras em rocha total e em grãos de magnetita e hematita por ICPMS e LA-ICPMS, respectivamente. Essas análises determinaram as composições químicas dos três tipos de itabiritos identificados e das diferentes gerações de magnetita e de hematita. Os dados foram obtidos em concentrado de rocha total pela empresa

*Bureau Veritas Commodities Canada Ltd.* e para as magnetitas e hematitas os dados foram obtidos em seções delgadas polidas, na Universidade Federal de Ouro Preto. Os gráficos foram gerados no Excel, Maiores detalhes são apresentados no corpo do artigo;

Além desses métodos aplicados, foram selecionadas amostras de itabiritos para estudos geocronológicos (U-Pb, LA-ICPMS) com a finalidade de determinar a idade máxima de sedimentação da rocha hospedeira da mineralização de ferro e do metamorfismo das rochas. As amostras foram preparadas em laboratório especializado do Serviço Geológico do Brasil (CPRM-SUREG BA). Entretanto, como os grãos de zircão e titanita estavam metamíticos e com pouca representatividade quantitativa, as análises não puderam ser realizadas.

Essa dissertação está organizada em três capítulos. No capítulo 1 tem-se a Introdução Geral, com a apresentação do tema, problemas, objetivos, justificativas e materiais e métodos. No capítulo 2 apresenta-se o artigo científico a ser submetido na revista *Ore Geology Reviews* e no capítulo 3 têm-se as conclusões gerais da Dissertação, com algumas recomendações.

## **Referências**

- Angerer, T., Hagemann, S. G., 2010. The BIF-hosted high-grade iron ore deposits in the Archean Koolyanobbing greenstone belt, Western Australia: structural control on synorogenic- and weathering-related magnetite-, hematite-, and goethite-rich iron ore. *Economic Geology*, 105, 917 - 945.
- Angerer, T., Duuring, P., Hagemann, S. G., Thorne, W., T. Mccuaig, T. C., 2015. A mineral system approach to iron ore in Archaean and Palaeoproterozoic BIF of Western Australia. *Geological Society, London*, 393, 81 - 115.
- Beukes, N. J., Gutzmer, J., Mukhopadhyay, J., 2003. The geology and genesis of high-grade hematite iron ore deposits: *Transactions of the Institute of Mining and Metallurgy*, 112, p. B18 - B25.
- Beukes, N. J., Mukhopadhyay, J., Gutzmer, J., 2008. Genesis of High-Grade Iron Ores of the Archean Iron Ore Group around Noamundi, India. *Economic Geology*, 103, 365 - 386.
- Borges, J. O., 2008. *Geologia do Distrito Manganésífero de Urandi-Licínio de Almeida: Resultados Preliminares. Monografia – Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia p.118.*
- Borges, J. O., 2012. *Geologia e evolução metalogenética do minério de manganês da mina Lagoa D'anta, subdistrito ferro-manganésífero de Caetité-Licínio de Almeida, Bahia. Dissertação*

- (Mestrado em Geologia). Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Bahia, 216p.
- Borges, J. O., Cruz, S. C. P., Barbosa, J. S. F., 2010. Geologia da Mina de Lagoa D'anta, Distrito Manganésífero de Urandi-Licínio de Almeida, Bahia. Apresentação Oral. 45° Congresso Brasileiro de Geologia, Bélem-PA.
- Cannon, W. F., 1976. Hard iron ore of the Marquette Range, Michigan. *Economic Geology*, 71, 1012 - 1028.
- Cruz, S. C. P., Alkmim, F. F., 2006. The tectonics interaction between the Paramirim aulacogen and the Araçuaí Belt, São Francisco Craton region, Eastern Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciência*, Rio de Janeiro, v. 78, n. 1, 151 - 173.
- Cruz, S. C. P., Peucat, J. J., Teixeira, L., Carneiro, M. A., Martins, A. M., Santana, J., Souza, J. S., Barbosa, J. S. F., Leal, A. B. M., Dantas, E., Pimentel, M., 2012. The Caraguataí syenitic suite, a ca. 2.7Ga-old alkaline magmatism (petrology, geochemistry and U-Pb zircon ages). Southern Gavião block (São Francisco Craton), Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 37, 95 - 112.
- Cruz, S.C.P., Barbosa, J.S.F., Pinto, M.S., Peucat, J.J., Paquette, J.L., Souza, J.S., Martins, V.S., Chemale Júnior, F., Carneiro, M. A. 2016. The Siderian-Orosirian magmatism in the Gavião Paleoplate, Brazil: U e Pb geochronology, geochemistry and tectonic implications. *Journal of South American Earth Sciences*, 69, 43 - 79.
- Cunha, J. C., Barbosa, J. S. F., Mascarenhas, J. F. 2012. *Greenstone Belts e Sequências Similares*. In: *Geologia da Bahia: Pesquisa e Atualização*. Coordenação Geral: Johildo Barbosa, cap IV, p. 203 - 326.
- Dalstra, H. J., Rosière, C. A., 2008. Structural Controls on High-Grade Iron Ores Hosted by Banded Iron Formation: A Global Perspective. *Economic Geology*, 15, 1 - 34.
- Danderfer Filho, A., 2000. Geologia sedimentar e evolução tectônica do Espinhaço Setentrional, estado da Bahia. Tese (Doutorado em Geologia), Instituto de Geociências, Universidade Federal de Brasília, 497p.
- Duuring, P., Hagemann, S. G., 2013. Genesis of superimposed hypogene and supergene Fe orebodies in BIF at the Madoonga deposit, Yilgarn Craton, Western Australia. *Mineral Deposita*, 48, 371 - 395.
- Fernandes, F. F., Cruz, S. C. P., Santos, M. S., Anjos Cruz, V, Bitencourt, C. N., Couto, M. S., Costa, Y. F., Victoria, A. M., Oliveira, R. B., 2016. Geologia, caracterização petrográfica e

- aspectos metalogenéticos do minério de alto teor de ferro da Mina Pedra De Ferro, Caetité, Bahia. Apresentação de painel na 68ª Reunião Anual da SBPC, Universidade Federal do Sul da Bahia - UFSB, Porto Seguro/BA, Brasil.
- Figueiredo e Silva, R. C., Lobato, L. M., Rosière, C. A., Hagemann, S., 2011. Petrographic and geochemical studies at giant Serra Norte iron ore deposits in the Carajás mineral province, Pará State, Brazil. *Geonomos*, Belo Horizonte, 19(2), 198 - 223.
- Figueiredo e Silva, R.C., Hagemann, S.G., Lobato, L.M., Rosière, C.A., Banks, D.A., Davidson, G.J., Vennemann, T.W., Hergt, J.M., 2013a. Hydrothermal fluid processes and evolution of the giant Serra Norte jaspilite-hosted iron ore deposits, Carajás Mineral Province, Brazil. *Economic. Geology*. 108, 739 - 779.
- Figueiredo e Silva, R.C., Lobato, L.M., Hagemann, S., Danyushevsky, L., 2009. Laser-ablation ICP-MS analyses on oxides of hypogene iron ore from the giant Serra Norte jaspilitehosted iron ore deposits, Carajás Mineral Province, Brazil. In:Williams, P.J. (Ed.), *Proceedings of the 10th Biennial SGA Meeting of The Society for Geology Applied to Mineral Deposits Townsville Australia 17th–20th August 2009: Townsville*, 570 - 572.
- Frost, B. R., 1991. Introduction to oxygen fugacity and its petrologic importance. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, v. 25, p.1 - 9.
- Hagemann, S. G., Rosiere. C. A., Lobato, L., Baars, F., Zucchetti, M. Figueiredo e Silva, R. C., 2006. Controversy in genetic models for high grade BIF related Fe deposits: Unifying or discrete model(s)?: *Australasian Institute of Mining and Metallurgy. Iron Ore Conference*, Perth, Australia. n. 8, 67 - 71.
- Hagemann, S. G., Angerer, T., Duuring, P., Rosière, C. A., Figueiredo E Silva, R. C., Hensler, A. S., Walde, D. H. G., 2016. BIF – hosted iron mineral system: A review. *Ore geology Reviews*, 76, 317 - 359.
- IBGE. 1967. Instituto Brasileiro de Geografia e estatística. Carta planialtimétrica Riacho de Santana.
- Kamei, G., Ohmoto, H., 2000. The kinetics of reactions between pyrite and O<sub>2</sub>-bearing water revealed from in situ monitoring of DO, Eh and pH in a closed system. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 64, 2585 - 2601.
- Lasaga, A. C., 1998. *Kinetic theory in the earth sciences*: Princeton, NJ, Princeton University Press, p.811.

- Lobato L. M., Rosière C. A., Figueiredo e Silva R. C.; Zucchetti M., Baars F. J., Seoane J. C. S., Rios F.J., Pimentel M., Mendes G. E., Monteiro A. M., 2005b. A mineralização hidrotermal de ferro da Província Mineral de Carajás - Controle estrutural e contexto na evolução metalogenética da província. In: Marini O.J., de Queiroz E.T., and Ramos B.W., eds., Caracterização de depósitos minerais em distritos mineiros da Amazônia. DNPM/Fundo Setorial Mineral (CT-Mineral/FINEP)/ADIMB, Brasília, Brazil, 25 - 92.
- McLellan, J. G., Oliver, N. H. S., Schaub, P. M. 2004. Fluid flow in extensional environments; numerical modeling with an application to Hamersley iron ores. *Journal of Structural Geology*, 26, 1157 - 1171.
- Morris, R. C., 1985. Genesis of iron ore in banded iron-formation by supergene and supergene-metamorphic processes - a conceptual model, *in* Wolf, K.H., ed., *Handbook of strata-bound and stratiform ore deposits: Amsterdam Elsevier*, v. 13, 73 - 235.
- Ohmoto, H., 2003. Nonredox transformation of magnetite-hematite in hydrothermal Systems. *Economic Geology*, 98, 157 - 161.
- Pedrosa-Soares A. C.; Alkmim F. F., 2011. How many rifting events preceded the development of the Araçuaí-West Congo orogen? *Geonomos*, Belo Horizonte, 19, 244 - 251.
- Robie, R.A., Hemingway, B.S., Fisher, J. R., 1978. Thermodynamic properties of minerals and related substances at 298.15 K and 1 bar (105 Pascals) pressure and at higher temperatures: U.S. Geological Survey Bulletin, 1452, p.456.
- Rocha, G.M.F., Souza, S.L., Garrido, I.A.A. 1998. Distrito Manganésífero de Urandi-Licínio de Almeida, Bahia: geologia e potencialidade econômica. CBPM, Série Arquivos Abertos, 12, p.34.
- Rosière, A. C., Chemale Jr, F., 2000 Brazilian Iron Formations and Their Geological Setting. *Revista Brasileira de Geociências*, 30, 274 - 278.
- Rosière, C. A., Rios, F. J., 2004. The origin of hematite in high-grade iron ores based on infrared microscopy and fluid inclusion studies: the example of the Conceição mine, Quadrilátero Ferrífero, Brazil. *Economic Geology*, 99, 611 - 624.
- Rosière, C. A., Spier, C. A., Rios, F. J., Suckau, V. E., 2008. The Itabirites of the Quadrilátero Ferrífero and Related High-Grade Iron Ore Deposits: An Overview. *Economic Geology*, 15, 1 - 32.
- Santos, J. S., Cruz, S. C. P., Rosière, C., 2014. A. Geologia e Petrografia dos Itabiritos e do minério de alto teor de ferro da serra do Lontra na Sequência Metassedimentar de Ibicuí-Íguaí,

- Órogeno Itabuna Salvador Curaçá, Bahia. 47º Congresso Brasileiro de Geologia, Salvador – BA.
- Santos, M. S., 2014. Petrografia e Análise Estrutural Preliminar do Alvo Ferrífero Espírito Santo e Implicações no Estudo Metalogenético, Corredor do Paramirim, Bahia. Trabalho final de graduação, Universidade Federal da Bahia (UFBA), 157p.
- Santos, M. S., Cruz. S. C. P., Burgos, C. M., Fernandes, F. F., Anjos Cruz, V., Bitencourt, C. N., Victoria, A., Couto, M. S., Oliveira, R. B., Costa, Y. F., 2016. Geologia e metalogênese do alvo ferrífero espírito santo no setor norte da Sequência Metavulcanossedimentar Caetité-Licínio De Almeida, Bahia. Apresentação de painel na 68ª Reunião Anual da SBPC, Universidade Federal do Sul da Bahia - UFSB, Porto Seguro/BA, Brasil.
- Taylor, D., Dalstra, H. J., Harding, A. E., Broadbent, G. C., Arley, M.E., 2001. Genesis of high-grade hematite orebodies of the Hamersley Province, Western Australia: Economic Geology and the Bulletin of the Society of Economic Geologists, 96, 837 - 873.
- Viveiros, J. F. M. 2012. Geologia do Depósito e o Projeto de Minério de Ferro de Caetité, Bahia. Apresentação Oral SIMEXMIN Ouro Preto.

## CAPÍTULO 2

# ENRIQUECIMENTO EM MAGNETITA E HEMATITA EM ZONAS DE CISALHAMENTO DE CINTURÕES OROGÊNICOS INTRACONTINENTAIS: O EXEMPLO DO SETOR NORTE DO ORÓGENO ARAÇUAÍ-OESTE CONGO

Santos, M. S.<sup>1</sup>, Cruz, S. C. P.<sup>1</sup>, Lobato, L. M.<sup>2</sup>, P. Mandetta<sup>3</sup> (In memoriam), Burgos, C. M.<sup>4</sup>

1. Universidade Federal da Bahia (UFBA). Programa de Pós-Graduação em Geologia. Rua Barão de Jeremoabo s/n, instituto de geociências, Ondina, salvador - Bahia/Brasil.,
2. Universidade Federal de Minas Gerais, Centro de Pesquisas Prof. Manoel Teixeira da Costa, Instituto de Geociências, Belo Horizonte, MG, Brazil,
3. Fundo de investimentos Biogold. Rua Paul Bouthilier, n 37, Mangabeiras, Belo Horizonte Minas Gerais/Brasil.
4. Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM). Av. Ulysses Guimarães, n 2862 - Sussuarana, Salvador - Bahia/Brasil.

### RESUMO

A Sequência Metavulcanossedimentar Igaporã - Licínio de Almeida está inserida na borda leste do Cinturão de Dobramentos e Cavalgamentos do Espinhaço Setentrional, um dos componentes do Corredor do Paramirim, na porção intracontinental do Orógeno Araçuaí. O objetivo principal desse trabalho é entender os processos metalogenéticos que levaram à magnetitização e à hematitização em protominérios estéreis situados em cinturões de dobramentos e cavalgamentos de orógenos intracontinentais. Na área de estudo ocorrem xistos máficos, itabiritos quartzosos, anfíbolíticos e carbonáticos e rochas carbonatossilicáticas. Os domínios magnetizados e hematizados ricos ocorrem, principalmente, nos itabiritos. A geometria geral do depósito está relacionada com a presença de *duplexes* compressionais com topo estrutural para SW. Essas são estruturas relacionadas com a Zona de Cisalhamento Carrapato e, como elementos de maior escala contém uma foliação  $S_n$ , que é representada por um bandamento composicional e por uma xistosidade paralelizada a ele. A foliação  $S_n$  foi observada em todas as escalas e nos itabiritos transpõe uma foliação  $S_{n-1}$  presente em dobras isoclinais intrafoliais. Estruturas  $S/C/C'$ , *boudins*, *pinch-and-swell*, bem como dobras em bainha e dobras em cortina são coetâneas à formação dessa foliação metamórfica de transposição. Uma lineação de estiramento mineral ( $Lx_n$ ) da mesma fase deformacional integra o arcabouço estrutural, bem como uma incipiente foliação que trunca a  $S_{n-1}/S_n$  e que se relaciona com as dobras em cortina. A alteração hidrotermal é coetânea com o desenvolvimento das zonas de cisalhamento, tendo sido identificados estágios de potassificação (biotitização e moscovitização), alteração à clorita, alteração à cumingtonita e à ferri-tschermakita, carbonatação, alteração a carbonato e formação de óxidos de ferro (magnetita e hematita). A magnetita hipogênica aloja-se em estruturas  $C'$  e em charneiras de dobras isoclinais intrafoliais. Essa geração cresce incluindo silicatos e carbonatos esqueletiformes ou formando bordas de corrosão em: (i) ferri-tschermakita e oligoclásio em xistos máficos; (ii) carbonato, actinolita, quartzo, biotita em rochas carbonatossilicáticas; (iii) quartzo em itabiritos quartzosos; (iv) cumingtonita e quartzo em itabirito anfíbolítico; e (v) quartzo, carbonato e moscovita em itabiritos carbonáticos. Além disso, esse óxido de ferro também substitui moscovita, carbonatos, epidoto e em porfiroblastos de anfibólios

que truncam a  $S_n$ . A hematita é platiforme e ocorre em agregados policristalinos marcando a foliação  $S_{n-1}/S_n$ , bem como a foliação plano axial ( $S_n$ ) em dobras isoclinais intrafoliais. A sua formação sugere condições de maior oxidação do sistema hidrotermal. Determinações por LA-ICPMS mostram que, de forma geral, nos itabiritos quartzosos e anfibolíticos as magnetitas hipogênicas são mais ricas em Elementos Terras Raras Leves do que as magnetitas precoces e sua composição se aproxima da composição da rocha encaixante da mineralização. A formação de domínios com enriquecimento em hematita e magnetita está relacionada com a percolação de fluidos hidrotermais que dissolveram silicatos, remobilizaram uma primeira geração de magnetita em itabiritos e precipitam uma segunda geração desse mineral aproveitando estruturas de cisalhamento ediacaranas.

**Palavras-chave:** Orógeno intracontinental, alteração hidrotermal, zonas de cisalhamento, duplexes.

### ABSTRACT

The Igaporã - Licínio de Almeida Metavolcano-sedimentary Sequence is located at the eastern border of the Northern Espinhaço Thrust and Fold Belt, one of the components of the Paramirim Corridor, in the intracontinental portion of the Araçuaí Orogen. The main objective of the present study was to understand the metallogenic processes that lead to the magnetization and hematitization in sterile proto-ores located in thrust and fold belts of intracontinental orogens. Mafic schists, itabirites of quartz, amphibolite and carbonate composition, and carbonate-silicate rocks occur in the study area. Rich magnetized and hematitized domains occur mainly in itabirites. The general geometry of the deposit is related to the presence of compressional duplexes that present their structural top towards SW. These structures are related to the Carrapato Shear Zone and contain as large scale elements  $S_n$  foliation, which is represented by compositional banding and parallel schistosity.  $S_n$  foliation was observed at all scales and in the itabirites it transposed  $S_{n-1}$  foliation present in intrafolial isoclinal folds.  $S/C/C'$ , boudins, pinch-and-swell structures, as well as sheath and curtain folds are coetaneous with the formation of this metamorphic transposition foliation. Mineral stretching lineation ( $L_{xn}$ ) from the same deformational phase integrates the structural framework, as well as an incipient foliation that truncates  $S_{n-1}/S_n$  and is related to curtain folds. Hydrothermal alteration is coetaneous with the development of shear zones, where stages of potassification (biotitization and muscovitization), alteration into chlorite, alteration into cummingtonite and into ferrotschermakite, carbonation, alteration into carbonate, and formation of iron oxides (magnetite and hematite) were identified. Hypogenic magnetite lodges itself in  $C'$  structures and in fold axes of intrafolial isoclinal folds. This generation grows either including silicates and skeletal carbonates or forming corrosion edges in: (i) ferrotschermakite and oligoclase in mafic schists; (ii) carbonate, actinolite, quartz, biotite in carbonate-silicate rocks; (iii) quartz in quartz-rich itabirites; (iv) cummingtonite and quartz in amphibolitic itabirites; and (v) quartz, carbonate, and muscovite in carbonate itabirites. In addition, this iron oxide also replaced muscovite, carbonates, epidote, and are found in porphyroblasts of amphiboles that truncate the  $S_n$  foliation. Hematite is platy-shaped and occurs in polycrystalline aggregates, characterizing the  $S_{n-1}/S_n$  foliation, as well as the axial plane foliation ( $S_n$ ) in intrafolial isoclinal folds. Its formation suggests higher oxidation conditions of the hydrothermal system. The LA-ICPMS technique showed that, in general, in quartz-rich and amphibolitic itabirites, hypogenic magnetites are richer in Light Rare Earth Elements than early magnetites, and their composition is close to that of the country rock of the mineralization process. The formation of hematite- and magnetite-enriched domains is related to the percolation of hydrothermal fluids that dissolved silicates, remobilized the first generation of magnetites in itabirites, and precipitated a second generation of this mineral taking advantage of Ediacaran shear structures.

**Keywords:** Intracontinental orogen, hydrothermal alteration, shear zones, duplexes.

## 1. INTRODUÇÃO

A atuação de processos hidrotermais hipogênicos pode levar à formação de domínios magnetíticos e hematíticos de alto teor (Nadoll et al., 2014; Angerer et al., 2015; Hagemann et al., 2016). Em situações como essas, frequentemente, os protominérios são formações ferríferas

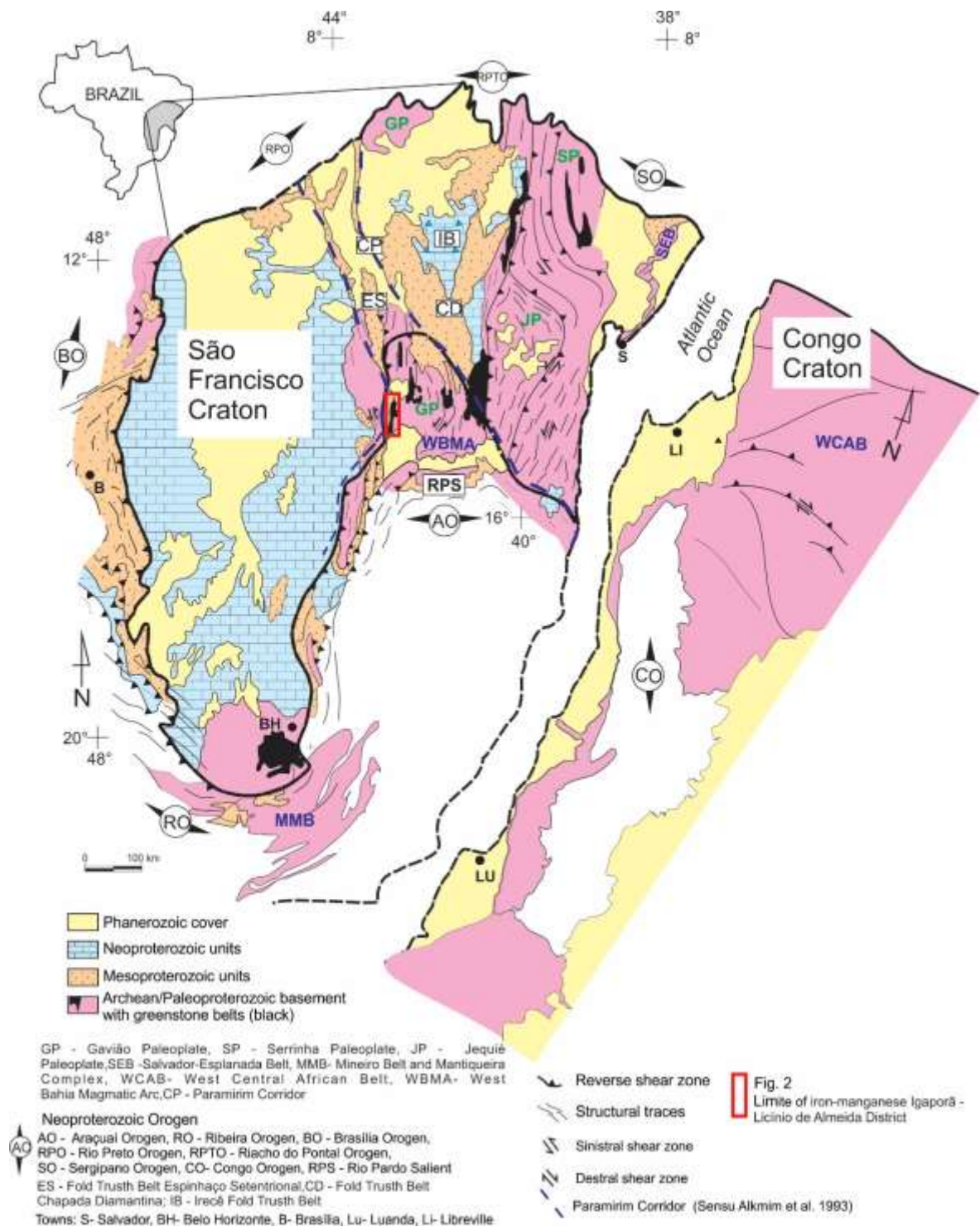


bandadas, como nos depósitos de Carajás (Rosière e Chemale Júnior, 2000; Lobato et al., 2005; Figueiredo e Silva et al., 2009, 2011), de Harmersley (Angerer e Hagemann, 2010; Angerer et al., 2015), de Noamundi (Beukes et al., 2008) e do Quadrilátero Ferrífero (Rosière e Rios 2004; Rosière et al., 2008). Em geral, essas rochas já possuem algum conteúdo de magnetita e/ou hematita e são enriquecidas nesses minerais pela atuação dos processos hipogênicos. Entretanto, rochas originalmente desprovidas desses minerais podem ser magnetizadas ou hematizadas, tendo como exemplo as rochas máficas / ultramáficas dos depósitos da Serra do Lontra em Ibicuí - BA (Santos et al., 2014) e os metarenitos impuros da Chapada Diamantina Oriental (Cruz, 2016). Independentemente da rocha hospedeira, em todos esses depósitos há um forte controle estrutural exercido por dobras e/ou zonas de cisalhamento (Taylor et al., 2001; Rosière et al., 2006; Dalstra e Rosière, 2008; Figueiredo e Silva et al., 2008; Thorne et al. 2008, 2014; Hagemann et al., 2016).

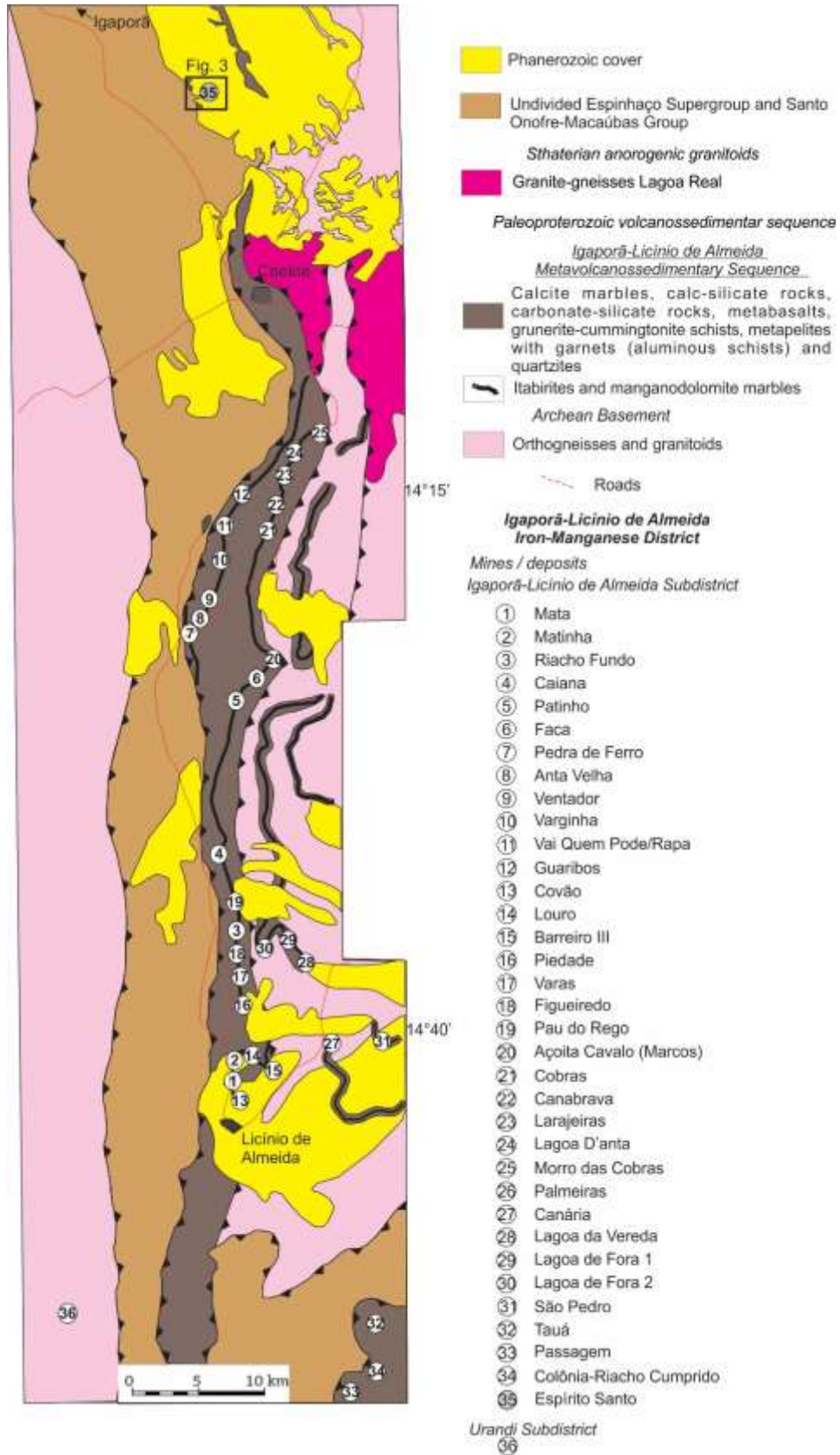
A Sequência Metavulcanossedimentar Rio São João definida por Cruz et al. (2017) é uma das unidades do embasamento do Cinturão de Dobramentos e Cavalgamentos do Espinhaço Setentrional, um dos componentes do Corredor do Paramirim, na porção intracontinental do Orógeno Araçuai - Oeste Congo (Fig. 1) (Borges et al., 2015, Cruz et al., 2015). Essa unidade inclui, *in totum*, a Sequência Metavulcanossedimentar Caetité - Licínio de Almeida (Cunha et al., 2012), bem como as sequências metavulcanossedimentares e prolonga-se a norte até a cidade de Igaporã (Fig. 2). Nela ocorrem quartzitos, xistos manganésíferos, xistos máficos (rochas metavulcânicas), itabiritos, mármore, alguns manganésíferos e rochas carbonatossilicáticas (Borges, 2008, 2012; Borges et al., 2010; Santos, 2014). As minas e depósitos de manganês e ferro desse distrito representam uma importante fronteira da exploração mineral e, em sua totalidade, localizam-se a sul da cidade de Caetité (Fig. 2). Entretanto, recentes descobertas de ferro no depósito Espírito Santo permitem prolongar essa faixa de supracrustais em direção a norte, ampliando o seu potencial para novas descobertas minerais. Nesse depósito ocorrem níveis de hematitos que truncam itabiritos quartzosos com valores modais de magnetita variando de 10 a 60%. Além disso, rochas siliciclásticas e máficas hospedam domínios magnetizados e hematizados em graus variáveis.

O objetivo desse artigo é apresentar os estudos petrográficos, estruturais e de análise química de minerais com vistas a contribuir com o entendimento da evolução do depósito estudado e dos processos geológicos que levaram à formação de domínios magnéticos e domínios hematíticos de alto teor situados em um contexto de cinturões de dobramentos e cavalgamentos de orógenos intracontinentais proterozoicos. Outra contribuição é a discussão sobre o controle

estrutural dos corpos de hematítico do Cinturão de Dobramentos e Cavalgamentos do Espinhaço Setentrional, no setor intracontinental do Orógeno Araçuaí.



**Fig. 1.** Contexto geológico e localização da área de estudo indicada pela seta vermelha. Modificado de Cruz et al. (2016). Notar a localização da figura 2.



**Fig. 2.** Localização das minas do Distrito Ferromanganesífero Igaporã - Licínio de Almeida. Modificado de Rocha (1998). Notar a localização da figura 3.

## 2. O DISTRITO FERROMANGANESÍFERO IGAPORÃ - LICÍNIO DE ALMEIDA

O Distrito ferromanganesífero Igaporã – Licínio de Almeida compreende o Distrito Urandi - Licínio de Almeida de Rocha et al. (1998) e toda a faixa de depósitos de itabiritos que ocorrem a norte da cidade de Caetité (Fig. 2) e que estão tectonicamente posicionados no Cinturão de Dobramento e Cavalgamento do Espinhaço Setentrional (Danderfer Filho, 2000; Cruz et al., 2012, 2015). De sul para norte, o *trend* das unidades portadora de depósitos de ferro e manganês varia de N-S, inflexionando para NE-SW a sul da cidade de Caetité (Borges, 2012) e novamente inflexionam para NW-SW a norte dessa cidade (Fig. 2).

No distrito há trinta minas de manganês que foram explotadas economicamente por mais de cinquenta anos (Borges, 2012) (Fig. 2) e estão praticamente exauridas. Como protominério de manganês, têm-se mármores manganesíferos, rochas carbonatossilicáticas manganesíferas (Borges, 2012). Os tipos de minérios são: jacobsítico, lenticular e laterítico (Rocha et al., 1998; Borges, 2012). Na principal mina, Lagoa D'anta, os teores de MnO atingem 62,80% (Borges, 2012) e volume total de 405 mil toneladas (Rocha et al., 1998). As reservas de manganês estimadas para esse distrito são de 12,34 milhões de toneladas, com teores variando entre 20 e 50% (Rocha et al., 1998).

Nos depósitos de ferro descritos por Borges (2008; 2012), Figueiredo (2009), Jesus (2011), e Fernandes et al. (2016) ocorrem itabiritos com proporções variadas de magnetita, hematita e cumingtonita. Associados com os itabiritos ocorrem grunerita xisto e hematititos. Recentemente, descobertas de minério de alto teor hematítico nesse distrito vêm despertando o interesse de empresas privadas. Os corpos de minério são itabiritos ricos em hematita. Na Mina Pedra de Ferro - BAMIN, a reserva provada é de 253,51 Mt e a estimada de 204,65 Mt (Viveiros, 2012), com teores atingindo 67%. O depósito Espírito Santo posiciona-se a norte da Mina Pedra de Ferro e ambos encontram-se na Zona de Cisalhamento Carrapato (Danderfer Filho 2000; Cruz et al., 2012), uma das estruturas do cinturão de Dobramentos e Cavalgamentos da Serra do Espinhaço Setentrional. Segundo Borges (2012), o manganês e o ferro primários, certamente, se depositaram em uma bacia estratificada, onde a fonte primária tanto para o ferro, quanto para o manganês presente nos protominérios, foi hidrotermal vulcano - exalativo.

## 3. GEOLOGIA REGIONAL

A área de estudo localiza-se no Corredor do Paramirim (Fig. 1), um dos compartimentos do domínio intracontinental do Orógeno Araçuaí - Oeste Congo (Borges et al., 2015, Cruz et al.,

2007, 2015). Esse corredor compreende os cinturões de dobramentos e cavalgamentos da Serra do Espinhaço Setentrional e da Chapada Diamantina (Fig. 1). A geração desses cinturões, e do Corredor do Paramirim, está relacionada com a inversão parcial do Aulacógeno homônimo (Sensu Pedrosa-Soares et al., 2001; Alkmim et al., 2006b, 2007; Pedrosa-Soares et al., 2007). As estruturas distensionais desse aulacógeno que evoluíram de 1.78 Ga (Danderfer Filho et al. 2015) a 0.65 Ga (Alkmim et al., 2006b, 2007; Pedrosa-Soares et al., 2007) foram parcialmente invertidas no Ediacarano (Cruz e Alkmim 2006, Cruz et al. 2012). A sua inversão ocorreu em função das colisões entre as paleoplacas São Francisco - Congo, Rio de La Plata e Amazônia durante a aglutinação de Gondwana (Cruz e Alkmim, 2006; Alkmim et al. 2006b, 2007).

O embasamento do Corredor do Paramirim compreende: (i) granitoides paleo, meso e neoarqueanos de composição tonalítica, trondjemítica ou granodiorítica (TTG), que foram gnaissificados e parcialmente migmatizados, cujos protólitos marcam eventos magmáticos ocorridos entre 3.4 a 3.2 Ga, 3.2 a 3.1 Ga e 2.9 a 2.6 Ga (Bastos-Leal et al., 1998; Santos-Pinto et al., 1998, 2012; Barbosa et al., 2012; Cruz et al., 2012; Medeiros, 2013; Barbosa et al., 2013); (ii) anfíbolitos, granulitos e migmatitos, além de Sequências Metavulcanossedimentares de idades arqueanas / paleoproterozoicas (Cunha et al., 2012; Cruz et al., 2014), dentre elas, a Igaporã - Licínio de Almeida, ampliada de Cunha et al. (2012) e redefinida neste trabalho; (iii) granitoides siderianos de composição granodiorítica, tonalítica, monzogranítica, quartzo-monzodiorítica com enclaves quartzo-dioríticos subordinados e relacionados com o Arco Magmático do Oeste da Bahia (Cruz et al., 2016). Segundo esses autores, a idade de cristalização das rochas varia de  $2324 \pm 6$  a  $2140 \pm 9$  Ma (U-Pb, LA-ICPMS e SHRIMP, zircão). Outros granitoides com idades variando de 2.06 a 1.9 Ga e associados com a instalação de um sistema tranpressional e/ou fusão de crosta continental também integram o embasamento do Corredor do Paramirim (Cruz et al., 2016).

O magmatismo anorogênico, alcalino e plutônico relacionado com a evolução do Aulacógeno do Paramirim é representado por rochas estaterianas da Suíte Intrusiva Lagoa Real (Costa et al., 1985), que é constituída por meta álcalifeldspato granito e metasiénogranitos (Costa et al., 1985; Turpin et al., 1988; Cordani et al., 1992; Cruz et al., 2007; Machado, 2008). Essas rochas estão deformadas em zonas de cisalhamento destrais e reversa-destrais e metamorfisada no ediacarano (Cruz et al., 2007; Lobato et al., 2015).

As unidades de preenchimento do Aulacógeno do Paramirim são as sequências metavulcanossedimentares de idade estateriana a tonianas dos supergrupos Espinhaço e São Francisco. O Supergrupo Espinhaço, com espessura máxima de 8.000 m (Cruz e Alkmim, 2017),

compreende rochas siliciclásticas e metavulcânicas dacíticas e riolíticas (Schobbenhaus e Kaul, 1971; Guimarães, 2008, Loureiro et al., 2009, Guimarães et al., 2012, Danderfer Filho et al., 2015). As rochas siliciclásticas são predominantes e de ambiente continental, variando entre metarenitos, metapelitos e metaconglomerados (Guimarães et al., 2012 e referencias citadas). Por sua vez, as rochas metavulcânicas félsicas podem ser agrupadas em três conjuntos de idades (U-Pb, Pb-Pb, zircão) (Schobbenhaus et al., 1994; Babinsky et al., 1994; Danderfer Filho et al., 2009, 2015): (i)  $1775 \pm 7$  Ma; (ii)  $1.752 \pm 4$  Ma a  $1.748 \pm 4$  Ma; e (iii)  $1.582 \pm 8$  a  $1.569 \pm 14$  Ma.

O Supergrupo São Francisco é representado pelas rochas do Grupo Santo Onofre (Bittencourt et al., 2015) e pelas formações Bebedouro e Salitre. O Grupo Santo Onofre compreende metaconglomerados, metarenitos, metapelitos hematíticos, grafitosos e/ou manganésíferos, além de uma associação carbonática constituída por metadolarenitos maciços e metadolarenitos estromatolíticos (Loureiro et al., 2009; Guimarães et al., 2012), com idade de zircões detríticos em  $894 \pm 30$  Ma (Laser Ablation) (Bittencourt, 2017). Para unidades correlatas a esse grupo foram encontrados zircões detríticos com idade de  $900 \pm 21$  Ma (U-Pb, SHRIMP) (Babinsky et al., 2011). A Formação Bebedouro é constituída, em geral, por diamictitos e pelitos com arenitos subordinados. Zircões detríticos obtidos por Figueiredo et al. (2009) sugerem idade máxima de sedimentação em  $874 \pm 9$  Ma (U-Pb SHRIMP) para essa unidade. Por sua vez, a Formação Salitre é constituída por expressivos pacotes carbonáticos com estromatólitos. Rochas metavulcânicas félsicas foram descobertas por Santana (2016), que obteve idade de  $669 \pm 14$  Ma (zircão, U-Pb, LA-ICPMS).

Rochas máficas truncam as unidades de preenchimento do Aulacógeno do Paramirim, formando diques ou alojam-se como *sills*. Estudos geocronológicos (U-Pb, zircão) realizados por Babinsky et al. (1999, TIMS), Guimarães (2008, LA-ICPMS), Loureiro et al. (2009, LA-ICPMS) e Danderfer Filho et al. (2009, SHRIMP) sugerem dois grupos: o primeiro, com idades de cristalização de  $1.514 \pm 22$  Ma,  $1.496 \pm 3.2$  Ma e  $1.492 \pm 16$  Ma; o segundo com idades de  $934 \pm 4$  Ma (zircão, U-Pb, LA-ICPMS, Loureiro et al. 2008) e  $854 \pm 23$  (zircão, U-Pb, SHRIMP, Danderfer Filho et al., 2009).

As estruturas compressoriais da inversão do Aulacógeno do Paramirim estão representadas por três conjuntos principais: (i) zonas de cisalhamento de baixo ângulo e *up-dip*, dobras reviradas com orientação geral E-W e vergentes para norte, que constituem a Saliência do Rio Pardo (Cruz e Alkmim, 2006) (Fig. 1); (ii) zonas de cisalhamento com variados indicadores cinemáticos, duplexes, leques imbricados, *pop-ups* e dobras com orientação geral NNW-SSE, que marcam a

inversão frontal e a nucleação dos cinturões de dobramentos e cavalgamentos da Serra do Espinhaço Setentrional e Chapada Diamantina (Cruz e Alkmim, 2006; Cruz et al., 2007; Borges et al., 2015) (Fig. 1); e (iii) zonas de cisalhamento, duplexes, leques imbricados e dobras com orientação geral E-W e vergência geral para sul, que marcam o *front* do Orógeno Riacho do Pontal (Lagoeiro 1990) no Cinturão de dobramentos e Cavalgamentos de Irecê (Fig. 1). Zonas de cisalhamento normais e dobras marcam a fase distensional relacionada com o colapso do Orógeno Araçuaí (Cruz et al., 2015).

#### 4. MATERIAIS E MÉTODOS

Os trabalhos de campo permitiram o desenvolvimento do mapeamento geológico na escala 1:25.000, que foram subsidiados por mapas magnetométricos terrestre e aéreo, e a descrição dos testemunhos de sondagem FR-ES-03, 04 e 23, com o espaçamento de 200 m entre eles e coordenadas em 766119 / 8464101, 766285 / 8464201 e 766474 / 8464304 (23S – SAD 69), respectivamente. Esses testemunhos são verticais.

Estudos petrográficos e microestruturais foram realizados em quarenta seções polidas delgadas de amostras coletadas em testemunhos de sondagem, que permitiram interpretar as sucessões paragenéticas. De posse dessa sucessão, análises de química de minerais foram realizadas em grãos de anfibólio, clorita, biotita, carbonato e epidoto no laboratório da Universidade Federal de Brasília. O equipamento utilizado foi a Microsonda Eletrônica *JXA-8230 SuperProbe Electron Probe Microanalyzer* (EPMA), que operou em 15 kV, corrente 10 nA e diâmetro do feixe de 1  $\mu$ m. O tempo de contagem no pico dos elementos foi de 10 segundos e tempo de *background* foi 5 segundos. A fórmula estrutural para anfibólio, plagioclásio, biotita, epidoto e clorita foram calculadas utilizando 23, 8, 20, 12,5 e 28 oxigênios, respectivamente. A classificação dos anfibólios foi realizada utilizando Leake et al. (2003) e Hawthorne et al. (2012), a do epidoto foi realizada utilizando a nomenclatura recomendada por Armbruster et al. (2006). A clorita foi classificada a partir da nomenclatura de Guggenheim et al. (2006) utilizando o programa WinCcac (Microsoft Visual Basic Program) produzido por Yavuz et al. (2015). Em xistos máficos geotermômetros e geobarômetros foram calculados a partir do software Hb-Pl de Holland e Blundy (1994) e também usando Schmidt (1992), e Anderson et al. (1995, 1996). Por sua vez, o estudo da geotermometria em cloritas também foi realizado também utilizando esses autores e os geotermômetros escolhidos foram Cathelineau (1988), Jowett (1991) e Xie et al. (1997).

Análises de elementos traços e terras raras (Ti, V, Mn, Co, Ni, Cu, Zn, As, Sr, Y, Zr, Nb, Mo, Ba, La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu, W, Au, Pb, Th, U) via *Laser*

*Ablation Inductively Coupled Mass Spectrometry* (LA-ICPMS) foram realizadas em grãos de hematita e magnetita de quatro amostras em seção polida delgada. Esses dados foram obtidos na Universidade Federal de Ouro Preto com um sistema de abrasão por laser da marca New Wave Research UP-213 acoplado a um espectrômetro de massa – ICP-MS Agilent Technologies 7700x. A aquisição de dados ocorreu em 55 s, com spots de 30  $\mu\text{m}$ , intensidade dos pulsos 8-9  $\text{J}/\text{cm}^2$  e frequência da luz do laser de 10 Hz. As amostras foram submetidas a uma abrasão em um atmosfera de He de pureza ultra alta que, posteriormente, foi misturada com Ar para o transporte do material para o ICP-MS. Os dados foram processados no Software *GLITTER* - Data Reduction for the LA-ICPMS Microprobe (Achterbergh et al., 2000), por redução de espectros não automáticos para excluir espectros, ou partes de espectros, que são afetados por inclusões minerais. Por fim, os diagramas foram tratados no *Software Excel*.

Os elementos traços e terras raras em rocha total foram adquiridos nos três itabiritos identificados, pela empresa *Bureau Veritas Commodities Canada Ltd.*, via *Inductively Coupled Mass Spectrometry*.

## 5. GEOLOGIA DO DEPÓSITO

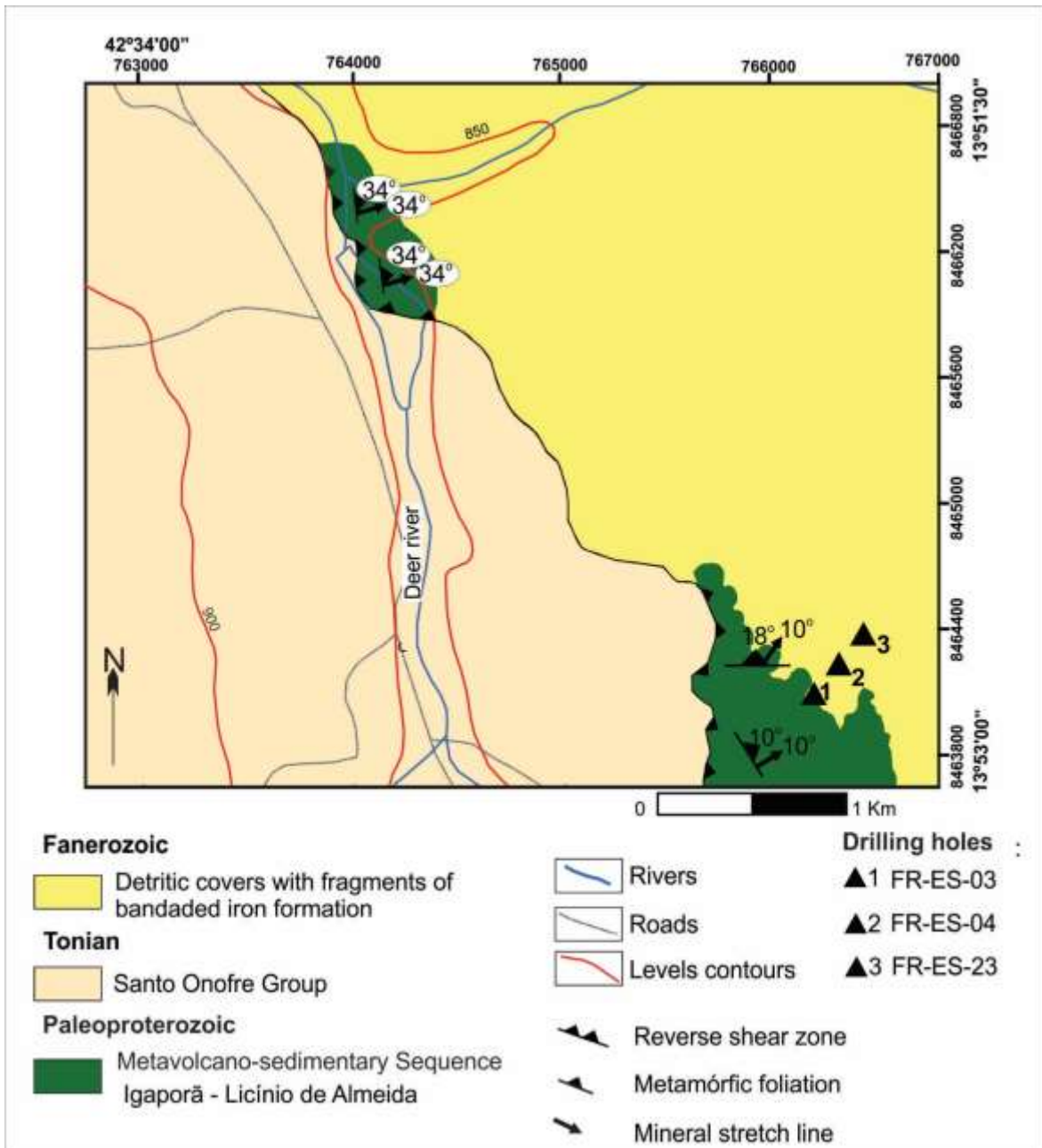
### 5.1. Unidades Geológicas

A geologia de superfície do Depósito Espírito Santo é caracterizada, predominantemente, por depósitos coluvionares e por xistos máficos, itabiritos e rochas carbonatossilicáticas da Sequência Metavulcanossedimentar Igaporã - Licínio de Almeida, que cavalgam as unidades do Grupo Santo Onofre a oeste (Fig. 3), através da Zona de Cisalhamento Santo Onofre. As melhores exposições das rochas desse depósito foram encontradas nos testemunhos de sondagem e neles foram identificados xistos máficos, rochas carbonatossilicáticas, itabiritos quartzosos, itabiritos anfibolíticos e itabiritos carbonáticos (Figs. 4 e 5). A distribuição dessas unidades identificadas em profundidade gera um bandamento composicional, que está paralelizado a uma xistosidade e ambos marcam a foliação metamórfica ( $S_n$ ) do depósito. Essas unidades, em geral, mergulham em baixo ângulo para NE, configurando um extenso homoclinal na escala regional (Fig. 4). Nos itabiritos foram reconhecidos domínios irregulares e descontínuos com enriquecimento em magnetita e/ou hematita.

A tabela 1 apresenta as variações modais das rochas descritas em subsuperfície. As abreviaturas dos nomes dos minerais estão apresentadas de acordo com Whitney e Evans (2010). Em algumas rochas mais de uma geração de um determinado mineral foi observada. Nesses casos,



será atribuído um índice para esse mineral. As características principais de cada geração e a granulacão estão apresentadas na tabela 2. Por sua vez, a tabela 3 lista as microestruturas encontradas nas amostras descritas.



**Fig. 3.** Mapa geológico do alvo ferrífero Espírito Santo. A localização do mapa encontra-se na figura 2.

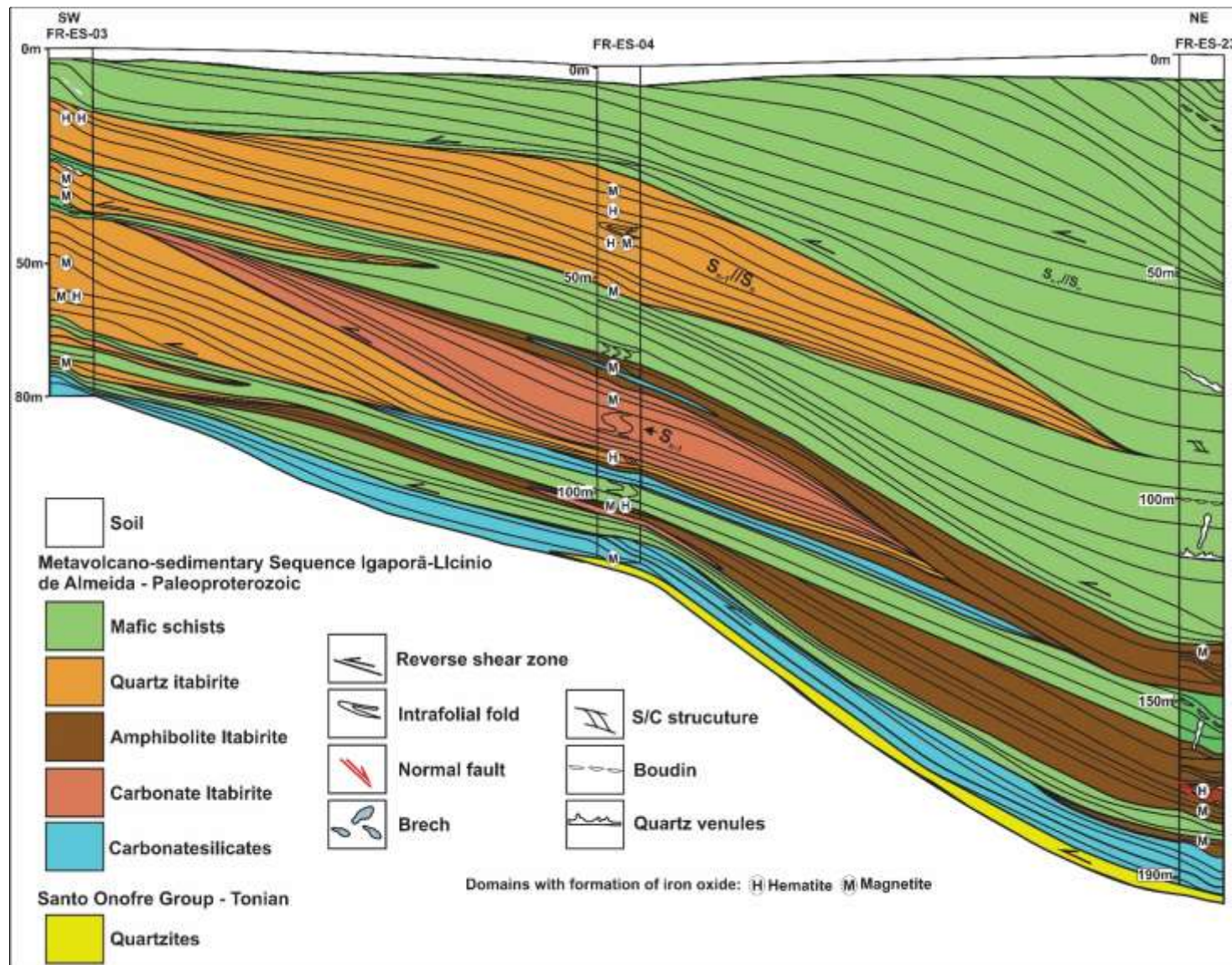


Fig. 4. Seção geológica do depósito Espírito Santo. A localização dos testemunhos de sondagem está demonstrada na figura 3.



**Fig. 5.** Amostras de testemunhos de sondagem: (a) xisto máfico com porfiroblastos de ferri-tschermakita<sub>2</sub> (Fts<sub>2</sub>) truncando a foliação S<sub>n</sub>; (b) xisto máfico com foliação S<sub>n</sub> truncada por veios de carbonato (Cb<sub>2</sub>); (c) de itabirito quartzoso micro a mesobandado com foliação S<sub>n-1</sub> truncada pela S<sub>n</sub>; (d) itabirito anfibolítico micro a meso bandado; (e) itabirito carbonáticos micro a mesobandado com xistosidade S<sub>n-1</sub>//S<sub>n</sub>; (f) rochas carbonatossilicáticas com mesobandamento e xistosidade S<sub>n</sub> indicada em amarelo.

**Tabela 1.**

Variação modal (%) dos litotipos descritos em subsuperfície e granulométrica dos minerais identificados (em mm). Magnetita (Mag), hematita (Hem), quartzo (Qz), ferri-tschermakita (Fts), cumingtonita (Cum), clorita (Chl), carbonato (Cb), oligoclásio (Olg), actinolita (Act), epidoto (Epd), biotita (Bt), moscovita (Ms), calcopirita (Cpy), pirita (Py), calcedônia (Ccd), titanita (Ti), ouro (Au). Abreviaturas de acordo com Whitney e Evans (2010).

Mineral/ Unidade		Mag	Hem	Qz	Fts	Cum	Chl	Cb	Olg	Act	Epd	Bt	Ms	Cpy	Py	Ccd	Ti	Au
<b>Xisto Máfico</b>	Moda (%)	0-4	8-10	10-25	0-47		0-40	2-20	8-15			5-22		0-1	0-3		<1	
	Varição da granulção (mm)	0,1-3,0	0,1-0,4	0,1-0,6	0,6-3,0		0,3-0,7	0,05-2,0	0,5-1,0			0,2-1,0	<0,1	0,2-0,5	0,02-0,7		0,08	
<b>Itabirito Quartzoso</b>	Moda (%)	10-55	0-50	35-50				0-9					0-15			0-5		<1
	Varição da granulção (mm)	0,1-0,5	0,1 - 1	0,08 - 1				0,05-0,4					0,1-2,5			0,1-0,3		<0,01
<b>Itabirito Anfibolítico</b>	Moda (%)	10-60	3-12	8-35		25-55	0-22	0-13						0-1	0-1			
	Varição da granulção (mm)	0,1-0,5	0,1-0,5	0,1- 0,6		0,1-3,0	0,1-0,5	0,4- 2,0						0,06-0,1	0,2-0,5			
<b>Itabirito Carbonático</b>	Moda (%)	30-45	1-5	20-30			0-3	7-33			<1		20-35		0-5			
	Varição da granulção (mm)	0,1-1,0	0,2-0,6	0,1-1,0			0,1-0,9	0,07-2,00			0,2-0,3		0,02-0,6		0,2-2,5			
<b>Rochas Carbonatos-silicática</b>	Moda (%)	<1-10	0-5	20-38		0-18	1-18	15-42		0-35	0-12	12-20	2-6	0-1	0-1			
	Varição da granulção (mm)	0,1-0,7	0,05-0,3	0,06-0,6		0,2-1,0	0,1-0,5	0,2-3,0		0,3-7,0	0,1-1,2	0,2-2,0	0,08-2,0	0,08-0,30	0,2-0,8			

**Tabela 2.**

Discriminação de minerais com mais de uma geração e seus respectivos índices compatíveis com a ordem de geração.

Mineral /Geração	1	2	3
<b>Xistos Máficos</b>			
Ferri-tschermakita	Orientada segundo a xistosidade $S_n$ . Ocorre inclusa em aglomerados de hematita.	Porfiroblastos, nematoblásticos a decussados, truncando a xistosidade $S_n$ . Ocorre inclusa em aglomerados de hematita, bordejada por magnetita. A hematita cresce em suas clivagens.	-
Carbonato	Nas bordas e nas clivagens da ferri-tschermakita <sub>1</sub> . Possui inclusões de grãos relictos, esqueletiformes e amebóides, de ferri-tschermakita <sub>1,2</sub> , clorita, biotita <sub>1</sub> , oligoclásio e quartzo. Pode ocorrer esqueletiforme e incluso em aglomerados de hematita e magnetita.	Em veios truncando a xistosidade $S_n$ , magnetita e biotita <sub>2</sub> .	-
Biotita	Orientada segundo a xistosidade $S_n$	Porfiroblastos lepidoblásticos, truncando a xistosidade $S_n$ em alto ângulo.	
<b>Itabiritos Quartzosos</b>			
Quartzo	Compõem o bandamento composicional $S_{n-1}$ e a microestrutura granoblástica.	Compõe o bandamento composicional $S_{n-1}/S_n$ .	Em veios, com hematita <sub>2</sub> .
Magnetita		Associada com a foliação de transposição $S_{n-1}/S_n$ e em charneiras de dobras isoclinais intrafoliais. É granular e lobular. Inclusões esqueletiformes de quartzo, carbonato e moscovita.	-
Hematita	Orientada segundo a foliação $S_n$ .	Em veios, com quartzo <sub>3</sub> .	-
<b>Itabiritos Anfibolíticos</b>			
Quartzo	Compõem o bandamento composicional $S_{n-1}$ .	Compõem o bandamento composicional $S_{n-1}/S_n$ .	Em veios, com hematita <sub>2</sub> .
Magnetita			-
Cumingtonita	Orientada segundo a xistosidade $S_{n-1}$ .	Orientada segundo a xistosidade $S_{n-1}/S_n$	Grãos e porfiroblastos decussados truncando a foliação $S_{n-1}/S_n$ . E, alguns locais há fraca orientação preferencial.

Hematita	Orientada segundo a foliação $S_n$	Em veios com quartzo <sub>3</sub> e em comínis cataclasados.	-
<b>Itabiritos Carbonáticos</b>			
Carbonato	Granular a poligonal comendo a foliação $S_{n-1}$	Granular a poligonal comendo a foliação $S_{n-1} // S_n$ .	Venular
Quartzo	Comendo a foliação $S_{n-1}$ .	Comendo a foliação $S_{n-1} // S_n$ .	-
Magnetita			
Pirita	Grãos na matriz e porfiroblastos.	Venular	-
<b>Rochas Carbonatossilicáticas</b>			
Carbonato	Grãos poligonais.	Forma domínios difusos, em que ocorre granular ameboide, principalmente nas clivagens de actinolita ou da cumingtonita <sub>1, 2</sub> . Presença de veios, subordinadamente.	-
Hematita	Orientada segundo a xistosidade $S_n$ .	Como selante em domínios cataclásticos.	-
Pirita	Grãos na matriz e porfiroblastos.	Venular	-

**Tabela 3.** Principais microestruturas identificadas nas rochas estudadas. Outras microestruturas podem ser citadas no texto. Magnetita (Mag), hematita (Hem), quartzo (Qz), (Fts), cumingtonita (Cum), clorita (Chl), carbonato (Cb), oligoclásio (Olg), actinolita (Act), ferri-tschermakita (Fts), biotita (Bt), moscovita (Ms), calcopirita (Cpy), pirita (Py), calcedônia (Ccd), epidoto (Ep).

Unidades / Microestrutura	Reação	Lepidoblástica	Nematoblástica	Granoblástica granular/poligonal	Granoblástica ameboide	Porfiroblástica	Poiquiloblástica	Decussada a fracamente nematoblástica	Decussada a fracamente lepidoblástica	Brechoide
<b>Xistos máficos</b>	Grãos de ferri-tschermakita <sub>1</sub> bordejados pela biotita	Bt <sub>1</sub> , Chl	Hem e Fts <sub>1</sub> marcando a $S_n$	Qz, Olg	Cb <sub>1</sub> , Mag	Mag, Fts <sub>2</sub> , Bt (Truncando a $S_n$ )	Qz incluso em Fts <sub>2</sub> ; Qz incluso em Mag  helicítica com Bt <sub>1</sub> e Chl inclusa em Mag;  Qz, Fts <sub>1</sub> , Bt e Olg inclusa em Cb <sub>2</sub> ;  Fts <sub>1</sub> em Bt <sub>1</sub>  Qz incluso em Bt <sub>2</sub>	Fts <sub>2</sub> (Truncando a $S_n$ )	Bt <sub>2</sub>	-

Unidades / Microestrutura	Reação	Lepidoblástica	Nematoblástica	Granoblástica granular/poligonal	Granoblástica amebóide	Porfiroblástica	Poiquiloblástica	Decussada a fracamente nematoblástica	Decussada a fracamente lepidoblástica	Brechoide
<b>Itabiritos quatzosos</b>	Mag <sub>2</sub> bordejada por Hem	Ms marcando a S <sub>n-1</sub> //S <sub>n</sub>	Hem	Qz <sub>1</sub> , Mag <sub>1</sub>	Qz <sub>2</sub> , Mag <sub>2</sub>	Ms marcando a Sn	Qz <sub>2</sub> incluso em Mag <sub>2</sub> , Ms e Hem;  Qz <sub>2</sub> e Cb inclusos em Mag <sub>2</sub>	-	-	-
<b>Itabiritos anfíbolíticos</b>	Mag <sub>2</sub> bordejada por Hem	-	Cum <sub>1</sub> marcando a S <sub>n-1</sub> ;  Cum <sub>2</sub> e Hem marcando a  S <sub>n-1</sub> //S <sub>n</sub>	Qz <sub>1,2</sub> ; Cb <sub>1</sub>	Mag <sub>2</sub>	Cum <sub>3</sub> , Chl	Cum <sub>2</sub> , Cum <sub>3</sub> , Cb e Chl inclusos em Cb <sub>2</sub> ;  helicítica com Cum <sub>2</sub> inclusa em Chl;  Cum <sub>2 e 3</sub> inclusas em Mag <sub>2</sub>	-	Chl (mimetizando e truncando a S <sub>n-1</sub> //S <sub>n</sub> )	Fragmentos de Qz <sub>2</sub> selados por hematita <sub>2</sub>
<b>Itabiritos carbonáticos</b>	Mag <sub>2</sub> bordejada por Hem	Ms	Hem	Qz <sub>1,2</sub> , Cb <sub>1,2</sub>	Mag <sub>2</sub>	Ms, Py <sub>1</sub>	Qz <sub>1,2</sub> , Cb <sub>1</sub> , Ms, Chl incluso em Mag <sub>2</sub> ;  Qz <sub>1,2</sub> , Ms e Mag <sub>2</sub> em Py <sub>1</sub>	-	Chl	-
<b>Rochas carbonatossilicáticas</b>	Cb <sub>2</sub> nas bordas e clivagens de Act	Bt, Chl, Ms	Act, Cum	Qz, Cb <sub>1</sub>	Cb <sub>2</sub>	Cum, Act, Bt	Qz, Chl <sub>2</sub> , Epd, Act inclusos em Cb <sub>2</sub> ; Qz, Cb <sub>1</sub> , Cb <sub>2</sub> , Chl <sub>2</sub> e Act inclusos em Mag; Cb <sub>2</sub> incluso em Py	Cum e Ep (Mimetizando e truncando a S <sub>n</sub> )	Chl (Mimetizando e truncando a S <sub>n</sub> )	Fragmentos de Cb <sub>2</sub> e Qz selados por hematita <sub>2</sub>

## 5.2. Arcabouço Estrutural

As estruturas deformacionais foram observadas principalmente em testemunhos de sondagem e em lâminas delgadas e, subordinadamente, em afloramentos. A integração dos dados de foliação  $S_{n-1}/S_n$  obtidos nos três testemunhos de sondagem (Fig. 4) sugere a existência de uma estrutura assimétrica, do tipo rampa e patamar em arranjo *duplexes* (*Sensu* Boyer e Elliott, 1982; McClay e Buchanan, 1992; Mcdowell, 1997), relacionados com sistemas de cavalgamentos com topo estrutural para SW. Esse topo estrutural coincide com o indicado por estruturas S/C's nos testemunhos de sondagem. Zonas de cisalhamento de empurrão e reversas integram o arcabouço estrutural, cavalgando as unidades da Sequência Metavulcanossedimentar Igaporã – Licínio de Almeida sobre as unidades do Grupo Santo Onofre.

A estrutura mais antiga identificada é uma foliação metamórfica constituída por bandamento composicional e xistosidade observados em dobras intrafoliais (Fig. 6a). Essas dobras variam entre recumbentes e horizontal inclinada (Fleuty, 1964). São desarmônicas, apertadas a isoclinais, com envoltória assimétrica ou simétrica. Nos itabiritos quartzosos, essas estruturas estão truncadas e transpostas pela foliação  $S_{n-1}/S_n$  (Fig. 6a). Uma foliação plano axial ( $S_n$ ) é encontrada nos domínios de menor deformação, especialmente, nos itabiritos quartzosos (Fig. 7a). Nessas rochas, essa superfície é marcada pela orientação da hematita lamelar e posiciona-se paralelamente à xistosidade  $S_{n-1}/S_n$ .

A foliação de transposição  $S_{n-1}/S_n$  é representada por um bandamento composicional e uma xistosidade paralelizada a ele, ambos com mergulhos variando entre  $18^\circ$  e  $34^\circ$  para NE ou para NNE (Fig. 3). Essas estruturas foram observadas em todas as escalas de observação. O bandamento é lenticular e marcado na escala do depósito pela alternância de rochas carbonatossilicáticas, xistos máficos e itabiritos (Fig. 4). Na escala de lâmina o bandamento é revelado pela variação na proporção mineralógica dos litotipos (Tabela 1). A xistosidade é marcada pela orientação preferencial de moscovita e hematita lamelar em itabiritos quartzosos; de hematita, ferri-tschermakita 1, biotita 1 e clorita em xistos máficos; de cumingtonita 1 e 2, clorita e hematita em itabiritos anfíbolíticos; moscovita e hematita em itabiritos carbonáticos; e actinolita, clorita e biotita em rochas carbonatossilicáticas. Essa estrutura varia de contínua a descontínua, sendo planar e paralela (*Sensu* Borradaile et al., 1982).

A lineação de estiramento mineral ( $Lx_n$ ) foi observada nos itabiritos quartzosos e é marcada pela orientação preferencial de quartzo e hematita lamelar (Fig. 6b). Essa



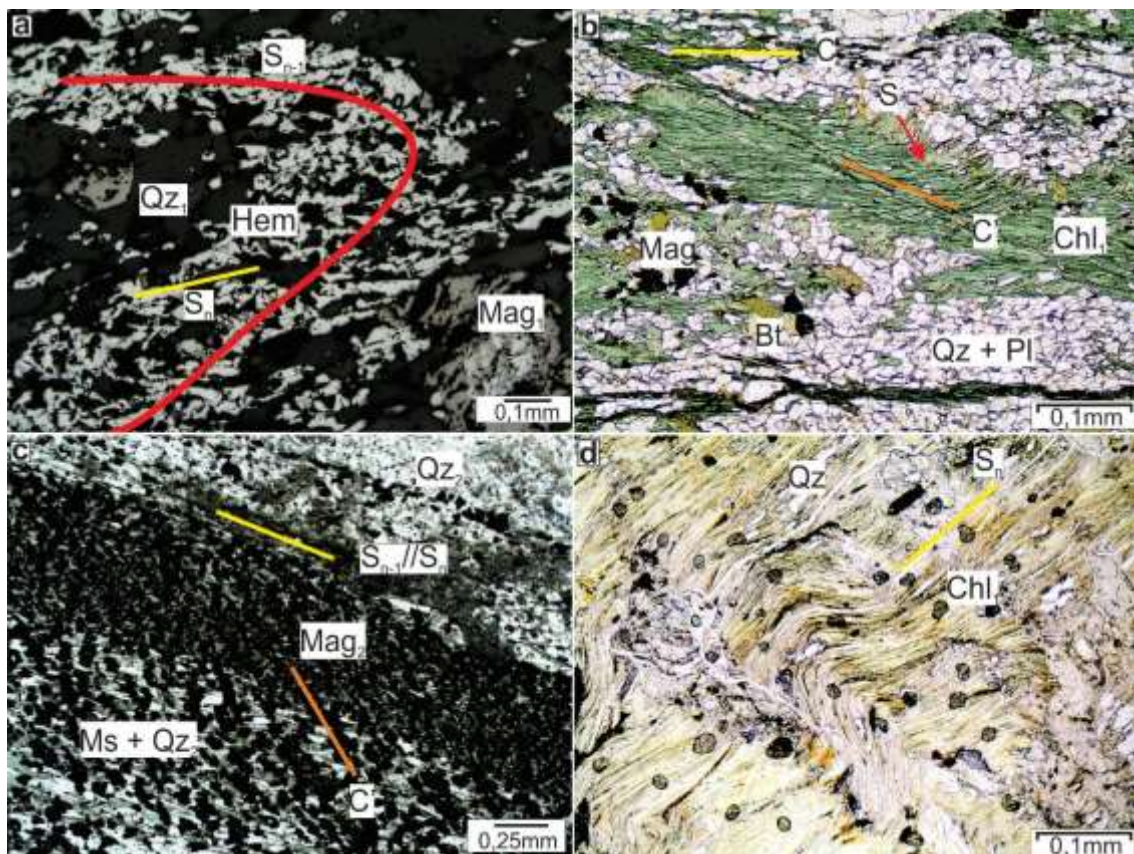
estrutura é de alto rake e possui caimento variando entre  $10^\circ$  e  $34^\circ$  para ENE (Fig. 3). Em geral, as charneiras das dobras isoclinais intrafoliais ( $Lb_n$ ) e a lineação de estiramento mineral ( $Lx_n$ ) estão paralelizadas. Ortogonalmente ao plano de foliação e à lineação de estiramento são observadas fratura de tração com lineação de crescimento mineral marcada com hematita (Figs. 6c, d).



**Fig. 6.** Principais mesoestruturas encontradas no depósito: (a) aspecto geral do afloramento de itabirito quartzoso com foliação  $S_{n-1}/S_n$ . Notar presença de dobras isoclinais intrafoliais. Charneira das dobras ( $Lb_n$ ) indicada pela lapiseira; (b) lineação de estiramento mineral ( $Lx_n$ ) pela orientação preferencial de quartzo e hematita lamelar em itabirito quartzoso; (c) lineação de crescimento mineral com precipitação de quartzo

2 e hematita; (d) detalhe da foto c; (e) dobra em bainha em itabirito quartzoso; (f) estrutura S/C em itabirito anfibolítico. O desenho a direita mostra as estruturas identificadas. Notar a presença de dobras com topo estrutural contrário ao da estrutura S/C; (g) falhas normais e mesoestrutura *pull-apart* em itabirito anfibolítico preenchida por carbonato; (h) brecha em itabirito anfibolítico selada por hematita.

Dobras em bainha (Fig. 6e) e estruturas S/C's (Fig. 6f) foram observadas associadas com domínios de maior transposição nos itabiritos e internas à superfície  $S_{n-1}/S_n$ . Em escala de furo de sonda e lâmina, além das dobras isoclinais intrafoliais, internamente à foliação de transposição  $S_{n-1}/S_n$  ocorrem estruturas *pinch-and-swell*, *boudins* e estruturas S/C/C' (Fig. 7b). Nos itabiritos anfibolíticos e carbonáticos verifica-se que existe uma foliação oblíqua à foliação  $S_{n-1}/S_n$ , por vezes sigmoidal, marcada pela orientação de agregados de magnetita. Essa orientação corresponde a uma estrutura C' (Fig. 7c).



**Fig. 7.** Principais microestruturas encontradas no depósito: (a) detalhe do bandamento composicional  $S_{n-1}$  truncada por foliação plano axial  $S_n$ , marcada pela orientação da hematita em itabirito quartzoso; (b) microestrutura do tipo S/C/C' em xisto máfico; (c) orientação preferencial dos agregados de magnetita obliquamente à foliação  $S_{n-1}/S_n$ , marcando a direção da C' em laranja; (d) dobra em caixa observada em

xisto máfico. Figura a em luz refletida, plana e polarizada; figuras b, c, d em luz transmitida, plana e polarizada. Magnetita (Mag), hematita (Hem), quartzo (Qz), plagiocásio (Pl), moscovita (Ms), clorita (Chl).

Em níveis mais ricos em clorita dos xistos máficos, a foliação  $S_n$  está dobrada com padrão em caixa (Fig. 7d) e kink. Essas estruturas possuem charneiras (Lb) orientadas segundo a lineação de estiramento ( $Lx_n$ ). Dobras de crenulação são observadas nos itabiritos, cujas charneiras também se posicionam segundo a lineação de estiramento. Em conjunto, essas estruturas representam *curtain folds* (Hartwig, 1925; Lotze, 1957; Passchier, 1986a; Paschier e Trouw, 2005; Wex et al., 2014). Em algumas dobras pode-se observar uma foliação de plano axial  $S_n$  tardia, com orientação fraca a moderada e marcada por: porfiroblastos de ferri-tschermakita 2 e biotita 2 nos xistos máficos; cumingtonita 3 e clorita nos itabiritos anfíbolíticos; clorita nos itabiritos carbonáticos; e cumingtonita, clorita e epidoto nas rochas carbonatossilicáticas.

Zonas de cisalhamento normais e estruturas *pull-apart* foram observadas em testemunhos de sondagem (Fig. 6g). Essas estruturas truncam a foliação  $S_{n-1}/S_n$  e estão associadas com veios verticais de quartzo, carbonatos e sulfetos. Em alguns veios de quartzo, uma lineação de crescimento mineral pode ser observada, que está ortogonalmente posicionada com relação às paredes das fraturas. Localmente, brechas seladas por hematita 2 são observadas (Fig. 6h).

### 5.3. Caracterização Petrográfica

#### 5.3.1. Xistos máficos

Essas rochas (Fig.5a, b) ocorrem formando corpos aproximadamente planares a lenticulares que se intercalam com os diversos itabiritos do depósito. A espessura das camadas varia de 1 a 28 metros nos testemunhos 3 e 4 (Fig.4). A NE, no furo 23, esse litotipo atinge 136 m de espessura. As rochas são anisotrópicas, inequigranulares e de granulação fina a muito fina. A xistosidade  $S_n$  (Fig. 8a) é marcada pela orientação preferencial de ferri-tschermakita 1, biotita 1, hematita lamelar e clorita (Tabela 2).

Nessas rochas duas gerações de ferri-tschermakita foram identificadas (Fig.8b) (Tabela 2). A primeira possui pleocroísmo variando de verde claro a verde escuro. Os grãos são prismáticos, idioblásticos a subidioblástico e, por vezes, xenoblásticos quando inclusos na magnetita 1. Essa geração ocorre orientada marcando a xistosidade  $S_n$ . A segunda geração é representada por porfiroblastos com pleocroísmo variando de verde

claro, verde escuro e castanho, com grãos prismáticos e, predominantemente, subidioblásticos que truncam a foliação  $S_n$  e a geração anterior (Fig. 8b). Em amostra de mão mostram orientação preferencial fraca a moderada, mas em lâmina configuram, principalmente, a microestrutura decussada (Tabela 3). Ambas as gerações são truncadas por magnetita, hematita e carbonato 1, que ocorrem preferencialmente nas bordas e nas clivagens das ferri-tschermakitas, exibindo contatos reentrantes e bordas de corrosão.

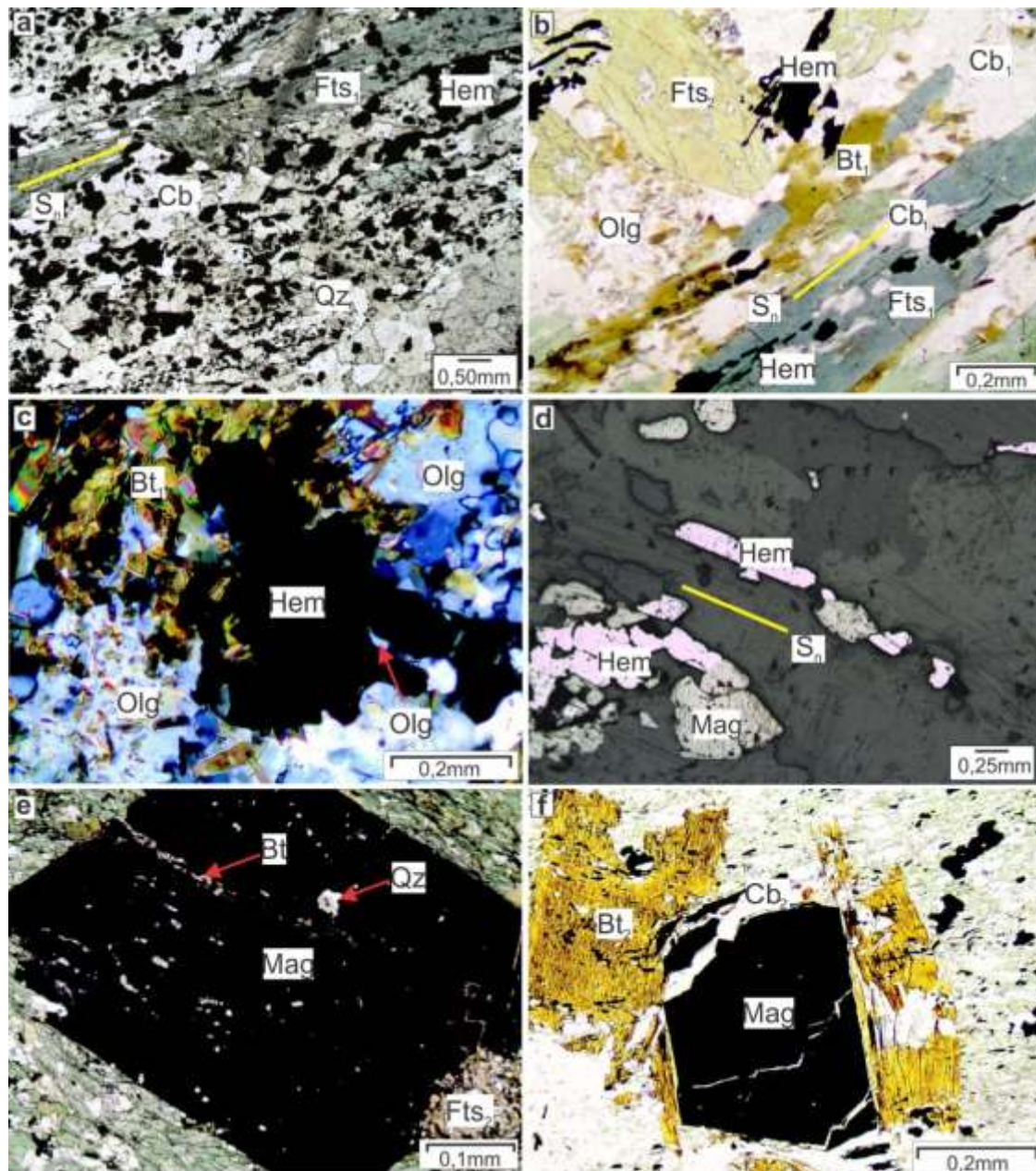
Plagioclásio ocorre em grãos individuais ou em aglomerados policristalinos e granulares juntamente com o quartzo. Os grãos são xenoblásticos e com tamanho variando de 0,5 a 1,0 mm. Com os aglomerados de hematita exibe bordas reentrantes e pode ocorrer incluso nesse mineral ou em seus aglomerados (Fig. 8c). Com o carbonato 1 o contato é ameboide e fortemente interlobado.

Magnetita foi descrita em uma geração parcialmente martitizada, sendo observada como aglomerados granulares e intersticiais aos demais minerais silicáticos da rocha (Fig. 8d) ou como porfiroblastos que truncam a xistosidade  $S_n$  (Fig. 8e). Os grãos intersticiais são subidioblásticos e apresentam contatos curvos a reentrantes com quartzo, carbonato 1 e ferri-tschermakita 1 e 2, formando borda de corrosão nesses silicatos. Por sua vez, os porfiroblastos de magnetita são idioblásticos a subidioblásticos e contêm inclusões de quartzo, biotita e clorita. A orientação interna das inclusões dos porfiroblastos ( $S_i$ ) possui continuidade com a foliação externa ( $S_n$ ) (Fig. 8e), tais feições configuram a microestrutura poiquiloblástica helicítica. Os porfiroblastos fazem contatos curvos e fortemente interlobados com a ferri-tschermakita 2 e exibem bordas de corrosão com clorita pós ferri-tschermakita 1. Com a biotita 2, os porfiroblastos crescem aproveitando a clivagem do hospedeiro (Fig. 8f). Além disso, são frequentemente truncados por veios de carbonato 2 (Fig. 8f).

Biotita também ocorre em duas gerações. A primeira está orientada constituindo a foliação  $S_n$ , juntamente com ferri-tschermakita 1, mas ocupando suas bordas ou clivagens (Fig. 8b). Além disso, cresce nas clivagens da ferri-tschermakita 2 e é truncada pela hematita. A segunda geração forma porfiroblastos orientados ortogonalmente à  $S_n$  (Fig. 8f), incluindo essa foliação. A magnetita cresce nas suas clivagens e também é truncada pelo carbonato venular -  $Cb_2$  (Fig. 8f).

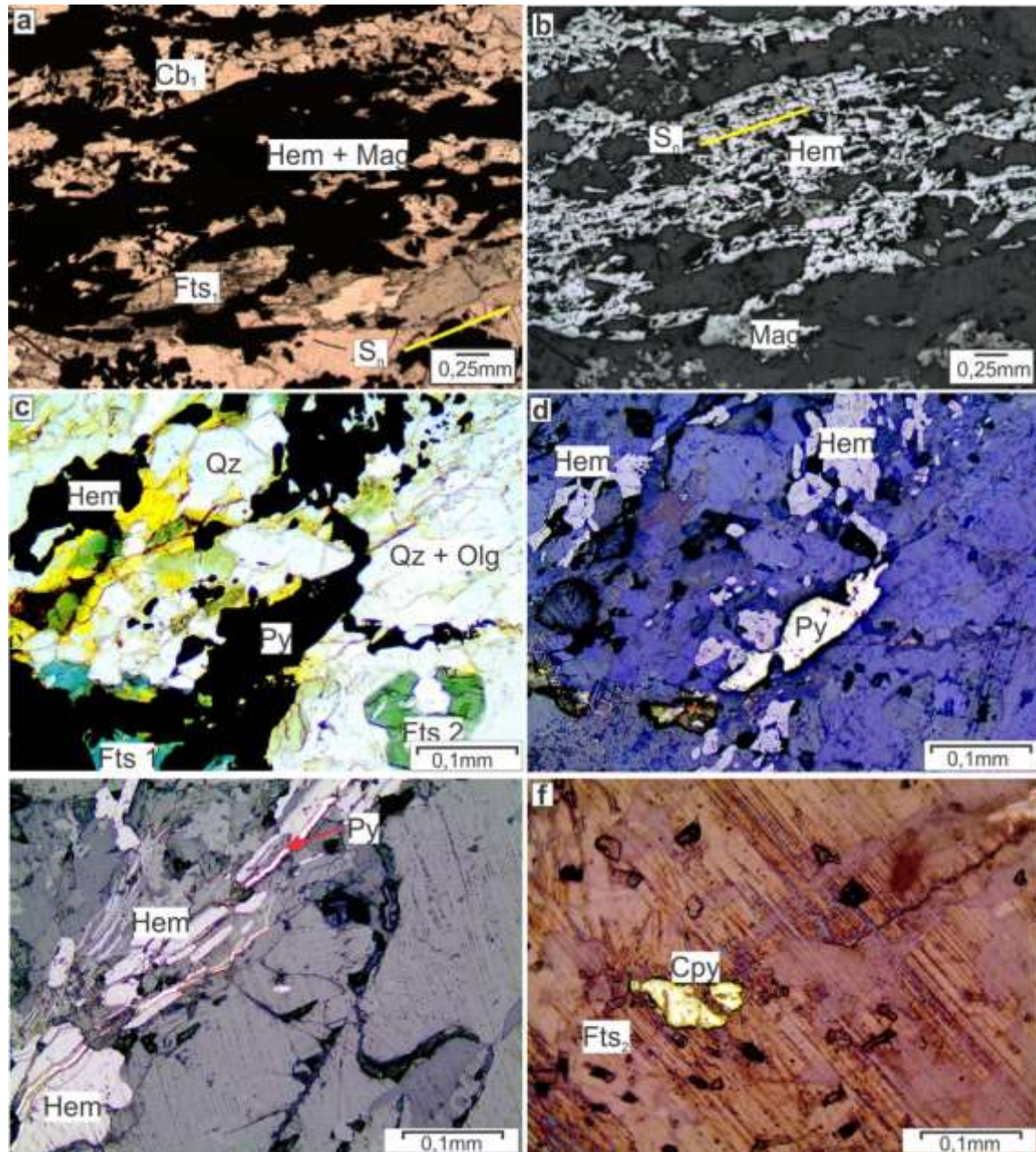
Hematita ocorre em aglomerados (Figs. 9a, b) ou em grãos isolados (Fig. 8d), em ambos os casos estão orientados na foliação  $S_n$ . Os grãos são lamelares, subidioblásticos a xenoblásticos, com tamanho entre 0,05 e 0,3 mm. Apresenta contatos curvos a

reentrantes com plagioclásio, ferri-tschermakita 1 e 2, biotita 1 e quartzo (Figs. 9c,d) e inclusões ameboides ou esqueléticas de ferri-tschermakita 1, clorita, biotita 1, oligoclásio e quartzo (Figs. 8c,9a). Trunca grãos de ferri-tschermakita 2 e de biotita 2 (Fig 8b) e é truncado pela pirita venular (Fig. 9e).



**Fig. 8.** Aspectos microscópicos dos xistos máficos: (a) ferri-tschermakita 1 orientada segundo a xistosidade  $S_n$ , configurando a microestrutura nematoblástica; (b) detalhe da relação de ortogonalidade entre a ferri-tschermakita 1 e a ferri-tschermakita 2. Notar detalhe de biotita truncando a ferri-tschermakita 1 e de hematita truncando a ferri-tschermakita 2; (c) oligoclásio incluído nos aglomerados de hematita e exibindo bordas de corrosão; (d) magnetita intersticial aos minerais silicáticos da rocha. Notar hematita lamelar com contato curvo; (e) porfiroblasto de magnetita com foliação interna ( $S_i$ ) marcada pela orientação de grãos

esqueletiformes de quartzo e biotita, representando uma microestrutura poiquiloblástica helicítica; (f) porfiroblasto de magnetita nas clivagens da biotita. Notar seu truncamento por carbonato 2. Figuras a,b, e, f em luz transmitida, plana e polarizada; figura c em luz transmitida, plana e polarizada, cruzada; figura d em luz refletida, plana e polarizada. Ferri-tschermakita (Fts), magnetita (Mag), quartzo (Qz), hematita (Hem), carbonato (Cb), biotita (Bt), clorita (Chl), pirita (Py), oligoclásio (Olg).



**Fig. 9.** Aspectos microscópicos dos xistos máficos: (a,b) domínio enriquecido em hematita com grãos esqueletiformes de carbonato 1; (c) aglomerado de hematita em contato fortemente reentrante com quartzo e ferri-tschermakita 1. Notar inclusões esqueletiformes desses silicatos nos aglomerados de hematita; (d) mesmo campo anterior, com destaque para grão de pirita; (e) vênula com pirita truncando grãos de hematita; (f) grão isolado de calcopirita. Figura a, c em luz transmitida, plana e polarizada; figuras b, d, e,

f em luz refletida, plana e polarizada. Ferri-tschermakita (Fts), magnetita (Mag), quartzo (Qz), hematita (Hem), carbonato (Cb), clorita (Chl), pirita (Py), calcopirita (Cpy).

Clorita foi identificada nas bordas e clivagens da ferri-tschermakita 1 ou formando grãos orientados ao longo da foliação e nas clivagens da biotita 1. Nesse caso, em geral, a clorita forma níveis monominerálicos e pseudomorfos pós ferri-tschermakita 1, principalmente em níveis mais superficiais dos testemunhos de sondagem.

Pirita ocorre em uma única geração, como grãos isolados e intersticiais (Figs. 7c, d) ou como veios (Fig. 9e). Os veios desse mineral ora truncam, ora orientam-se segundo a foliação  $S_n$ . Os grãos são xenoblásticos e truncam a ferri-tschermakita 2. Calcopirita (Fig. 9f) também ocorre em grãos individuais e isolados. Os grãos são xenoblásticos e trunca a ferri-tschermakita 2 nas bordas e aproveita as direções de clivagens deste mineral.

Duas gerações de carbonato foram descritas (Tabela 2). A primeira é granular com extinção ondulante fraca e observada, principalmente, nas bordas e nos planos de clivagem das ferri-tschermakitas 1 e 2. Possui bordas de corrosão com clorita, biotita, oligoclásio e quartzo. Essa geração possui inclusões destes minerais e de magnetita 1. A segunda é venular, não tem deformação e trunca os porfiroblastos de magnetita e biotita (Fig. 8e) em alto ângulo.

Nessas rochas, além das microestruturas listadas na tabela 3, ocorrem dobras de crenulação do tipo caixa ou *kink band*, sendo a  $S_{n-1}/S_n$  a superfície dobrada.

### 5.3.2. Itabiritos

#### Itabiritos quartzosos

Esses litotipos (Fig. 5c) aparecem como corpos lenticulares intercalados com xistos máficos e itabiritos carbonáticos (Fig. 4). A espessura das camadas varia de 2,0 a 27,0 m. As rochas são inequigranulares, anisotrópicas e apresentam um bandamento composicional ( $S_{n-1}/S_n$ ) lenticular caracterizado por níveis com proporções variadas de quartzo 2, hematita, magnetita 2, carbonato e moscovita (Tabela 1). A espessura do bandamento varia de 0,3 a 2,0 cm, sendo esses itabiritos classificados como micro a mesobandados (Trendall, 2002) (Figs. 10a, b). Paralelamente ao bandamento verifica-se que a hematita lamelar e a moscovita possuem uma orientação preferencial segundo a xistosidade  $S_{n-1}/S_n$  (Fig. 10b), marcando a microestrutura lepidoblástica. Domínios mais enriquecidos podem atingir até 55% de hematita ou magnetita. Os níveis mais ricos em

hematita são lenticulares, enquanto que os enriquecidos em magnetita 2 formam bolsões irregulares.

Dobras isoclinais intrafoliares são encontradas internamente ao bandamento composicional (Fig. 5c, 10a). A superfície dobrada  $S_{n-1}$  também é um bandamento (Fig. 8c) formado pela variação modal de magnetita 1, carbonato e quartzo 1, ambos formando a microestrutura poligonal granular. Essa superfície está transposta pela foliação  $S_{n-1} // S_n$  (Fig. 10b), que é marcada, principalmente, pela orientação de hematita.

A magnetita ocorre tanto na foliação dobrada  $S_{n-1}$  (Magnetita 1), quanto na foliação de transposição  $S_{n-1} // S_n$  (Magnetita 2) (Tabela 2). Entretanto, a magnetita 2 também ocorre nas bordas da magnetita 1 em charneiras de dobras isoclinais intrafoliares. Em ambos os casos, ocorrem martitizadas em graus variáveis e truncadas pela hematita lamelar. Grãos esqueletiformes de magnetitas 1 e 2 podem ser observados inclusos em agregados de hematita (Fig. 10d, f).

A primeira geração de magnetita (Fig. 10d) forma grãos predominantemente subidioblásticos, que ocorrem isolados, podendo aparecer em seções cúbicas, ou inclusos na magnetita 2. O contato com o quartzo 1 em geral é reto e fracamente curvo e com ele forma a microestrutura granoblástica (Tabela 3). A segunda geração de magnetita (Figs. 10e, f) é predominantemente xenoblástica e forma agregados lobulares em contato bastante irregulares com o quartzo (Figs. 10e, f; 11a, b), carbonato e moscovita (Fig. 11c), formando bordas de corrosão. Inclusões esqueletiformes desses minerais são frequentemente observadas na magnetita (Figs. 10e; 11c).

Hematita lamelar forma agregados policristalinos e orientados segundo  $S_{n-1} // S_n$  (Fig. 11d). Além disso, é frequentemente observada nas bordas das magnetitas 1 e 2, com bordas de corrosão com estes minerais. Inclusões esqueletiformes de quartzo, moscovita (Figs. 11e, f) e carbonatos são observadas nos domínios ricos em hematita e nos grãos reliquias de martita (Fig. 11d). Em uma amostra observou-se ouro nos domínios ricos nesse mineral.

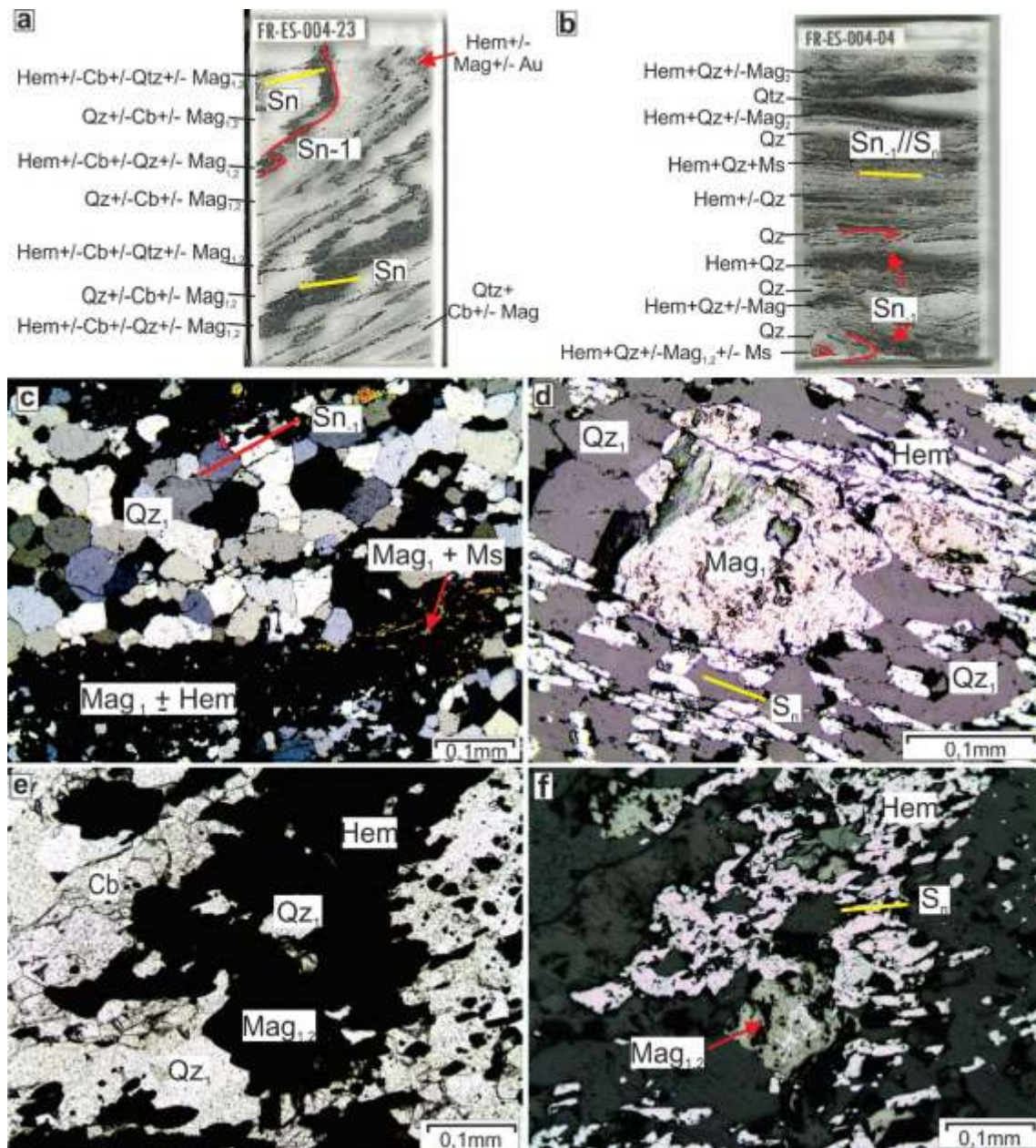
Moscovita aparece, principalmente, nos domínios ricos em hematita ou, em menor proporção, nos níveis ricos em magnetita 2, sendo bordejada e corroída por esses óxidos. Ocorre inclusa nos aglomerados de hematita, formando grãos esqueletiformes (Fig. 11e).

Carbonato é xenoblástico e ocorre como agregados policristalinos ou como grãos individuais intersticiais aos grãos de quartzo 2.

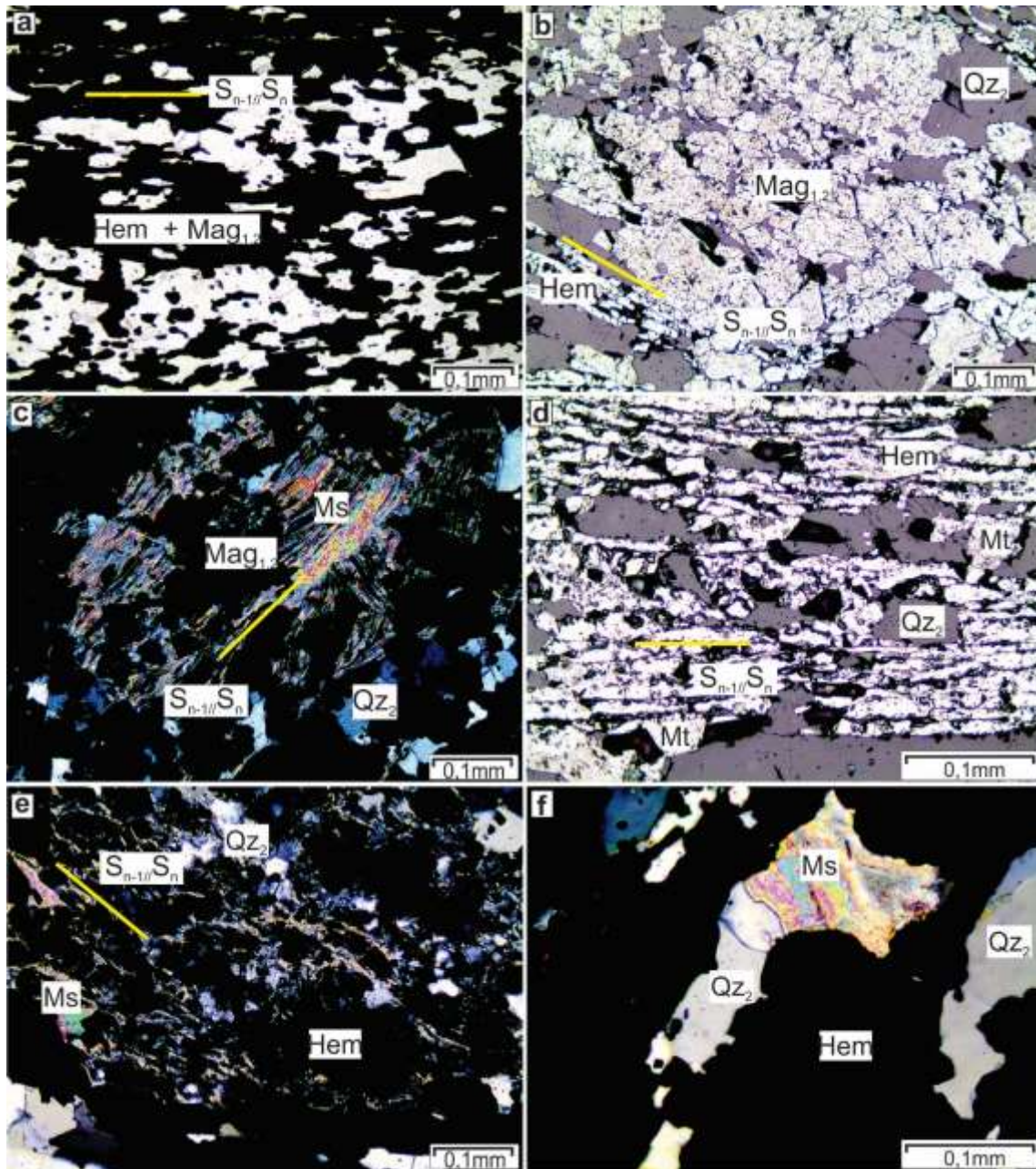
As microestruturas observadas nessas rochas estão apresentadas na tabela 3. Além dessas, verifica-se a presença de veios de quartzo (quartzo 3, tabela 2) com hematita (2<sup>a</sup>



geração). Associada com a foliação  $S_{n-1}/S_n$  ocorrem *boundins*, *pinch-and-swell* e lineação de crescimento mineral com precipitação de hematita 2.



**Fig. 10.** Seções delgadas e aspectos petrográficos dos itabiritos quartzosos: (a) detalhe do mesobandamento  $S_{n-1}$  truncada pela  $S_n$ ; (b) detalhe do microbandamento  $S_{n-1}/S_n$ ; (c) microbandamento  $S_{n-1}$  com níveis ricos em quartzo 1 e níveis ricos em magnetita 1, hematita e moscovita; (d) grãos de magnetita 1 truncados pela hematita lamelar; (e) domínio com magnetita 2 e hematita. Notar inclusões esqueletiformes de quartzo nos aglomerados de magnetita 2 e hematita e feições de corrosão com esse silicato e com carbonato; (f) magnetita 2 reliquiar inclusa em aglomerados de hematita. Figura c em luz transmitida, plana e polarizada, cruzada; figuras d, f em luz refletida, plana e polarizada; figura e em luz transmitida, plana e polarizada. Magnetita (Mag), quartzo (Qz), hematita (Hem), moscovita (Ms), carbonato (Cb).



**Fig. 11.** Aspectos petrográficos dos itabiritos quartzosos: (a) grãos esqueletiformes de quartzo inclusos em níveis ricos em magnetita 2 e hematita; (b) aglomerado de magnetita 2 com inclusões esqueletiformes de quartzo e truncada por hematita; (c) aglomerado de magnetita 2 exibindo contato curvo a reentrante com moscovita e com inclusões esqueletiformes deste mineral; (d) aglomerado de hematita orientado na foliação  $S_{n-1}/S_n$  e com inclusões de grãos esqueletiformes de quartzo 2 e martita; (e) Inclusões esqueletiformes de moscovita em aglomerados de hematita lamelar; (f) inclusões esqueletiformes de moscovita e quartzo 2 em hematita. Figura a em luz transmitida, plana e polarizada; figuras b, d em luz refletida, plana e polarizada; figuras c, e, f em luz transmitida, plana e polarizada, cruzada. Magnetita (Mag), quartzo ( $Qz$ ), hematita (Hem), martita (Mt), moscovita (Ms).

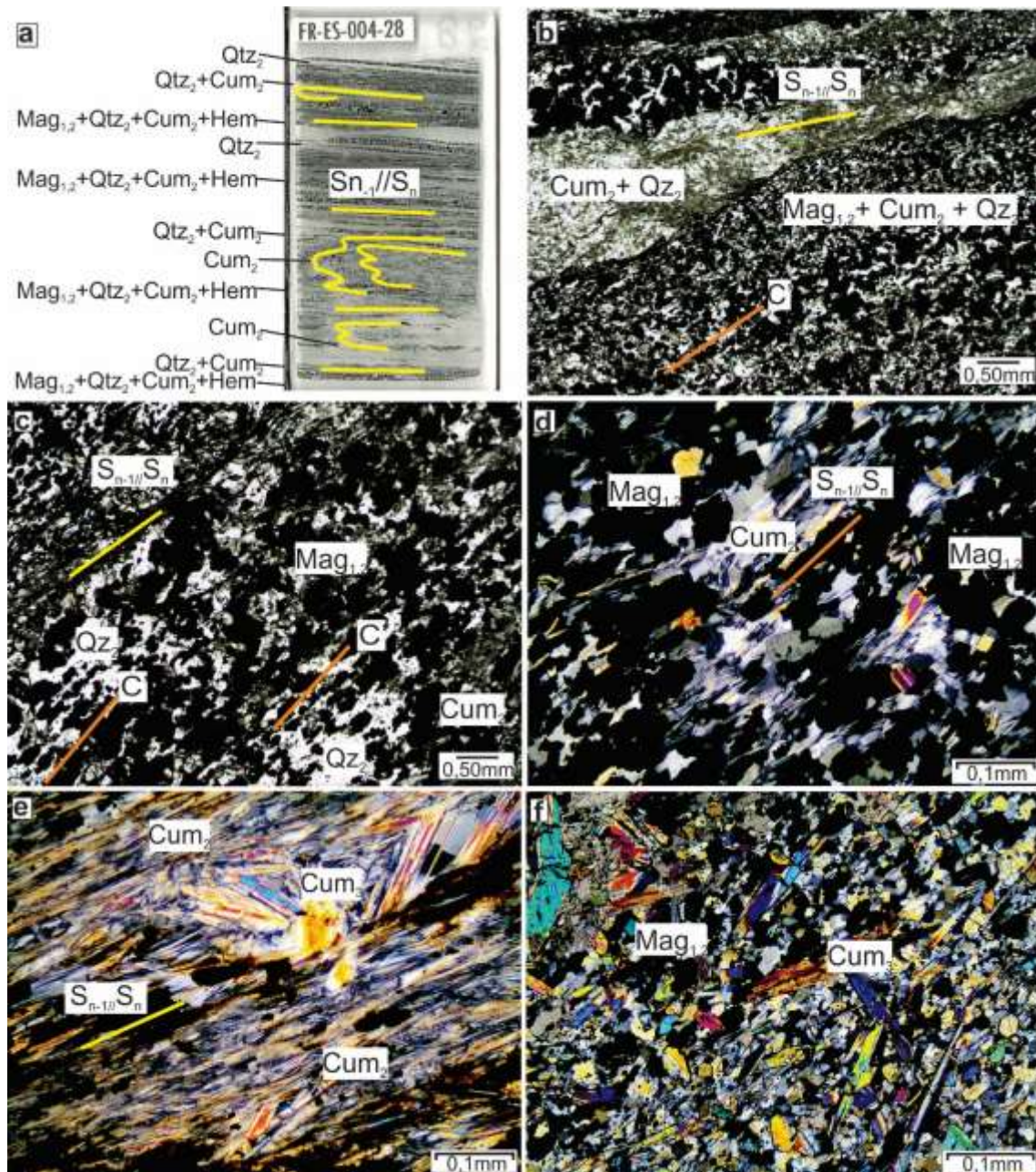
### Itabiritos anfíbolíticos

Os dois níveis descritos em seção são lenticulares (Fig. 4), sendo que um deles está intercalado com os xistos máficos e o outro se associa com os demais itabiritos. A espessura das camadas varia de 1 a 20 m, aproximadamente. Encontram-se micro a mesobandados (Fig. 5d, 12a) com bandamento composicional  $S_{n-1} // S_n$  formado pela alternância de níveis com proporções variáveis de: (i) magnetita 2, quartzo, cumingtonita 2 (Fig.12b); (ii) magnetita 2, quartzo, cumingtonita 2, clorita e hematita lamelar; (iii) quartzo e cumingtonita 2; (vi) cumingtonita 2 e clorita; e (v) níveis monominerálicos de quartzo 2 ou de cumingtonita 2. Nessa foliação a xistosidade, paralela ao bandamento, é marcada pela orientação preferencial de cumingtonita 2, clorita e hematita lamelar. Dobras isoclinais intrafoliais são observadas internamente a essa foliação, cuja superfície dobrada ( $S_{n-1}$ ) também é um bandamento composicional contínuo por cumingtonita 1, quartzo 1 e magnetita 1.

Aglomerados de magnetita 2 com restos esqueletiformes de cumingtonita 2 se orientam obliquamente à foliação  $S_{n-1} // S_n$ , aproveitando a estrutura C' (Fig. 12c). Entretanto, nesses aglomerados, a magnetita não apresenta orientação de forma (Fig. 12d). Os níveis mais ricos em magnetita atingem até 80 % desse mineral.

Nessa unidade foram identificadas três gerações de cumingtonita (Tabela 2). A primeira associa-se com o quartzo 1 e orienta-se segundo a foliação  $S_{n-1}$ . A segunda está orientada preferencialmente segundo as xistosidades  $S_{n-1} // S_n$ , marcando a microestrutura nematoblástica (Fig.12e, f). A terceira ocorre em aglomerados decussados e como porfiroblastos que truncam a foliação  $S_{n-1} // S_n$  (Fig. 12e) com orientação fraca e ortogonalmente à foliação  $S_{n-1} // S_n$ . A segunda e terceira geração aparecem inclusas no carbonato e nos aglomerados de magnetita 2. Neste caso, formam bordas de corrosão e magnetita 2 substitui cumingtonita 3 nos planos de suas clivagens e nas fraturas (Fig. 13a).

Carbonato ocorre em uma única geração e foi descrito, preferencialmente, nas bordas e planos de clivagens das cumingtonitas 2 e 3 e, subordinadamente, formando aglomerados granulares. Exibe contato curvo a reentrante com cumingtonita 2, 3 e quartzo 1,2, apresentando inclusões esqueletiformes desses minerais (Fig. 13b) e de clorita. A magnetita 2 trunca suas bordas ou preenche as direções de clivagens desse mineral (Fig. 13b).



**Fig. 12.** Seção delgada e aspectos petrográficos dos itabiritos anfibolíticos: (a) detalhe do microbandamento  $S_{n-1}/S_n$ ; (b) microbandamento composicional com níveis de cumingtonita 2 e quartzo 2 e níveis de magnetita 2, cumingtonita 2 e quartzo 2; (c) orientação oblíqua dos aglomerados de magnetita 2 na direção da  $C'$  em  $S_{n-1}/S_n$ ; (d) detalhe dos aglomerados de magnetita posicionados segundo a superfície  $C'$ ; (e) cumingtonita 3 truncando nível rico em cumingtonita 2 orientado segundo  $S_{n-1}/S_n$ ; (f) nível rico em cumingtonita 3, predominantemente decussada. Figuras b, c em luz transmitida, plana e polarizada; figuras d, e, f em luz transmitida, plana e polarizada, cruzada. Magnetita (Mag), cumingtonita (Cum), quartzo (Qz), hematita (Hem).

Magnetita aparece em duas gerações. Magnetita 1 ocorre no bandamento  $S_{n-1}$  ou inclusa na magnetita 2, que por sua vez forma aglomerados lobulares que constituem o

bandamento  $S_{n-1}/S_n$ . A segunda geração faz contatos fortemente interlobado com quartzo 1 e 2, carbonato, cumingtonita 1, 2 e 3 e clorita. Inclusões esqueletiformes desses minerais também são encontradas na magnetita 2. Além disso, cresce nas clivagens e fraturas de cumingtonitas 2 e 3 (Fig. 13a), de cloritas e de carbonato (Fig. 13b). Em geral observam-se aglomerados isotrópicos, mas em alguns domínios nota-se a presença de aglomerados alinhados obliquamente à foliação  $S_{n-1}/S_n$ . Ambas as gerações estão parcialmente martitizadas (Fig. 13c).

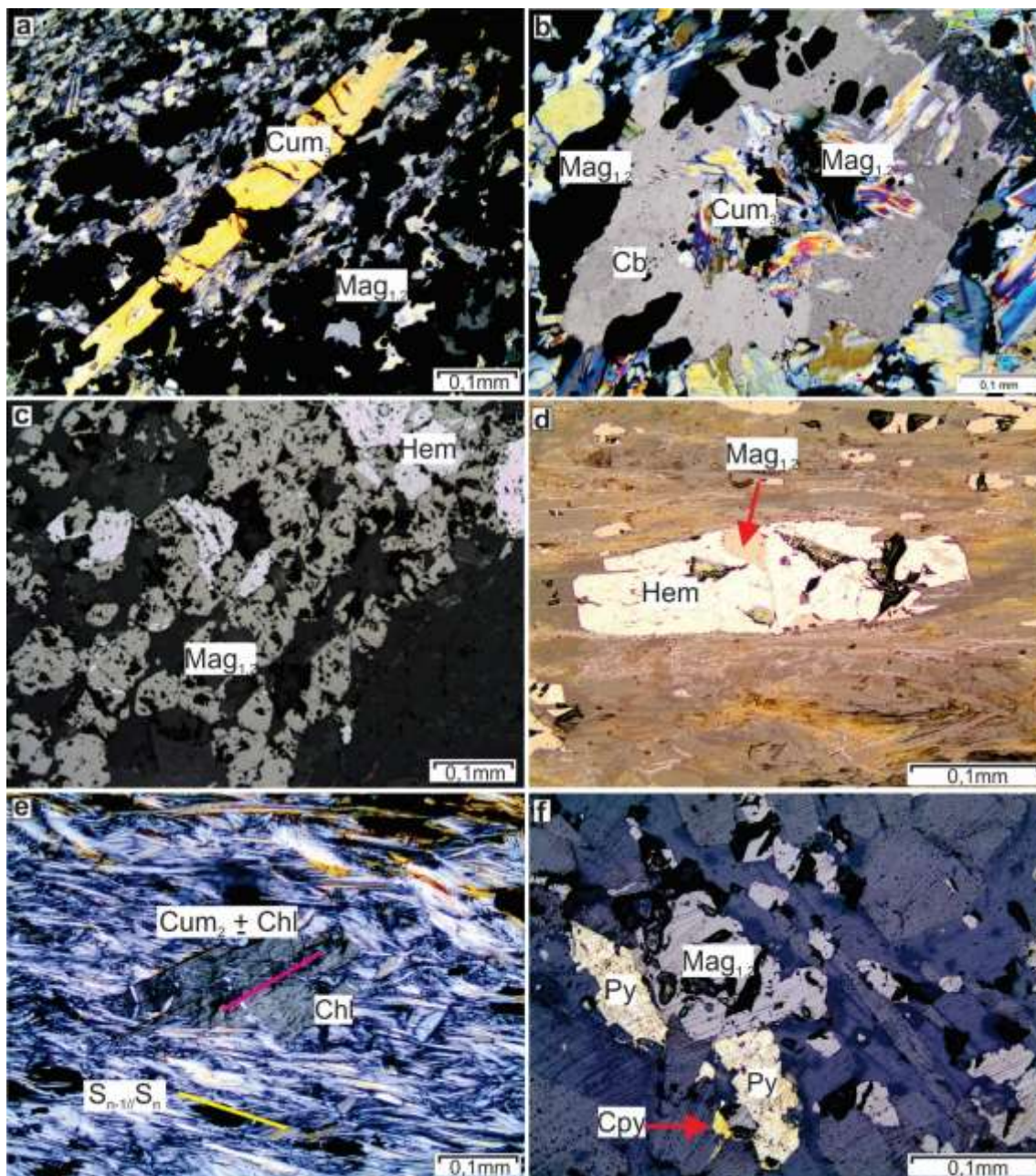
Hematita lamelar ocorre em grãos isolados ou nas bordas da magnetita, neste caso formando coroa de reação. Inclusões de magnetita (Fig. 13d), bem como inclusões esqueletiformes ou ameboides de aglomerados granulares de quartzo, cumingtonita 2 e 3, carbonato e clorita também são observadas.

Quartzo ocorre na foliação  $S_{n-1}$  associado com a cumingtonita 1 e magnetita 1 (Geração 1) ou principalmente como grãos esqueletiformes na foliação  $S_{n-1}/S_n$  (Geração 2). Uma terceira geração desse mineral foi observada em veios truncando a foliação  $S_{n-1}/S_n$  em alto ângulo.

Clorita também ocorre em uma geração (Fig. 13e). Os grãos lamelares orientam-se segundo a xistosidade  $S_{n-1}/S_n$  juntamente com cumingtonita 2, mimetizando a foliação. Além disso, pode ocorrer decussada e truncando a foliação  $S_{n-1}/S_n$  ou com fraca orientação preferencial. Esse mineral possui inclusões orientadas de cumingtonita 2, marcando uma microestrutura poiquiloblástica helicítica, e está incluso nos aglomerados granulares de magnetita 2, cujo contato entre eles é fortemente reentrante.

Pirita e calcopirita ocorrem como grãos isolados e intersticiais, mas podem ser observados nos aglomerados de magnetita 2, com bordas curvas a pouco interlobadas (Fig. 13f). Também apresentam contatos desse tipo com cumingtonitas 2 e 3.

Além das microestruturas listadas na tabela 3, foram descritos *boudins*, *pinch-and-swell* e veios de quartzo (3ª geração) e hematita (2ª geração), que truncam a  $S_{n-1}/S_n$  em alto ângulo. Em furo de sonda, foram verificados domínios cataclásicos com selagem dos fragmentos de rocha por hematita 2.



**Fig. 13.** Aspectos petrográficos dos itabiritos anfibolíticos: (a) porfiroblasto de cumingtonita 3 com fraturas e clivagens preenchidas por magnetita 2; (b) carbonato ameboide com inclusões de cumingtonita 3 e com magnetita 2 ocupando as clivagens; (c) aglomerado de magnetitas 2 parcialmente martitizado; (d) hematita com inclusão de magnetita 2; (e) porfiroblasto de clorita truncando nível de cumingtonita 2. Notar orientação da clorita indicado em rosa; (f) pirita e calcopirita na borda de magnetita 2. Figuras a, b, e em luz transmitida, plana e polarizada, cruzada; figuras c, d, f em luz refletida, plana e polarizada. Magnetita (Mag), cumingtonita (Cum), quartzo (Qz), hematita (Hem), carbonato (Cb), clorita (Chl), pirita (Py), calcopirita (Cpy).

### Itabiritos carbonáticos

Os itabiritos carbonáticos (Fig. 5e) aparecem como dois corpos lenticulares com espessura de 0,30 e 13,0 m (Fig.4). O bandamento composicional predominante (Figs. 14a, b) é marcado pela alternância de níveis constituídos por: (i) quartzo 2, carbonato 2 e moscovita; (ii) moscovita e carbonato 2; (iii) magnetita 2, moscovita e quartzo 2; (vi) magnetita 2, carbonato 2 e moscovita; e (v) bandas monominerálicas de quartzo 2, de carbonato 1 e de carbonato 2. A xistosidade  $S_n$  é marcada pela orientação preferencial de moscovita (microestrutura lepidoblástica). Níveis boudinados de carbonato 2 e quartzo 2 orientam-se segundo essa xistosidade. Internamente ao bandamento foram encontradas dobras isoclinais intrafoliais, cuja superfície dobrada é um bandamento  $S_{n-1}$  com proporções variáveis de quartzo 1, magnetita 1 e carbonato 1.

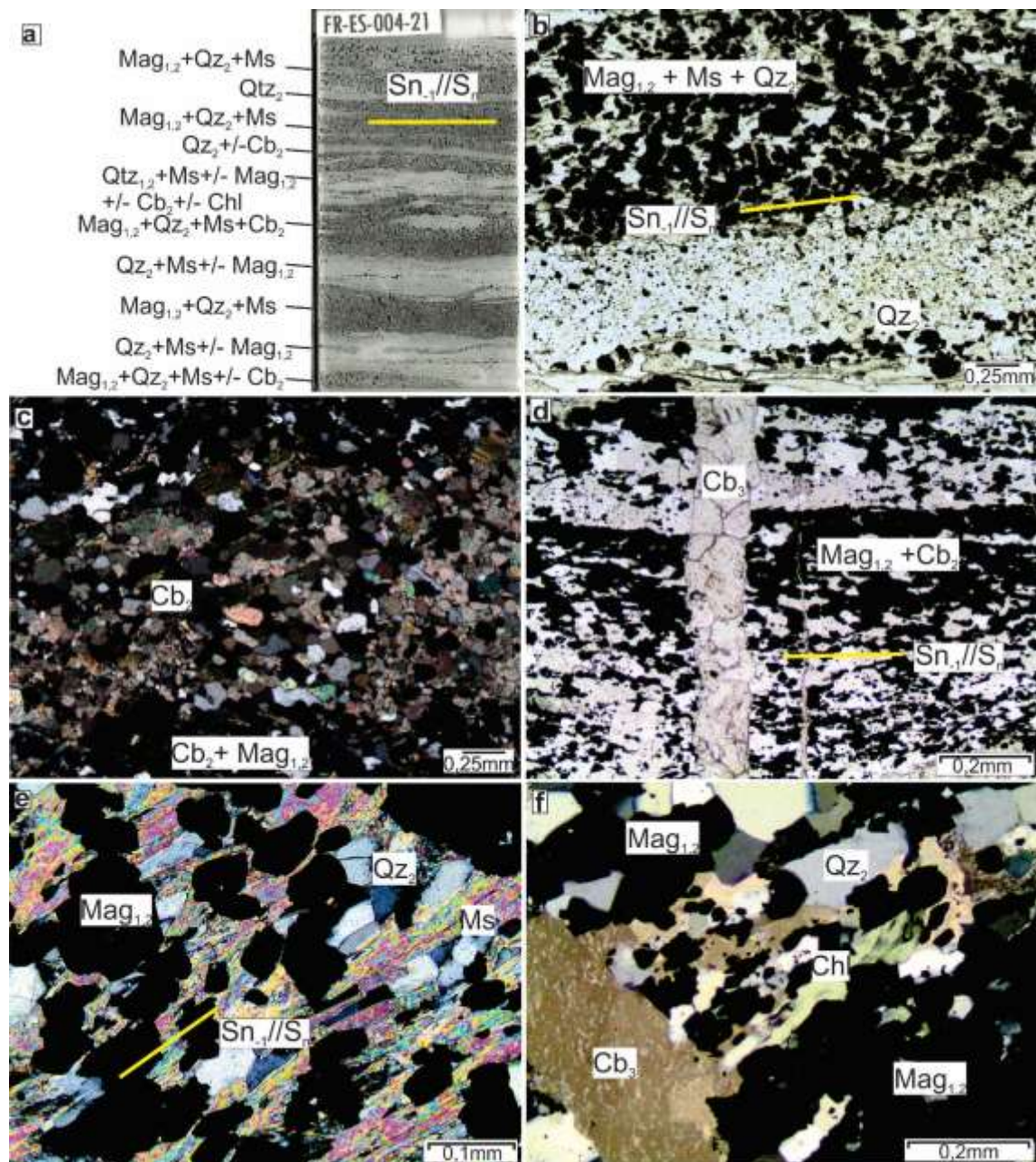
Carbonato ocorre em três gerações (Tabela 3). A primeira foi identificada em dobras isoclinais intrafoliais. A segunda geração forma níveis desde monominerálicos até níveis com quartzo 2 (Fig. 14c) e/ou magnetita. É truncado por clorita e por magnetita 2, exibindo contato reentrante e bordas de corrosão no contato com esses minerais. Em geral, apresenta geminação polissintética e extinção ondulante moderada. A terceira geração de carbonato é venular e também aparece como uma zona de difusão (Fig. 14d) que trunca em alto ângulo a  $S_{n-1}/S_n$ .

Moscovita lamelar ocorre preferencialmente orientada segundo  $S_{n-1}/S_n$ , exibindo microestrutura lepidoblástica (Fig. 14e), podendo formar porfiroblastos. Os níveis mais ricos em moscovita apresentam bordas de corrosão com magnetita 2 e clivagens substituídas por este mineral (Fig. 14e). Também aparece inclusa na pirita e na magnetita 2 como grãos reliquiares esqueletiformes.

Clorita é lamelar e se apresenta com fraca orientação a decussada, truncando a foliação  $S_{n-1}/S_n$ , e inclusa no carbonato 2. Ocorre bordejada por carbonato 2 e magnetita 2, com os quais exhibe feições de corrosão com estes minerais (Fig. 14f).

Magnetita 1 ocorre inclusa na magnetita 2 e, menos frequente, no bandamento  $S_{n-1}$ . Magnetita 2 forma agregados lobulares, que se distribuem paralelamente ao bandamento e à xistosidade, nesse caso aproveitando a orientação de grãos de moscovita. Entretanto, alguns grãos de magnetita 2 apresentam orientação oblíqua, posicionando-se na estrutura C' da foliação  $S_{n-1}/S_n$  (Fig. 15a). Os níveis mais ricos em magnetita 2 atingem até 90% desse mineral. Podem ser observados grãos isolados e intersticiais aos grãos de quartzo 2, moscovita e carbonato 2. Apresenta inclusões esqueletiformes e ameboides de moscovita, carbonato 2, quartzo 2 (Fig. 15b, c) e clorita. Aparece inclusa na pirita ou

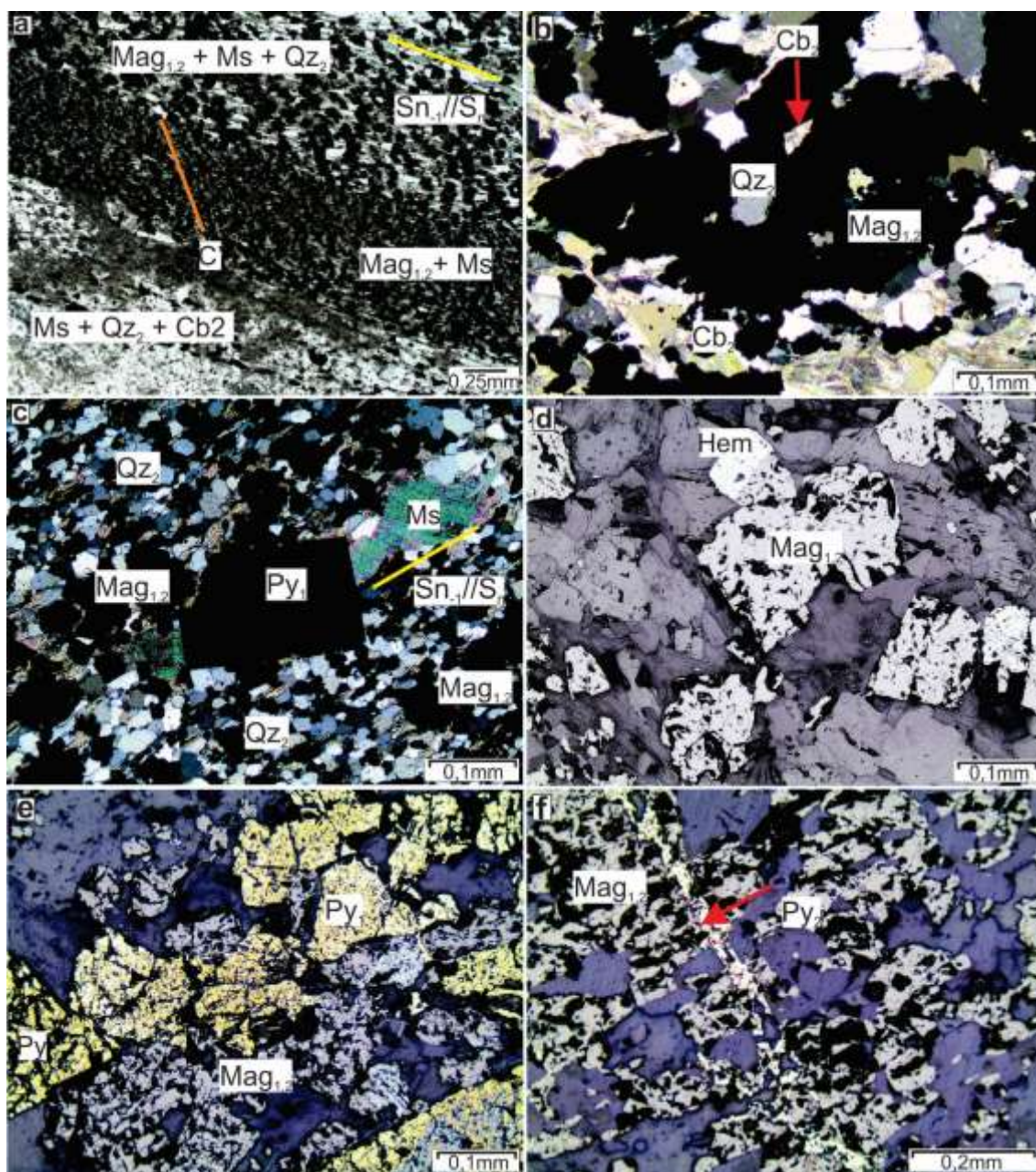
sendo truncada por este mineral e hematita. Nessa unidade, a magnetita está, em geral, pouco martitizada.



**Fig. 14.** Seção delgada e aspectos petrográficos dos itabiritos carbonáticos: a) detalhe do microbandamento composicional; (b) bandamento composicional marcado pela variação do conteúdo em quartzo 2, magnetita 2 e moscovita; (c) banda com carbonato poligonal 2, quartzo 2 e magnetita 2; (d) veio de carbonato 3 truncando bandamento composicional  $S_{n-1}/S_n$ ; (e) moscovita lamelar orientada segundo  $S_{n-1}/S_n$  e com magnetita reentrante nas direções de clivagens; (f) borda de corrosão no contato de clorita e quartzo com magnetita 2. Figuras b, d em luz transmitida, plana e polarizada; figuras c, e, f em luz transmitida plana e polarizada, cruzada. Magnetita (Mag), moscovita (Ms), quartzo (Qz), carbonato (Cb), clorita.



Hematita lamelar ocorre em grãos isolados ou formando aglomerados que truncam as bordas de magnetita 2 (Fig. 15d).



**Fig. 15.** Aspectos petrográficos dos itabiritos carbonáticos: (a) aglomerados de magnetita 2 oblíquos à foliação  $S_{n-1} // S_n$ ; (b) magnetita 2, lobular, com inclusões esqueletiformes de carbonato 2 e quartzo 2. Notar bordas de corrosão nos minerais que estão em contato com a magnetita 2; (c) magnetita granular com hematita em suas bordas; (d) porfiroblasto de pirita 1 truncando magnetita 2 e porfiroblasto de moscovita; (e) pirita 1 exibindo contato curvo com magnetita; (f) pirita venular 2 truncando grãos de magnetita 2. Figura a em luz transmitida, plana e polarizada; figuras b, d em luz transmitida plana e polarizada, cruzada; figuras e, f em luz refletida plana e polarizada. Magnetita (Mag), moscovita (Ms), quartzo (Qz), hematita (Hem), carbonato (Cb), pirita (Py).

Pirita 1 apresenta-se como porfiroblastos cúbicos que truncam a magnetita 2 e os porfiroblastos de moscovita (Fig.15c) e contém inclusões desse mineral, carbonato 2 e magnetita 2. Os grãos de pirita apresentam bordas curvas a reentrantes com magnetita 2 (Fig. 15e). Os porfiroblastos por sua vez, não deflacionam a foliação externa  $S_{n-1}/S_n$ . A pirita 2 é venular e trunca essa foliação (Fig.15f).

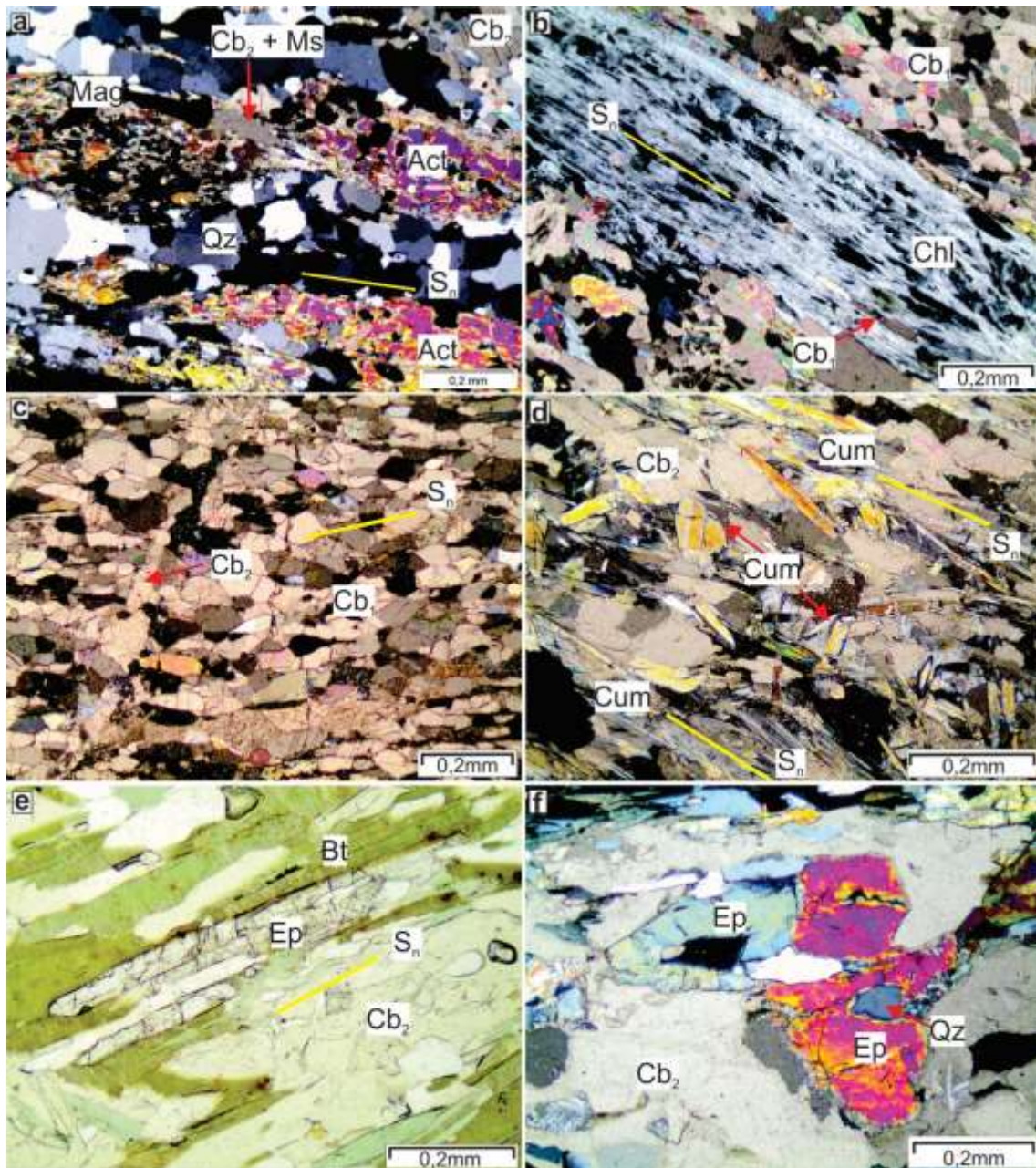
Internamente a foliação  $S_{n-1}/S_n$  ocorrem *boudins*, *pinch-and-swell*, estruturas *S/C/C'*. Os veios de carbonato 3 e pirita 2 truncam essa foliação em alto ângulo.

### 5.3.3. Rochas carbonatossilicáticas

Estes litotipos (Fig. 5f) ocorrem como níveis lenticulares intercalados com itabiritos anfibolíticos e quartzosos (Fig. 4). O contato inferior é com os quartzitos do Grupo Santo Onofre, através da zona de cisalhamento Carrapato. Em geral, são rochas inequigranulares com micro bandamento composicional caracterizado pela variação de níveis com (Fig. 16a): (i) magnetita e proporções de carbonato 2 e quartzo; (ii) actinolita intercaladas com níveis quartzosos; (iii) quartzo e carbonato 1; (iv) níveis monominerálicos de clorita ou carbonato 1 (Fig. 16b); (v) biotita, actinolita, carbonato 2 e, raramente, hematita e moscovita; e (vi) cumingtonita e carbonato 2. Em escala de lâmina, os níveis mais ricos em magnetita atingem 60% desse mineral. A xistosidade é revelada pela orientação preferencial de actinolita, cumingtonita, biotita e clorita.

Actinolita ocorre orientada na xistosidade  $S_n$ , caracterizando uma microestrutura nematoblástica. Possui pleocroísmo variando de incolor a verde pálido e os grãos são subidioblásticos a xenoblásticos. Apresenta bordas de corrosão com o carbonato 2 e magnetita. Além disso, esses minerais e a moscovita também ocupam as direções de clivagens da actinolita.

Clorita possui pleocroísmo variando de incolor a verde claro, é idioblásticas a subidioblásticas e o hábito é lamelar. Ocorre formando níveis monominerálicos (Fig. 16b) ou intersticialmente aos aglomerados policristalinos de carbonato 1, marcando a xistosidade  $S_n$  da rocha. Possui contato reto a curvo com quartzo, carbonato 1 e actinolita e contato reto com biotita. Comumente englobando este mineral e grãos de cumingtonita. Também ocorrem grãos com orientação fraca a moderada, posicionados ortogonalmente à xistosidade  $S_n$  e, por vezes, decussados, mimetizando a foliação. Aparece inclusa no carbonato 2 e magnetita 2, exibindo bordas de corrosão e é truncada pela pirita.



**Fig. 16.** Aspectos petrográficos das Rochas carbonatossilicática: (a) microbandamento com níveis de quartzo e carbonato 2 e níveis de actinolita, moscovita, carbonato 2 e magnetita; (b) intercalação de níveis monominerálicos de carbonato 1 e clorita 1; (c) carbonato 2 truncando em alto ângulo o carbonato poligonal 1; (d) cumingtonita exibindo bordas reentrantes com carbonato 2; (e) epidoto crescendo nas clivagens da biotita; (f) epidoto incluído em aglomerado de carbonato 2 e com inclusões de quartzo. Figuras a, b, c, d, f em luz transmitida plana e polarizada, cruzada; figura e em luz transmitida plana e polarizada. Actinolita (Act), magnetita (Mag), quartzo (Qz), biotita (Bt) carbonato (Cb), cumingtonita (Cum); Epidoto (Ep), moscovita (Ms).

Nessa unidade, duas gerações de carbonato foram identificadas. A primeira é representada pelo carbonato poligonal que ocorre em aglomerados granulares

policristalinos (Fig. 16c) e formando níveis monominerálicos ou níveis com clorita. Essa geração apresenta geminação polissintética, sendo truncada por clorita decussada, carbonatos 2, biotita, magnetita e hematita, com as quais faz contatos retos. A segunda geração de carbonato é granular amebóide e ocorre nas bordas e clivagens de actinolita e de cumingtonita (Fig. 16d) e incluso na magnetita e pirita. Essa geração de carbonato possui contatos curvos a fortemente reentrantes com quartzo, magnetita, biotita, actinolita e cumingtonita e contém inclusões de quartzo, actinolita, epidoto e de clorita. A essa forma de ocorrência está associada veios de carbonatos que conectam a domínios de difusão (Fig. 16c).

Cumingtonita (Fig. 16d) aparece como grãos e porfiroblastos posicionados segundo à foliação  $S_{n-1}/S_n$  ou decussados a nematoblásticos truncando essa foliação com ângulos variáveis. Apresenta contato reto com carbonato 1 e é bordejada por carbonato 2 que também ocorre preenchendo as clivagens (Fig. 16d). Além disso, está incluso em grãos de clorita.

Biotita orienta-se segundo foliação  $S_n$ , marcando a microestrutura lepidoblástica, e intersticialmente aos grãos de carbonato 1 e quartzo, formando contatos retos com esses minerais. É bordejada pelo epidoto, que também ocupa suas direções de clivagens (Fig. 16e) e é truncada pela clorita.

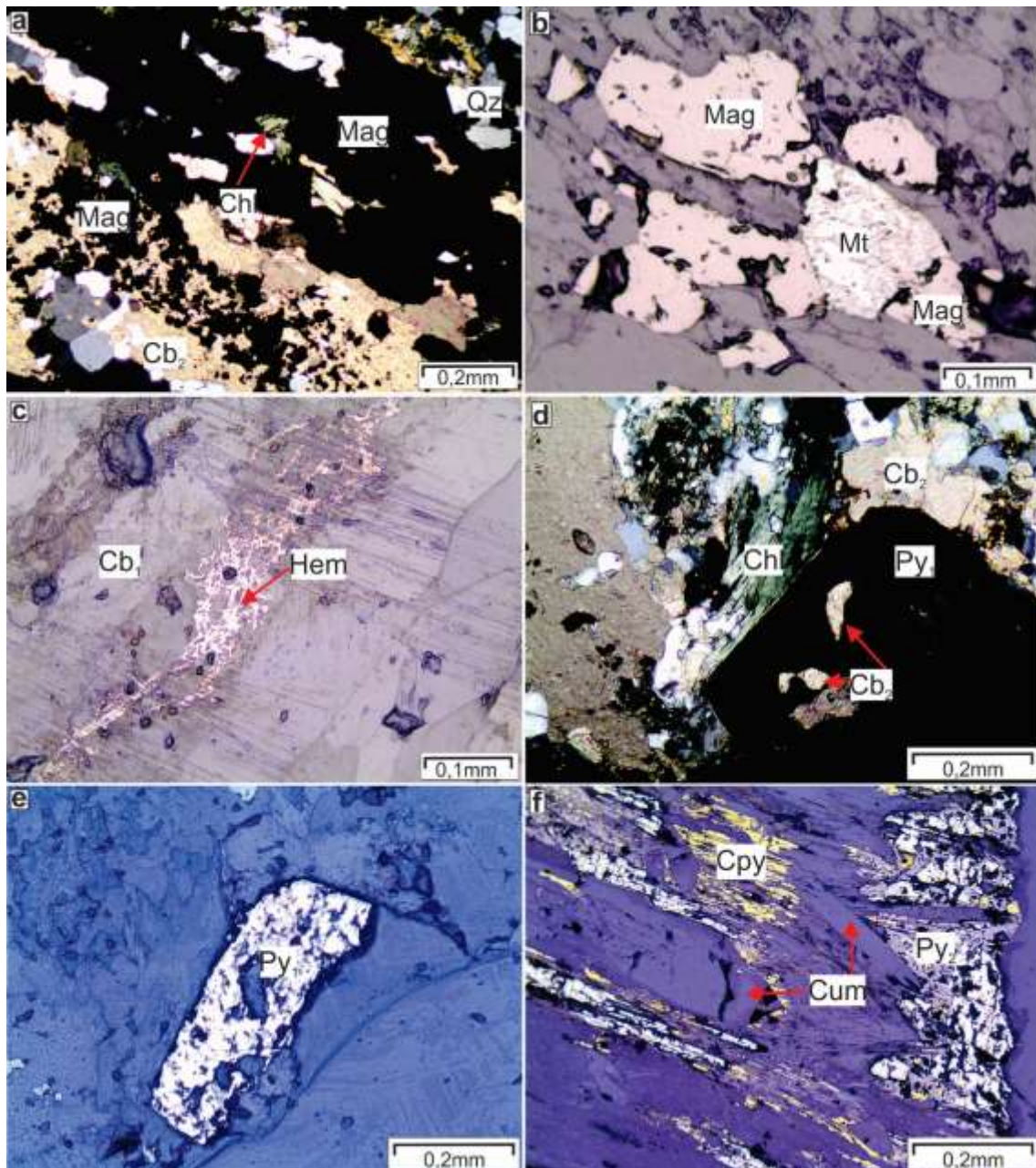
Moscovita aparece, predominantemente, nas bordas e nas direções de clivagem da actinolita e como grãos intersticiais aos aglomerados amebóides de carbonato 2 e quartzo. Apresenta bordas curvas a reentrantes com magnetita, que também ocorre nas suas clivagens e é truncada pela pirita.

Epidoto ocorre prismático nas bordas e direções de clivagens da biotita (Fig. 16e), às vezes mimetizando-a, ou com orientação fraca a decussada truncando a foliação  $S_n$ . É truncado pela clorita e possui inclusões de quartzo e bordas de corrosão com o carbonato 2, ocorrendo incluso no mesmo (Fig. 16f).

Magnetita apresenta-se em uma geração como aglomerados granulares e grãos amebóides, lobulares e intersticiais aos grãos de quartzo e carbonato 1 e 2. Forma níveis descontínuos e, em geral, paralelizados com a xistosidade  $S_{n-1}/S_n$ . Apresentam contatos curvos a reentrantes com quartzo, clorita, carbonato 1 e 2 e actinolita, além de inclusões esqueletiformes desses minerais (Fig. 17a) e em geral, essas inclusões apresentam bordas de corrosão. Alguns grãos de magnetita encontram-se martitizados (Fig. 17b).

Hematita ocorre em grãos isolados e associados com bordas da magnetita (1ª geração) ou em microestrutura cataclástica, atuando como selante dos fragmentos (Fig.

17c) (2ª geração) (Tabela 2). Os grãos são predominantemente xenoblásticos e, raramente lamelares. Apresenta contato curvo a reentrante com quartzo e carbonato 1 e 2, crescendo em suas bordas.



**Fig. 17.** Aspectos petrográficos das Rochas carbonatossilicáticas: (a) magnetita com inclusões esqueléticas de carbonato 2, quartzo e clorita. Notar bordas de corrosão com estas minerais; (b) magnetita granular martitizada; (c) hematita 2 atuando como selante em domínios cataclasados de carbonato 1; (d, e) pirita com inclusão de carbonato 2 e truncando clorita; (f) Pirita 2 e calcopirita em veios. Notar inclusões de cumingtonita. Figuras a, d em luz transmitida, plana e polarizada, cruzada; figuras b, c, e, f em luz refletida, plana e polariada. Magnetita (Mag), quartzo (Qz), hematita (Hem), carbonato (Cb), cumingtonita (Cum); clorita (Chl), pirita (Py), calcopirita (Cpy).

Pirita aparece em duas gerações (Tabela 2). A primeira é representada por grãos isolados que truncam clorita, carbonato 2 e moscovita, contendo inclusões desses minerais (Figs. 17d, e). A segunda geração ocorre em veios e associadas calcopirita (Fig. 17f). Esses veios posicionam-se paralelamente à  $S_n$  e contém inclusões de cumingtonita. Nota-se que a calcopirita aparece preferencialmente nas bordas do veio e da pirita.

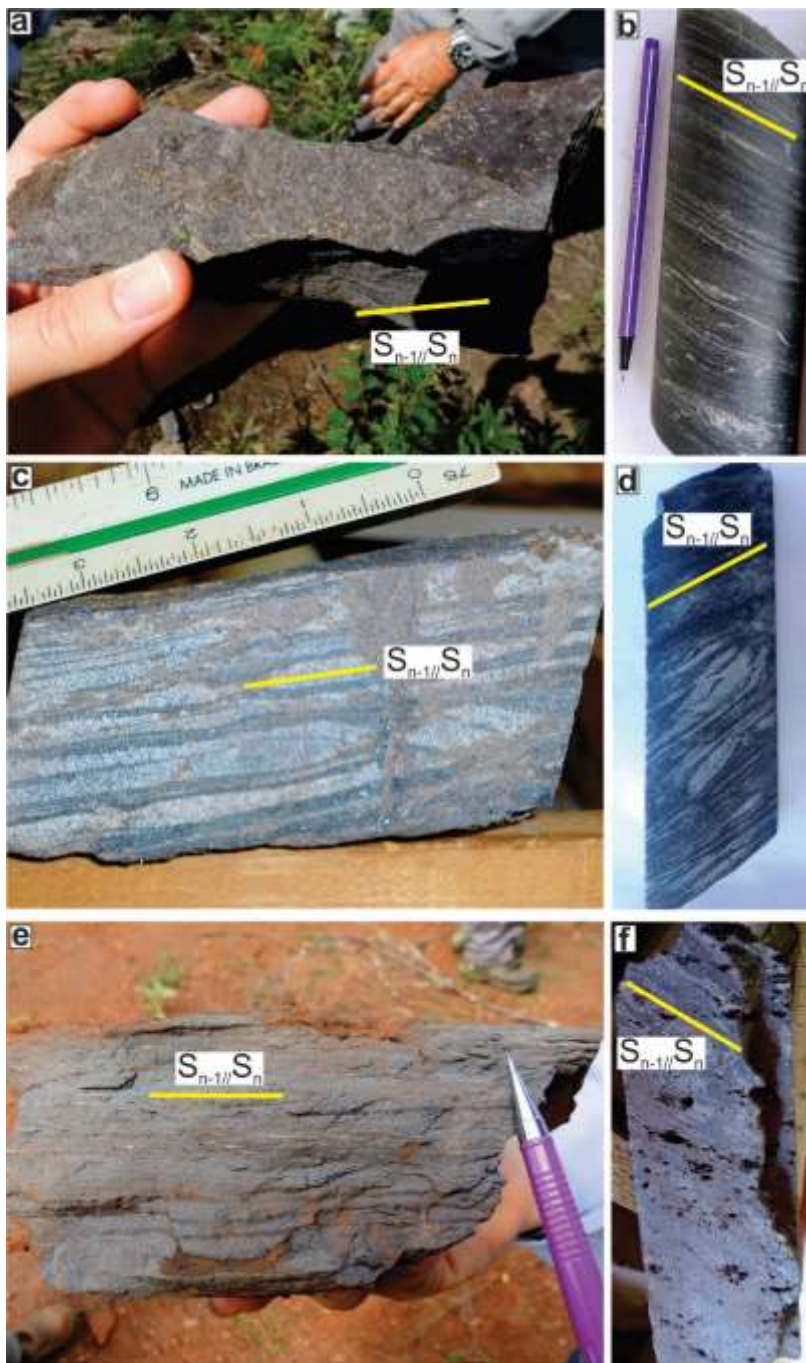
Além das microestruturas listadas na tabela 3 e das relações mencionadas aqui, internamente à foliação  $S_n$  têm-se *boudins* simétricos, dobras de boudinagem, *pinch-and-swell* nos níveis ricos em anfibólio e quartzo, e estruturas S/C/C' marcada pela orientação preferencial de clorita e biotita.

#### 5.4. Localização e tipos de domínios enriquecidos em ferro

No alvo estudado ocorrem três domínios de enriquecimento em ferro, cujo somatório dos óxidos é superior a 40%, sendo estes domínios: (i) magnetítico (Figs 18a, b); (ii) magnetítico-hematítico ou hematítico-magnetítico (Figs. 18c, d); e (iii) hematítico (Figs. 18e, f). O domínio magnetítico (Fig 4) ocorre predominantemente nos itabiritos anfibolíticos, com magnetita variando de 30 a 60% e hematita de 1 a 5%, nos itabiritos carbonáticos, com magnetita entre 30 e 45% e hematita entre 0 e 5%, e, raramente, nos itabiritos quartzosos, com 55% de magnetita e 0% de hematita. Nesses domínios de enriquecimento, a magnetita 2 ocupa a posição da estrutura C', marcada pela orientação dos agregados de magnetita 2, que se posicionam obliquamente à foliação de transposição  $S_{n-1}/S_n$  (Figs. 12c, 15a) ou englobando a magnetita 1 das dobras intrafoliais. A magnetita é lobular e pode ocorrer disseminada, mas quando coalescidos, os agregados também lobulares de magnetita formam domínios bandados (Figs. 12b, 14b) e constituem rochas predominantemente maciças. Nesses domínios, hematita está disseminada e associa-se com as bordas da magnetita 2.

O domínio magnetítico/hematítico ou hematítico/magnetítico (Fig. 4) ocorre nos itabiritos quartzosos (Figs. 10d, 11d), com porcentagem modal de magnetita variando de 13 a 30% e hematita de 10 a 35%, e nos itabiritos anfibolíticos, com magnetita variando de 20 a 26% e hematita de 7 a 12%. Nesse caso, magnetita 2 também aparece orientada segundo a estrutura C', formando agregados granulares obliquamente à foliação de transposição  $S_{n-1}/S_n$ , ou disseminada e intersticialmente aos grãos de quartzo 2. A hematita lamelar ocorre associada à foliação de plano axial  $S_n$  nos itabiritos quartzosos (Fig. 7a), bem como na superfície S/C nos itabiritos quartzosos e anfibolíticos. Nesse último litotipo, também se associa com brechas, que atuam como selante dos fragmentos (Fig.

6h). Os domínios mais magnetíticos são compactos a bandados e, subordinadamente, disseminados. Os domínios mais hematíticos são lamelares, xistosos, friáveis, podendo também formar bandas em locais de maior transposição.



**Fig. 18.** Aspectos macroscópicos dos domínios enriquecidos em ferro: (a) e (b) domínio magnetítico; (c) e (d) domínio magnetítico-hematítico ou hematítico-magnetítico; (e) e (f) domínio hematítico.

O domínio hematítico aparece exclusivamente nos itabiritos quartzosos (Fig. 4),

com porcentagem modal de hematita variando de 30 a 50% e magnetita variando de 10 a 15%. A magnetita 2 é granular, ocorre inclusa nos aglomerados de hematita ou intersticialmente aos grãos de quartzo 2. Hematita é lamelar e forma agregados policristalinos orientados segundo a superfície C da foliação de transposição  $S_{n-1} // S_n$  (Fig. 11d), bem como associada com a lineação de estiramento mineral  $Lx_n$  (Fig. 6b) e preenchendo fraturas de tração juntamente com o quartzo (Figs. 6c, d). Esse domínio é xistoso, friável, formando níveis descontínuos ricos em hematita e com espessura variável, desde milimétrica a 5 cm, que se alternam com níveis bandados com quartzo e magnetita disseminada, subordinadamente.

### 5.5. Química Mineral

Para cada litotipo identificado, a tabela 4 mostra os resultados de química mineral e a tabela 5 mostra a fórmula estrutural dos minerais analisados. Os dados estão apresentados nos apêndices B a G.

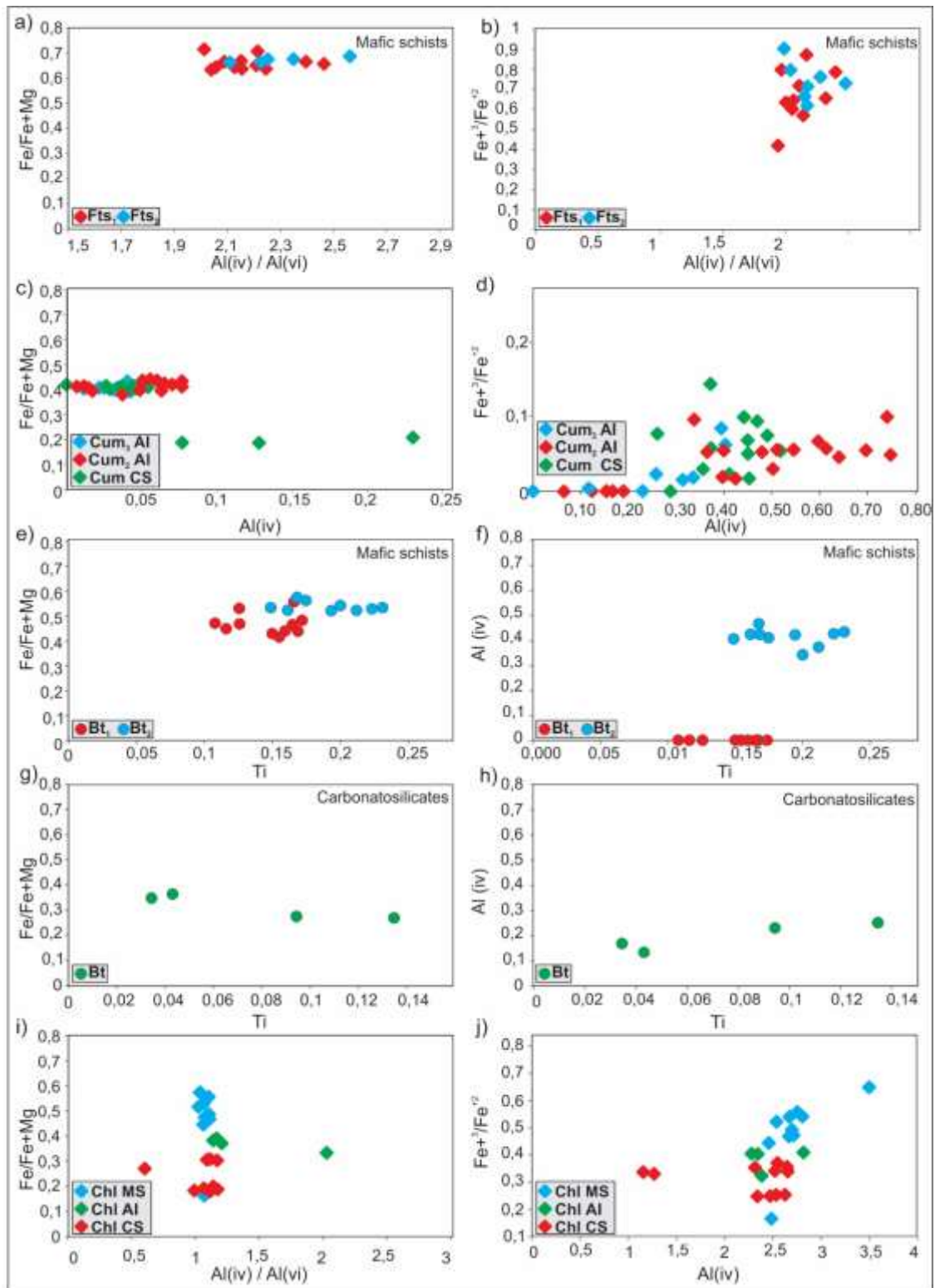
Anfibólios - Nos xistos máficos os anfibólios apresentam valores de  $(Ca + Na)_B$  maiores que 1,34 e  $Na_B$  menores que 0,67, sendo classificados como do grupo dos anfibólios cálcicos (Leake et al., 2003; Hawthorne et al., 2012). Ambas as gerações identificadas são ferri-tschermakita. Nas figuras 19a, b nota-se uma semelhança nas composições das duas gerações analisadas. Nos itabiritos anfibolíticos as análises foram realizadas na segunda e a terceira geração de anfibólio, com valores de  $(Ca + Na)_B$  menores que 1,34 e classificados como cumingtonita (Leake et al., 2003; Hawthorne et al., 2012). Em geral, os valores das razões  $Fe/(Fe+Mg)$  e  $Fe^{+3}/Fe^{+2}$  são próximas para as duas gerações observadas, diferindo-se no valor de  $Al(iv)$  que, em geral, são maiores para a segunda geração (Figs. 19c,d). Nas rochas carbonatossilicáticas, além da cumingtonita, também se observa a actinolita, com valores de  $(Ca + Na)_B$  maiores que 1,34 e  $Na_B$  menor que 0,67 (Leake et al., 2003; Hawthorne et al., 2012).

Plagioclásio – A análise química demonstrou que nos xistos máficos trata-se de oligoclásio, com teores de anortita variando 20,75 a 22,23%.

Biotita - Nos xistos máficos, a primeira e a segunda geração de biotita foi classificada como anita, com  $Fe/(Fe+Mg)$  variando entre 0,523 e 0,575 e 0,418 a 0,559, respectivamente. Nota-se que a biotita da segunda geração em geral é mais rica na razão  $Fe/(Fe+Mg)$ , em titânio e em  $Al(iv)$  com relação a da primeira geração (Figs. 19e, f). Nas rochas carbonatossilicáticas, esse filossilicato foi classificado como eastonita com valores



de  $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$  variando de 0,267 - 0,363. As razões  $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ , valores de Ti e de Al(vi) são inferiores aos obtidos nas biotitas dos xistos máficos (Figs. 19g, h).



**Fig. 19.** Diagramas bivariantes para os minerais analisados. Ferri-tschermakita (Fts), cumingtonita (Cum), biotita (Bt), clorita (Chl), xisto máfico (XM), itabirito anfibólicas (AI), rocha carbonatossilicática (CS).

**Tabela 4.**Análise química de minerais por *Laser Ablation Inductively Coupled Mass Spectrometry* (LA-ICPMS).

Mineral	SiO <sub>2</sub>	FeO	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MgO	Na <sub>2</sub> O	CaO	K <sub>2</sub> O	Cl	TiO <sub>2</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	F	V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
<b>Mafic Schist</b>													
<b>Ferritschermakite 1</b>	39,213-40,682	20,446-22,294	14,99-16,578	5,632-6375	1,633-1,846	9,898-10,384	0,372-0,465	0,000-0,039	0,270-0,402	0,00-0,095	0,261-0,492	0,034-0,147	0,069-0,217
<b>Ferritschermakite 2</b>	38,015-40,505	19,919-22,718	15,208-16,536	5,112-6,456	1,657-1,951	9,714-10,758	0,307-0,479	0,000-0,074	0,163-0,579	0,000-0,071	0,213-0,501	0,000-0,169	0,019-0,148
<b>Biotite 1</b>	34,684-36,184	20,791-23,018	15,999-16,662	9,485-10,995	0,132-0,272	0,017-0,108	7,650-9,227	0,005-0,164	1,273-2,014	0,000-0,060	0,075-0,196	0,216-0,359	0,004-0,100
<b>Biotite 2</b>	20,777-29,791	25,356-39,079	11,733-21,084	13,528-19,806	0,000-0,089	0,064-0,0361	0,003-1,194	0,021-0,083	0,000-1,357	0,000-0,045	0,029-0,254	0,000-0,385	0,000-0,074
<b>Chlorite</b>	20,777-27,223	24,965-39,079	16,093-21,559	13,528-17,856	0,000-0,057	0,000-0,361	0,000-0,046	0,007-0,083	0,000-0,298	0,000-0,102	0,029-0,254	0,000-0,139	0,000-0,053
<b>Oligoclase</b>	61,043-62,078	0,056-0,203	22,397-23,096	0,000-0,149	8,695-9,344	4,388-4,658	0,048-0,085	0,000-0,018	0,000-0,211	0,000-0,037	0,000-0,039	0,000	0,000-0,057
<b>Carbonate 1</b>	0,000-0,070	0,067-15,728	0,000-0,027	2,708-19,627	0,000-0,034	30,445-60,768	0,000-0,047	0,000-0,033	0,000-0,192	0,000-0,083	0,000-1,952	0,000	0,000-0,029
<b>Amphibolite Itabirite</b>													
<b>Cumingtonite 2</b>	53,761-55,119	22,395-24,931	0,120-0,232	18,066-18,977	0,000-0,066	0,324-0,495	0,000-0,052	0,000-0,026	0,000-0,071	0,000-0,013	0,522-0,954	0,000-0,161	0,000-0,071
<b>Cumingtonite 3</b>	52,752-55,620	21,906-25,182	0,132-0,435	17,816-18,947	0,000-0,120	0,354-0,698	0,000-0,079	0,000-0,034	0,000-0,144	0,000-0,083	0,326-0,986	0,000-0,131	0,000-0,062
<b>Carbonate 2</b>	0,012-2,208	1,871-13,855	0,000-0,276	14,600-23,715	0,000-0,028	27,075-31,664	0,000-0,112	0,000-0,012	0,000-0,116	0,000-0,113	0,574-4,033	0,000	0,000-0,046
<b>Chlorite</b>	26,297-27,051	20,389-21,312	20,131-21,270	20,216-20,982	0,012-0,067	0,000-0,077	0,010-0,137	0,000-0,036	0,000-0,059	0,000-0,143	0,083-0,113	0,019-0,109	0,000-0,023
<b>Carbonatesilicates</b>													
<b>Cumingtonite</b>	53,247-70,804	7,985-23,471	0,146-1,478	12,872-20,100	0,000-0,369	0,215-12,312	0,000-0,038	0,000-0,024	0,000-0,250	0,000-0,083	0,159-0,917	0,000-0,156	0,000-0,034
<b>Actinolite</b>	56,299-58,312	7,985-9,214	0,486-1,478	18,974-20,100	0,173-0,369	12,144-12,312	0,005-0,024	0,000-0,024	0,000-0,081	0,000-0,024	0,159-0,203	0,006-0,118	0,000
<b>Biotite</b>	37,530-38,760	11,517-16,756	14,475-15,661	16,463-18,018	0,136-0,268	0,003-0,014	8,440-10,023	0,003-0,100	0,307-1,225	0,000-0,072	0,000-0,036	0,350-1,717	0,001-0,023
<b>Chlorite</b>	26,822-37,101	10,225-16,862	14,002-21,719	17,250-29,401	0,000-0,260	0,000-0,166	0,000-8,984	0,000-0,118	0,000-0,709	0,000-0,171	0,000-0,197	0,008-1,284	0,000-0,040
<b>Epidote</b>	37,901-38,767	7,731-9,562	24,674-25,971	0,031-0,108	0,000-0,050	22,264-23,127	0,000-0,025	0,000-0,022	0,000-0,324	0,000-0,176	0,037-0,181	0,000	0,000-0,108
<b>Carbonate 1</b>	0,019-0,130	3,913-4,876	0,000-0,095	19,989-21,828	0,000-0,009	27,874-33,550	0,000-0,023	0,000-0,010	0,000-0,209	0,000-0,044	0,466-0,868	0,000	0,000-0,073
<b>Carbonate 2</b>	0,000-2,272	0,046-16,793	0,000-0,043	0,220-19,097	0,000-0,100	27,945-62,881	0,000-0,022	0,000-0,021	0,000-0,197	0,000-0,111	0,152-3,799	0,000	0,000-0,069

Clorita - Nos xistos máficos foram encontrados clinocloro e chamosita, predominando o primeiro. As moléculas de clinocloro, chamosita e pennantita variam de 45,26-61,88, 37,84-54,74 e 0-0,54 %, respectivamente. Os valores de  $Fe/(Fe+Mg)$  oscilam de 0,42 a 0,6. Nos itabiritos anfibolíticos a primeira geração desse mineral foi classificada como clinocloro, com moléculas de clinocloro, chamosita e pennantita variando de 52,65-53,70, 65,17-66,35 e 33,44-34,68, respectivamente. A razão  $Fe/(Fe+Mg)$  compreende entre 0,36 e 0,37. Por sua vez, nas rochas carbonatossilicáticas, a clorita também é classificada como clinocloro, com moléculas de clinocloro, chamosita e pennantita variando de 13,49-28,89, 13,46-28,88 e 0-0,35, respectivamente. Os valores de  $Fe/(Fe+Mg)$  varia de 0,17 a 0,29. Nota-se que a clorita 1 dos xistos máficos (Figs. 19i, j) têm maiores razões de  $Fe/(Fe+Mg)$  e  $Fe^{+3}/Fe^{+2}$ , enquanto que as cloritas das rochas carbonatossilicáticas são as que possuem os menores nesses componentes.

Epidoto - Nas rochas carbonato silicáticas foi classificado como epidoto *sensu stricto*, com  $Fe^{+3}$  ocupando o sitio M3 da fórmula estrutural do mineral. O valor de  $Fe^{+3}$  variou de 0,513 a 0,637.

Carbonatos - Nos xistos máficos dois grupos de carbonatos foram encontrados para a primeira geração desse mineral, sendo um grupo com teor de calcita superior a 90% e outro com variação nesse componente entre 49,05 e 60,62%. Para esse segundo grupo, os demais componentes são de magnesita variando de 27,32 a 40,52%, rodocrosita variando de 0 a 2,48% e siderita variando de 0,13 a 19,85%, respectivamente. Nos itabiritos anfibolíticos a calcita varia entre 42,17 e 49,47%, magnesita entre 31,84 e 50,69%, rodocrosita entre 0,71 e 4,90% e siderita entre 2,24 e 16,95%. Nas rochas carbonatossilicáticas, em termos de componentes moleculares, o carbonato da primeira geração possui proporções semelhantes, com variação de calcita entre 47,76 e 50,03%, magnesita entre 35,79 e 46,84%, rodocrosita inferior a 2% e siderita entre 4,72 e 14,08%. O carbonato 2 é representado por dois grupos, um com mais de 90% de calcita e outro com componentes de calcita entre 46,20 e 50,70%, magnesita entre 27,60 e 47,02%, rodocrosita entre 0,39 e 4,88% e siderita entre 5,24 e 21,30%. A partir do diagrama de classificação de carbonatos (Palache et al., 1951), verifica-se que predomina carbonato dolomítico para os três litotipos citados acima, com presença de calcita nos xistos máficos e nas rochas carbonatossilicáticas (Fig. 20).

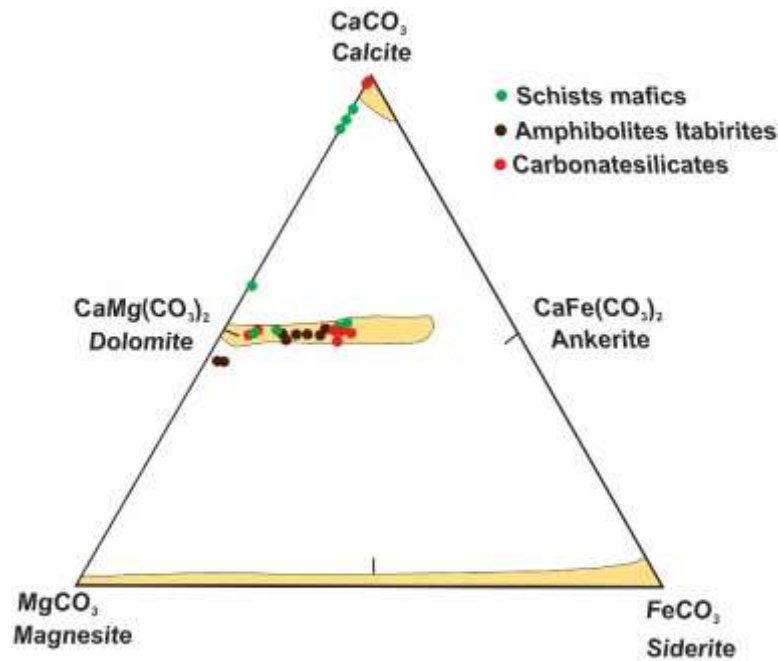


Fig. 20. Diagrama ternário de classificação dos carbonatos (Palache et al., 1951).

Tabela 5.

Fórmula química molecular dos silicatos e carbonatos.

Mineral	Fórmula Molecular
<b>Xisto Máfico</b>	
Ferri-tschermakita 1 (Calculada para 23 oxigênios)	$\text{Ca}_{1,591-1,696}\text{Mg}_{1,283-1,412}\text{Fe}^{2+}_{1,337-1,662}\text{Fe}^{3+}_{1,028-1,204}\text{Al}_{0,778-0,948}(\text{Si}_{5,983-6,145}\text{Al}_{1,855-2,017})\text{O}_{22}(\text{OH})_2$
Ferri-tschermakita 2 (Calculada para 23 oxigênios)	$\text{Ca}_{1,582-1,723}\text{Mg}_{1,139-1,445}\text{Fe}^{2+}_{1,400-1,972}\text{Fe}^{3+}_{0,0849-1,225}\text{Al}_{0,815-0,967}(\text{Si}_{5,991-6,109}\text{Al}_{1,891-2,009})\text{O}_{22}(\text{OH})_2$
Oligoclásio (Calculada para 8 oxigênios)	$\text{Ca}_{0,21-0,22}\text{Na}_{0,82-1,63}\text{Al}_{0,79-1,23}\text{Si}_{1,40-2,79}\text{O}_8$
biotita 1 (Anita) (Calculada para 20 oxigênios)	$\text{K}_{1,52-1,79}(\text{Mg}_{2,17-2,55}\text{Fe}^{2+}_{2,65-2,96})(\text{Al}_{0,34-0,47}\text{Ti}_{0,15-0,22})\text{Si}_{38-49}\text{Al}_{2,51-2,62}\text{O}_{20}(\text{OH})_{3,21-3,87}\text{F}_{0,10-0,17}$
biotita 2 (Anita) (Calculadas para 20 oxigênios)	$\text{K}_{0,03-0,41}(\text{Mg}_{3,763-4,96}\text{Fe}^{2+}_{3,17-4,74})(\text{Al}_{0,00}\text{Ti}_{0,13-0,17})\text{Si}_{4,59-5,17}\text{Al}_{2,32-2,2,60}\text{O}_{20}(\text{OH})_{3,78-3,92}\text{F}_{0,08-0,20}$
Clorita (Calculadas para 28 oxigênios)	$(\text{Mg}_{4,219-8,040}\text{Fe}_{1,634-5,276}\text{Al}_{2,267-2,565})(\text{Al}_{2,237-3,485}\text{Si}_{5,229-5,549})\text{O}_{11,304-12,917}(\text{OH})_{15,787-15,972}$
Carbonato 1	$\text{Ca}_{0,544-0,742}\text{Mg}_{0,302-0,487}\text{Fe}_{0,001-0,219}\text{Mn}_{0,000-0,028}\text{CO}_3$
	$\text{Ca}_{1,059-1,084}\text{Mg}_{0,000-0,113}\text{Fe}_{0,001-0,002}\text{Mn}_{0,000}\text{CO}_3$
<b>Itabirito Anfibolítico</b>	
Cumingtonita 2 (Calculada para 23 oxigênios)	$\text{Mg}_{3,932-4,141}\text{Fe}_{2,575-2,832}\text{Mn}_{0,083-0,117}\text{Si}_{7,891-8,029}\text{O}_{23}(\text{OH})_2$
Cumingtonita 3	

(Calculada para 23 oxigênios)	$Mg_{3,855-4,167}Fe_{2,582-2,937}Mn_{0,041-0,110}Si_{7,843-8,055}O_{23}(OH)_2$
Clorita (Calculadas para 28 oxigênios)	$(Mg_{6,167-6,234}, Fe_{3,634-3,692}Al_{2,237-2,299})(Al_{2,609-2,709}Si_{5,291-5,391})O_{12,009-12,385}(OH)_{15,862-15,950}$
Carbonato	$Ca_{0,483-0,565}Mg_{0,362-0,588}Fe_{0,026-0,193}Mn_{0,008-0,057}CO_3$
<b>Rochas Carbonatossilicáticas</b>	
Actinolita (Calculada para 23oxigênios)	$(Ca_{1,783-1,803}Na_{0,046-0,099})(Mg_{3,903-4,070}Fe_{0,458-0,548})(Si_{7,769-7,920}Al_{0-0,021})O_{22}(OH)_2$
Cumingtonita (Calculada para 23oxigênios)	$Mg_{4,017-4,8,177}Fe_{2,484-2,779}Mn_{0,060-0,114}Si_{7,810-7,971}O_{23}(OH)_2$
Clorita (Calculadas para 28oxigênios)	$(Mg_{4,703-8,177}Fe_{1,550-2,845}Al_{2,034-2,364})(Al_{1,253-2,631}Si_{5,369-6,822})O_{11,272-12,058}(OH)_{14,441-15,953}$
Epidoto (Calculada para 12,5 oxigênios)	$Ca_{1,900-1,977}Fe^{3+}_{0,513-0,637}Al_{2,317-2,428}(Si_{3,033-3,077}O_{12,5})(OH)$
Biotita (Eastonita) (Calculado para 20 oxigênios)	$K_{1,56-1,84}(Mg_{3,65-3,86}Fe^{2+}_{1,41-2,08})(Al_{0,13-0,25}Ti_{0,03-0,13})Si_{5,56-5,58}Al_{2,38-2,44}O_{20}(OH)_{3,20-3,81}F_{0,16-0,79}$
Carbonato 1	$Ca_{0,483-0,565}Mg_{0,362-0,588}Fe_{0,026-0,193}Mn_{0,008-0,057}CO$
Carbonato 2	$Ca_{0,4970,593}Mg_{0,303-0,529}Fe_{0,055-0,234}Mn_{0,005-0,054}CO_3$ $Ca_{1,025-1,210}Mg_{0,005-0,066}Fe_{0,001-0,025}Mn_{0,0020,010}CO_3$

## 5.6. Geotermômetro

Abaixo encontram-se os cálculos de temperatura de metamorfismo para anfibólio e plagioclásio de xistos máficos e cloritas identificadas em xistos máficos, itabiritos anfibolíticos e rochas carbonatossilicáticas.

### 5.6.1. Anfibólio e plagioclásio

Nos xistos máficos, para o cálculo da temperatura de metamorfismo foram realizadas análises de anfibólios e plagioclásios orientados segundo a foliação  $S_n$ . Os resultados estão apresentados na tabela 6. As pressões calculadas variam de 9,77 a 10,87 kbar e as temperaturas dos geotermômetros Holland e Blundy (1994) e de suas interações com e Schmidt (1992) e Anderson et al. (1995, 1996) sugerem temperaturas da fácies anfibolito médio a alto.

### 5.6.2. Clorita

Os cálculos de temperatura de cristalização da clorita foram realizados utilizando o programa de Yavuz et al. (2015) e os resultados estão apresentados na tabela 7. A escolha dos geotermômetros foi realizada segundo os seguintes critérios: (i) temperaturas calculadas acima do limite rúptil-dúctil para o quartzo, definida em 300° por Voll

(1976), Tullis (1978), Schmid e Casey (1986), Simpson (1986) e Sibson (1990), uma vez que nas rochas do depósito estudado predominam largamente as microestruturas dúcteis para esse mineral; (ii) razão Fe/(Fe+Mg) inferior a 0,6 (Jowett, 1991); e (iii) semelhança entre os ambientes tectônicos das cloritas estudadas neste trabalho, por Cathelineau (1988) e Xie et al. (1997).

**Tabela 6.**

Temperaturas calculadas pelo par hornblenda-anfibólio em xistos máficos. \*Geotermômetro calibrado segundo a reação edenita + 4 quartzo = tremolita + albite; \*\* geotermômetro calibrado segundo a reação edenite + albite = richterite + anorthite.

Geotermômetro	Temperatura	Pressão fixada (kbar)	Pressão calculada
Holland e Schmidt (1994)	584-631*	2	–
	544-599**		
	652-688*	8	–
	628-669**		
Interação Holland e Blundy (1994) e Schmidt (1992)	678-718*	–	9,9-10,87
	657-696**		
Interação Holland e Blundy (1994), Anderson et al. (1995, 1996) e e Schmidt (1992)*	678-710*	–	9,77-10,49*
	661-692**		9,97-10,80**

Para todos os geotermômetros optados, os resultados obtidos para as cloritas dos xistos máficos mostrou um grande espectro de temperatura. Entretanto, para os itabiritos anfibolíticos e para as rochas carbonatossilicáticas a variação foi menor e os valores ficaram no espectro da fácies xisto verde (Burcher e Grapes, 2011).

**Tabela 7.**

Temperaturas calculadas pelos geotermômetros indicados para as cloritas dos diversos litotipos analisados.

Litotipo / Geotermômetro	Cathelineau (1988)	Jowett (1991)	Xie et al. (1997)
Xistos Máficos	180-507°	185-514°	118-375°
Itabirito Anfibolíticos	357-375°	357-375°	335-352°
Rochas Carbonatossilicáticas	308-361°	314-359°	316-418°

### 5.7. Análises químicas de óxidos de ferro por LA-ICPMS

Neste trabalho foram analisadas as duas gerações de magnetitas e grãos de hematitas lamelares presentes em itabiritos quartzosos, itabiritos anfibolíticos e itabiritos carbonáticos, além de análises de rocha total dos três litotipos citados. As razões La/Yb<sub>N</sub>, Eu/Eu\*, Ce/Ce\* e somatório de ETR's encontram-se na tabela 8. Os dados estão apresentados nos apêndices H a S.

### 5.7.1. Elementos Terras Raras

#### Itabiritos quartzosos

A primeira geração de magnetita (Magnetita 1) apresenta enriquecimento de Elementos Terras Raras Pesados (ETRP) em relação aos Leves (ETRL) (Fig. 21a). No centro dos grãos analisados os valores de  $La/Yb_N$  variam entre 0,011 e 0,114 ( $\pm 0,030$ ),  $Eu/Eu^*$  de 0,790 a 6,708 ( $\pm 0,608$ ),  $Ce/Ce^*$  de 0,036 a 1,543 ( $\pm 0,125$ ), com médias em 0,055, 1,586 e 0,259, respectivamente, e somatório de ETR entre 3,563 e 16,045. As bordas apresentam razão  $La/Yb_N$  entre 0,007 e 0,091 ( $\pm 0,021$ ),  $Eu/Eu^*$  entre 0,700 e 2,474 ( $\pm 0,392$ ),  $Ce/Ce^*$  entre 0,018 e 0,128 ( $\pm 0,017$ ), com médias em 0,032, 1,450 e 0,044, respectivamente, e somatório de ETR variando de 3,114 a 8,538. Os valores obtidos por LA-ICPMS para essa magnetita são mais empobrecidos em ETRL do que os obtidos em análise de rocha total. Tanto o centro quanto a borda possuem anomalias negativas em Ce e picos positivos de Eu.

Para a magnetita 2 (Fig. 21b) os valores de  $La/Yb_N$  são de 0,013 a 0,214 ( $\pm 0,053$ ),  $Eu/Eu^*$  de 0,509 a 3,420 ( $\pm 0,838$ ),  $Ce/Ce^*$  de 0,007 a 0,039 ( $\pm 0,009$ ), com médias em 0,092, 1,734 e 0,019, respectivamente, e somatório de ETR variando de 4,207 a 14,425. O padrão é horizontalizado, porém neste caso há um maior enriquecimento nos valores de La, Ce, Pr, Nd na magnetita 2 do que na magnetita 1. Possui picos positivos de Eu e Ce. Os valores obtidos por LA-ICPMS para essa geração de magnetita plotam aproximadamente dentro do envelope dos valores obtidos nas análises de rocha total.

Hematitas (Fig. 21c) apresentam maior enriquecimento em ETRP em relação aos ETRL, com picos positivos em Sm, Eu e Gd. Dois grupos foram observados. O primeiro, a razão  $La/Yb_N$  varia entre 0,008 e 0,088 ( $\pm 0,018$ ),  $Eu/Eu^*$  de 0,338 a 2,747 ( $\pm 0,357$ ),  $Ce/Ce^*$  de 0,042 a 1,596 ( $\pm 0,170$ ), com médias em 0,030, 1,251 e 0,398, respectivamente, e somatório de ETR de 1,600 a 19,658. No segundo, a razão  $La/Yb_N$  varia entre 0,022 e 0,211 ( $\pm 0,036$ ),  $Eu/Eu^*$  de 0,328 a 3,337 ( $\pm 0,683$ ),  $Ce/Ce^*$  de 0,359 a 1,855 ( $\pm 0,319$ ), com médias em 0,114, 1,161 e 0,673, respectivamente, e somatório de ETR de 3,283 a 51,301. Em ambos os grupos, predominam picos positivos de Eu e picos negativos de Ce. Os valores obtidos por LA-ICPMS plotam Abaixo dos obtidos em rocha total e, aproximadamente, na base do envelope dos valores obtidos por Anjos-Cruz (2016) na Chapada diamantina.

### Itabiritos anfíbolíticos

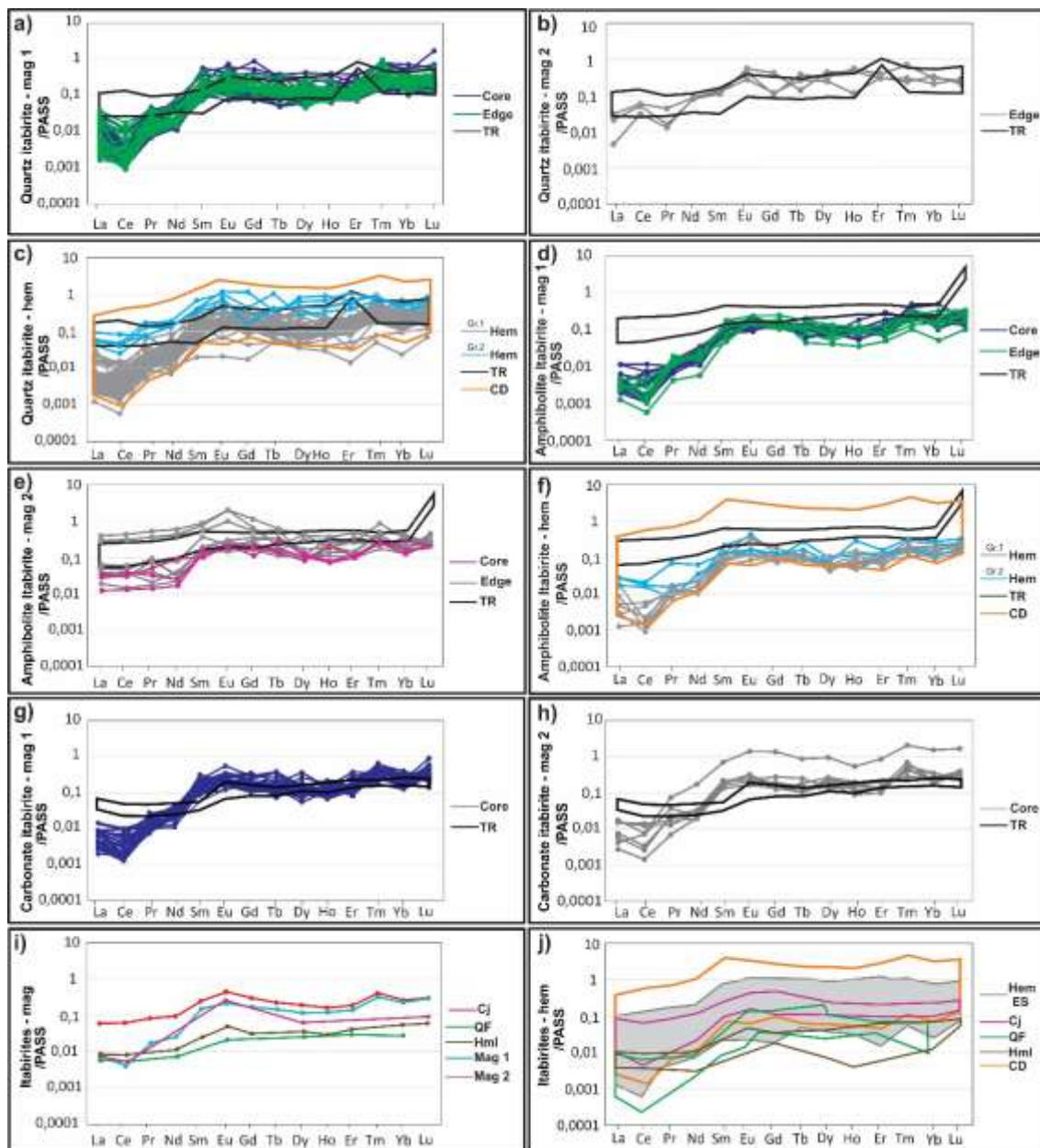
A primeira geração de magnetita (Magnetita 1) possui enriquecimento de ETRp com relação aos ETRI (Fig. 21d), como também verificado nas análises dessa geração nos itabiritos quartzosos. No centro, a razão  $La/Yb_N$  varia de 0,010 a 0,061 ( $\pm 0,009$ ),  $Eu/Eu^*$  de 0,702 a 1,911 ( $\pm 0,211$ ),  $Ce/Ce^*$  de 0,018 a 0,052 ( $\pm 0,008$ ), com médias em 0,025, 1,223 e 0,033, respectivamente, e somatório de ETR variando de 3,773 a 4,689. Nas bordas, a razão  $La/Yb_N$  varia de 0,008 a 0,032 ( $\pm 0,005$ ),  $Eu/Eu^*$  de 0,892 a 1,957 ( $\pm 0,256$ ),  $Ce/Ce^*$  de 0,025 a 0,058 ( $\pm 0,010$ ), com médias em 0,020, 1,275 e 0,038, respectivamente, e somatório de ETR variando entre 2,232 e 5,681. Ambos dados possuem picos negativos de Ce e positivos em Eu. Os valores obtidos por LA-ICPMS para essa magnetita são mais empobrecidos em ETRL do que os obtidos em análise de rocha total.

A segunda geração (Magnetita 2) (Fig. 21e) exhibe padrões horizontalizados e mais enriquecidos em ETR leves do que a magnetita 1. No centro, a razão  $La/Yb_N$  varia de 0,098 a 0,223 ( $\pm 0,055$ ),  $Eu/Eu^*$  de 1,086 a 2,056 ( $\pm 0,400$ ),  $Ce/Ce^*$  de 0,007 a 0,027 ( $\pm 0,007$ ), com média em 0,141, 1,456 e 0,016, respectivamente, e somatório de ETR entre 5,561 e 10,697. Nas bordas, a razão  $La/Yb_N$  varia de 0,075 a 2,121 ( $\pm 0,600$ ),  $Eu/Eu^*$  de 0,825 a 2,780 ( $\pm 0,514$ ),  $Ce/Ce^*$  de 0,020 a 0,102 ( $\pm 0,022$ ), com médias em 0,640, 1,442 e 0,050, respectivamente, e somatório de ETR de 6,003 e 92,365. As bordas da magnetita 2 apresentam um maior fracionamento em ETR do que o centro. Entretanto, ambos possuem picos positivos de Sm, Eu e Gd. Comparativamente, as bordas e os centros dessa geração apresentam picos mais positivos de Eu em relação ao Ce, sendo as bordas mais enriquecida nestes elementos. Tanto as análises das bordas quanto as dos centros não plotam no envelope das análises de rocha total.

Como nos itabiritos quartzosos, nessas rochas dois grupos de hematita foram encontrados (Fig. 21f). O primeiro, apresenta padrão similar ao da magnetita 1, no que diz respeito ao empobrecimento em ETR leves. Porém os picos de Eu e Tb são levemente mais positivos. A razão  $La/Yb_N$  varia de 0,013 a 0,017 ( $\pm 0,001$ ),  $Eu/Eu^*$  de 1,198 a 1,365 ( $\pm 0,042$ ),  $Ce/Ce^*$  de 0,333 a 1,590 ( $\pm 0,386$ ), com médias em 0,016, 1,282 e 0,821, respectivamente, e somatório de ETR entre 3,854 e 4,415. Possui picos, predominantemente, negativos em Ce e positivos em Eu. No segundo grupo, com padrão similar ao das magnetitas 2, a razão  $La/Yb_N$  oscila de 0,014 a 0,155 ( $\pm 0,041$ ),  $Eu/Eu^*$  de 0,481 a 1,523 ( $\pm 0,311$ ),  $Ce/Ce^*$  de 0,131 a 1,290 ( $\pm 0,367$ ), com médias em 0,062, 1,170 e 0,567, respectivamente, e somatório de ETR entre 2,952 e 6,439. Em ambos os grupos,



os valores obtidos por LA-ICPMS plotam abaixo dos obtidos em rocha total. Com relação às análises de Anjos Cruz (2016) na Chapada Diamantina, também há uma concordância entre os valores obtidos por aqueles autores e neste trabalho.



**Fig. 21.** Distribuição de Elementos Terras Raras obtidos por LA-ICP-MS em magnetitas e hematitas dos itabiritos quartzosos, anfibolíticos e carbonáticos. Os polígonos em preto e realçados representam análises em rocha total e em laranja representam os dados compilados de Cruz et al. (2016). Os dados de Carajás, Quadrilátero Ferrífero e Hamersley foram compilados de Figueiredo e Silva et al. (2009), Angerer et al. (2012, 2013), Nadoll et al. (2014), Hensler et al. (2015a,b) in Hagemann et al. (2016). Normalização pelo Post-Archean Australian Shale (PAAS) (MCLENNAN, 1989). Hematita (Hem), Magnetita (Mag), Análise de rocha total (RT), Chapada Diamantina (CD), Depósito de Carajás (CJ), Depósito do Quadrilátero

Ferrífero (QF), Depósito de Hamersley/AUS (Hml). Os dados de rocha total estão apresentados no apêndice S.

### Itabirito carbonático

Diferentemente do que foi observado nas demais amostras, tanto na magnetita da primeira geração (Magnetita 1) quanto da segunda geração (Magnetita 2) há um enriquecimento de ETRP em relação aos ETRL (Figs 21g,h). Entretanto, os valores de ETR's são um pouco mais fracionados na magnetita 2 do que na 1. Na magnetita 1 a razão La/Yb<sub>N</sub> varia de 0,001 a 0,064 ( $\pm 0,013$ ), Eu/Eu\* de 0,753 a 2,072 ( $\pm 0,220$ ), Ce/Ce\* de 0,105 a 0,901 ( $\pm 0,225$ ), com médias em 0,025, 1,299 e 0,362, respectivamente, e somatório de ETR variando de 3,532 a 8,634. Na magnetita 2 a razão La/Yb<sub>N</sub> varia de 0,008 a 0,081 ( $\pm 0,018$ ), Eu/Eu\* de 0,924 a 1,988 ( $\pm 0,362$ ), Ce/Ce\* de 0,003 a 0,021 ( $\pm 0,005$ ), com médias em 0,034, e 1,467 e 0,010, respectivamente, e somatório de ETR variando de 5,188 a 7,587. Ambas as gerações apresentam picos negativos de Ce e positivos de Eu. Os valores obtidos por LA-ICPMS plotam abaixo dos obtidos em rocha total para os ETRL e acima para os ETRP.

**Tabela 8.**

Variação do somatório de ETR e das razões (La/Yb<sub>N</sub>)<sub>N</sub> e Eu/Eu\* de todos os subgrupos das amostras estudadas.

	La/Yb <sub>N</sub>		Eu/Eu*		Ce/Ce*		ΣETR
	ppm	Average Dev.	ppm	Average Dev.	ppm	Average Dev.	
<b>Quartz Itabirite</b>							
<b>Magnetite 1 (Core)</b>	0,011 - 0,114	0,055 ± 0,030	0,790 - 6,708	1,586 ± 0,608	0,0357 - 1,543	0,259 ± 0,125	3,563 - 16,045
<b>Magnetite 1 (Edge)</b>	0,007 - 0,091	0,0315 ± 0,021	0,700 - 2,474	1,450 ± 0,392	0,018 - 0,128	0,044 ± 0,017	3,114 - 8,538
<b>Magnetite 2</b>	0,013 - 0,214	0,092 ± 0,053	0,509 - 3,420	1,734 ± 0,838	0,007 - 0,039	0,019 0,009	4,207 - 14,425
<b>Hematite (Gr. 1)</b>	0,008 - 0,088	0,030 ± 0,018	0,338 - 2,747	1,251 ± 0,357	0,042 - 1,596	0,398 ± 0,170	1,600 - 13,658
<b>Hematite (Gr.2)</b>	0,022 - 0,211	0,114 ± 0,036	0,328 - 3,337	1,161 ± 0,683	0,359 - 1,855	0,673 ± 0,319	3,283 - 51,301
<b>Amphibolite Itabirite</b>							
<b>Magnetite 1 (Core)</b>	0,010 - 0,061	0,025 ± 0,009	0,702 - 1,911	1,223 ± 0,211	0,018 - 0,052	0,033 ± 0,008	3,773 - 4,689
<b>Magnetite 1 (Edge)</b>	0,008 - 0,032	0,020 ± 0,005	0,892 - 1,957	1,275 ± 0,256	0,025 - 0,058	0,038 ± 0,010	2,232 - 5,681
<b>Magnetite 2 (Core)</b>	0,098 - 0,223	0,141 ± 0,055	1,086 - 2,056	1,456 ± 0,400	0,007 - 0,027	0,016 ± 0,007	5,561 - 10,697
<b>Magnetite 2 (Edge)</b>	0,075 - 2,121	0,640 ± 0,600	0,825 - 2,780	1,442 ± 0,514	0,020 - 0,102	0,050 ± 0,022	6,003 - 92,365
<b>Hematite (Gr. 1)</b>	0,013 - 0,017	0,016 ± 0,001	1,198 - 1,365	1,282 ± 0,042	0,333 - 1,590	0,821 ± 0,386	3,854 - 4,415
<b>Hematite (Gr. 2)</b>	0,014 - 0,155	0,062 ± 0,041	0,481 - 1,523	1,170 ± 0,311	0,131 - 1,290	0,567 ± 0,367	2,952 - 6,439
<b>Carbonate Itabirite</b>							
<b>Magnetite 1 (Core)</b>	0,001 - 0,064	0,025 ± 0,013	0,753 - 2,072	1,299 ± 0,220	0,105 - 0,901	0,362 ± 0,225	3,532 - 8,634
<b>Magnetite 2 (Edge)</b>	0,008 - 0,081	0,034 ± 0,018	0,924 - 1,988	1,467 ± 0,362	0,003 - 0,021	0,010 ± 0,005	5,188 - 7,587

Comparativamente com os depósitos de classe mundial, nota-se que a média da magnetita 1 e da magnetita 2, de todos itabiritos descritos, são mais enriquecidas em ETR's do que as médias identificadas nos depósitos de Carajás, Quadrilátero Ferrífero e Hamersley –AUS (Fig. 21i). Entretanto, a magnetita 1 tem padrão similar ao apresentado pelo Depósito de Carajás, porém com valores mais elevados. A hematita, por sua vez, possui envelope concordante com o exibido pelo depósito de Carajás, com valores variando abaixo e acima deste (Fig.21j). Com relação às análises de Anjos Cruz (2016) na Chapada Diamantina, também há uma concordância entre os valores obtidos. Todavia, as hematitas analisadas por aqueles autores são mais enriquecidas em ETR's (Fig 21j).

### *5.7.2. Diagramas multielementares*

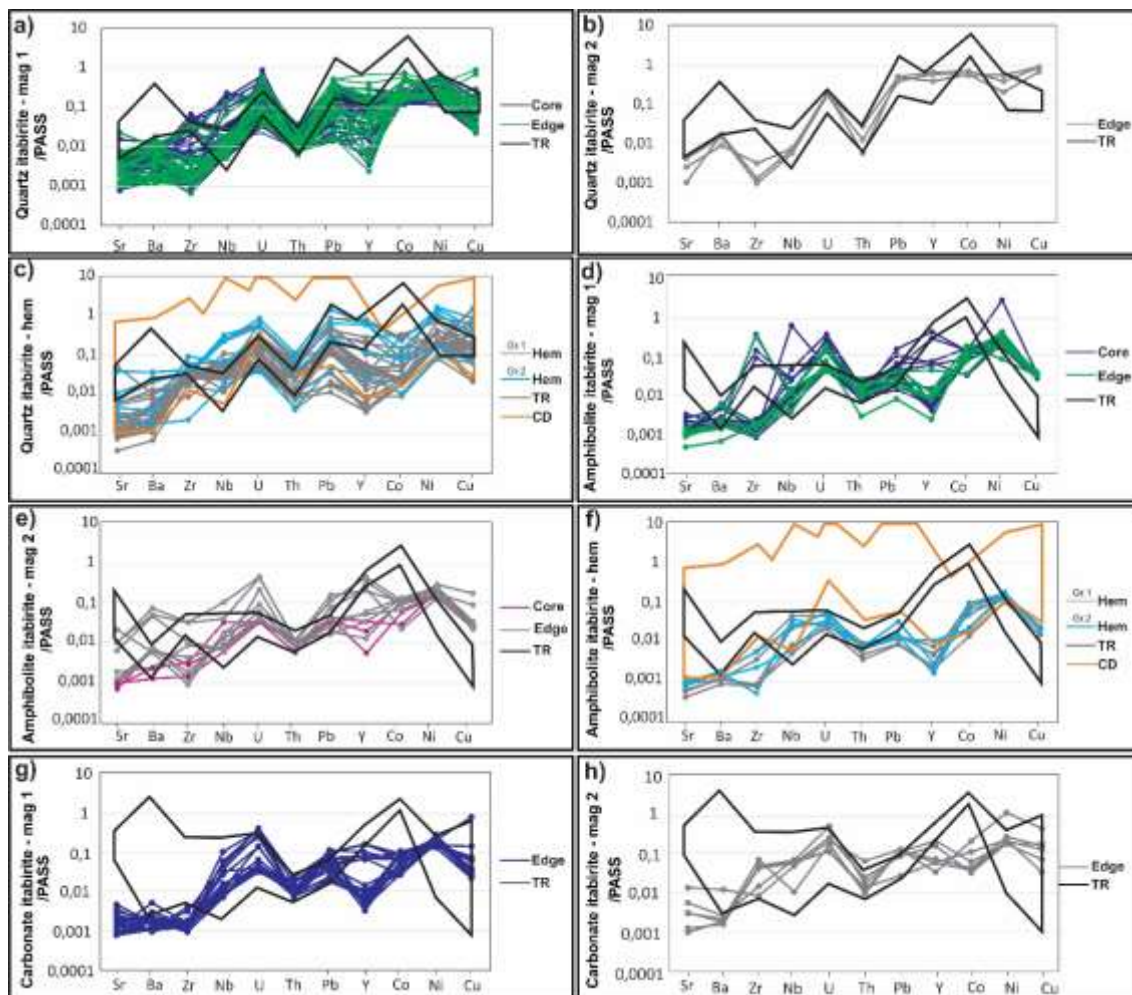
#### *Itabirito quartzoso*

Para a primeira geração de magnetita (Fig. 22a), nota-se picos predominantemente positivos para Ba, U, Pb, Co e Ni, e predominantemente negativos para Sr, Th, Y, Cu, Y e Zr, mas com predominância dos picos negativos. Para a segunda geração a diferença é a ausência de picos positivos para Co e Ni e negativos para o Cu, sendo os picos de Zr mais claramente positivos. Além disso, tendem a ser mais empobrecidas em Nb e U do que o centro da magnetita 1 (Fig. 22b), enquanto que os valores de Pb, Y, Co, Ni e Cu são mais similares aos das bordas da magnetita 1. Um melhor ajuste com o envelope de rocha total é mostrado para as análises de magnetita de segunda geração sendo, em geral, tanto borda quanto centro mais empobrecidas em Sr, Ba e Zr do que a rocha hospedeira desses minerais.

A hematita (Fig. 22c), por sua vez, possui picos positivos para Zr, U, Pb e predominantemente, negativos para Th, Y, Co e Cu. Neste mineral os valores de Co são relativamente mais empobrecidos do que os apresentados pelas magnetitas 1 e 2. Com relação ao envelope dos dados obtidos em rocha total, verifica-se que as hematita analisadas são mais negativas em Sr e Ba e Co. Um moderado ajuste é obtido com o envelope dos dados de Anjos Cruz (2016), sendo as amostras apresentadas por esses autores, em geral, mais enriquecidas no conjunto de elementos apresentados (Fig. 22c).

#### *Itabirito anfíbolítico*

Nos itabiritos anfíbolíticos a primeira geração de magnetita apresenta picos positivos em Ba, Zr, U, Pb e Ni e negativos em Th, Y e Cu. Comparando centro e borda



**Fig. 22.** Distribuição de elementos traços obtidos por LA-ICP-MS em magnetitas e hematitas dos itabiritos quartzosos, anfibolíticos e carbonáticos. Os polígonos em preto e realçados representam análises em rocha total. Normalização pelo Post-Archean Australian Shale (PAAS) (MCLENNAN, 1989). Hematita (Hem), Análise de rocha total (RT), Chapada Diamantina (CD).

nota-se valores mais elevados de Nb, U, Pb, Y e Ni nos centros do que nas bordas desses minerais (Fig. 22d). Nas análises de magnetita da segunda geração os picos positivos predominantes são de U, Pb e Ni e os negativos predominantes de Sr, Th, Co e Cu. Comparando-se com as magnetitas da primeira geração, essas são, em geral, mais ricas em Sr e Ba e mais empobrecidas em Zr. Além disso, as bordas de magnetita 2 são um pouco mais enriquecidas em U, Pb, Y, Co e Cu do que o centro. Ambas as gerações de magnetitas não apresentam ajuste com o envelope de rocha total, que por sua vez possui picos positivos de Sr e Co e negativos de Nb, U, Pb e CU.

A hematita lamelar apresenta pico positivo em Ba, Nb, U, Pb, Co e Ni e negativos predominantes em Sr, Zr, Th, Y e Cu (Fig. 22f). Assim como as magnetitas, esse mineral

não possui ajuste com os dados obtidos em rocha total. Entretanto, um ajuste moderado é obtido com o envelope dos dados de Anjos Cruz (2016), porém os dados destes autores exibem picos mais positivos.

#### Itabirito carbonático

Nos itabiritos carbonáticos a primeira geração de magnetita apresenta picos predominantemente positivos em Nb, U, Pb, Ni e Cu e picos negativos em Sr, Ba, Zr e Th (Fig. 22g). A magnetita 2 possui picos positivos em U, Ni e Cu e picos negativos em Sr, Ba, Nb e Th (Fig. 22h). Comparando magnetita 1 e magnetita 2, nota-se valores mais elevados de Sr, Ba e Zr na segunda geração. Ambas as gerações não apresentam ajuste com o envelope de rocha total, que por sua vez possui picos mais positivos de Sr, Ba e Zr e negativos de Co Cu.

## **6. SISTEMA HIDROTERMAL - ALTERAÇÃO HIDROTERMAL E O ENRIQUECIMENTO EM FERRO**

A interação de fluidos hidrotermais com as rochas hospedeiras e as mudanças em sua composição ao longo do tempo contribuem para formação de uma ampla gama de depósitos minerais, bem como de tipos diversificados de alterações hidrotermais (Pirajano 2009). Para Roob (2005), muitos dos gigantescos depósitos de minério do mundo devem suas origens ao fluxo de fluidos hidrotermais na crosta terrestre e à efetiva capacidade das soluções aquosas de transportar e concentrar componentes economicamente importantes. Cada um dos reservatórios de fluidos da Terra têm suas peculiaridades em termos de composição e temperatura e, portanto, desempenham diferentes papéis na formação de minérios (Thorne et al., 2004; Rosiere et al., 2008; Mukhopadhyay et al., 2008; Angerer e Hagemann, 2010; Angerer et al., 2015). Os modelos genéticos para minérios de ferro formados a partir de formações ferríferas bandadas podem ser classificados em singenético, hipogênico e supergênico (Morris, 1985). Como proposto inicialmente por esse autor, a gênese de minérios hipogênicos podem envolver fluidos hidrotermais de origens variadas, podendo ser metamórficos e/ou ígneos, ou ainda uma mistura deles com fluidos meteóricos.

## 6.1. Estágios de alteração hidrotermal hipogênica do Depósito Espírito

### Santo e sucessão paragenética

As características de campo e microestruturais sugerem a atuação de diferentes tipos de alteração hidrotermal hipogênica que modificaram as microestruturas originais das rochas hospedeiras dos domínios magnetizados e hematizados. A intensidade de alteração é variável, desde baixa a intensa. Quando baixa, as rochas ainda preservam características dos protólitos pré-alteração. Quando intensa, oblitera as microestruturas originais das rochas hospedeiras. Tanto as rochas hospedeiras dos domínios mais enriquecidos em ferro (itabiritos quartzosos, anfíbolíticos e carbonáticos), quanto às não mineralizadas (xistos máficos e carbonatossilicática) apresentam registros mineralógicos e microestruturais que sugerem a atuação de processos de alteração hidrotermal. A composição original da rocha hospedeira reflete-se na associação mineral hipogênica encontrada, sendo mais comum a cloritização nos xistos máficos e o enriquecimento em magnetita nos itabiritos. Entretanto, zonas enriquecidas em magnetita são também observadas nas proximidades dos contatos entre os itabiritos e os xistos máficos. A cloritização representa a alteração mais distal da mineralização, enquanto que a carbonatação reflete a mais proximal. O zoneamento é bastante complexo de ser interpretado, especialmente porque os diversos estágios de alteração hidrotermal se alternam lateralmente. Um modelo sintético do zoneamento da alteração hidrotermal (Fig. 23) e a sucessão paragenética (Fig. 24) são apresentados. Os processos atuantes estão descritos abaixo.

#### Potassificação (biotitização)

Representa o primeiro estágio de alteração hidrotermal e foi observado nos xistos máficos e nas rochas carbonatossilicáticas. Nos xistos máficos os grãos de biotita 1 substituem as bordas da ferri-tschermakita 1 na foliação  $S_n$  e a biotita 2 é representada por porfiroblastos que orientam-se ortogonalmente à essa foliação. No primeiro caso, a biotita possui inclusões de ferri-tschermakita 1, no segundo caso, a biotita encontra-se substituída pela clorita em suas clivagens e inclui o quartzo da foliação  $S_n$ . Nas rochas carbonatossilicáticas, a biotita orienta-se segundo a  $S_n$  e é substituída pelo epidoto, que ocupa as direções de clivagens e as bordas.

### Potassificação (moscovitização)

A moscovita foi encontrada nos itabiritos quartzosos e carbonáticos, bem como nas rochas carbonatossilicáticas. A sua formação também representa os estágios iniciais da alteração hidrotermal. Nos itabiritos a moscovita ocorre esqueletiforme nos domínios ricos em hematita e magnetita 2, podendo ocorrer inclusive na pirita. Quando em contato com esses óxidos, apresenta bordas de corrosão, sendo substituída por eles. Nas rochas carbonatossilicáticas apresenta-se, predominantemente, nas bordas e nas direções de clivagens de actinolita e intersticialmente aos aglomerados ameboides de carbonato 2, sendo substituída por este mineral, por magnetita e por pirita 1.

### Alteração à epidoto

Essa alteração aparece nas rochas carbonatossilicáticas, com epidoto crescendo nas bordas e clivagens da biotita ou formando grãos decussados. A presença de bordas de corrosão no epidoto quando em contato com o carbonato 2 sugere uma relação de substituição entre eles.

### Alteração à clorita

Essa alteração ocorre em quase todas as unidades, exceto nos itabiritos quartzosos. A clorita foi observada em proporções variáveis, sendo mais abundante nos xistos máficos, nos itabiritos anfíbolíticos e nas rochas carbonatossilicáticas.

Nos xistos máficos a clorita ainda preserva o hábito do mineral pré cloritização, como é o caso de ferri-tschermakita 1 e de biotita 2, gerando pseudomorfos prismáticos ou lamelares, respectivamente. Quando lamelar, a clorita é observada nas bordas de ferri-tschermakita 1 e de biotita 2. Nos itabiritos anfíbolíticos esse filossilicato ocorre, juntamente com a cumingtonita 2, orientada segundo a foliação  $S_n$ , mimetizando essa estrutura e substituída por carbonato e por magnetita 2. Nas rochas carbonatossilicáticas esse filossilicato ora mimetiza a  $S_n$ , ora apresenta-se decussado, truncando essa foliação. Também substitui biotita, especialmente em suas bordas e clivagens. Esse processo é evidenciado pela presença de bordas de corrosão na biotita quando em contato com a clorita e de grãos relíquitos dessa mica na clorita. Nessas rochas, a clorita também é substituída por carbonato 2, por magnetita e por pirita 1.

### Alteração à carbonato

Essa alteração ocorreu em rochas com ou sem carbonatos pré-alteração hidrotermal. Nos xistos máficos, o carbonato 1 substitui biotita 1, ferri-tschermakita 1 e 2 e clorita. Nos itabiritos anfíbolíticos a geração 1 de carbonato substitui cumingtonita 2 e clorita. Um segundo estágio de carbonatação foi observado nos xistos máficos e está relacionado com uma deformação fissural tardia com presença de veios. Esse mesmo estágio pode estar relacionado com o crescimento de veios de carbonato nos itabiritos anfíbolíticos.

Essa alteração também está presente nos itabiritos carbonáticos e nas rochas carbonatossilicáticas. Nos itabiritos essa alteração gera veios de carbonatos que truncam, em alto ângulo, a foliação  $S_{n-1}/S_n$ . Nas rochas carbonatossilicáticas forma uma alteração difusa, com grãos amebóides de carbonatos em clivagens da actinolita ou da cumingtonita 1, substituindo e incluindo esse minerais, bem como epidoto e clorita. Além disso, coroas de reações podem ser encontradas com carbonato crescendo na borda da actinolita e do epidoto. Esses domínios difusos conectam-se lateralmente a veios.

### Formação de Óxidos de Ferro

As evidências da atuação de processos hidrotermais na formação da magnetita 2 e hematita em itabiritos é sugerida pela presença de grãos esqueletiformes e reliquiares de silicatos e carbonatos inclusos nesses óxidos. Outras relações podem ser citadas, como truncamento e bordas fortemente reentrantes de minerais silicáticos quando em contato com esses óxidos. Nos xistos máficos, apenas uma geração de magnetita foi encontrada, e nesse caso as relações de truncamento e inclusões também sugerem que estão relacionadas com a alteração hidrotermal. Magnetita 2 hipogênica e hematita estão presentes, em maior ou em menor proporção, em todos os litotipos descritos. Entretanto, nos itabiritos anfíbolíticos e quartzosos os volumes de magnetita e hematita atingem, respectivamente, 60 e 55 % (Tabela 1).

Em geral, o crescimento da magnetita hidrotermal é posterior ao crescimento dos grãos porfiroblásticos de anfíbolios, biotita 2 e cloritas que truncam a foliação  $S_{n-1}/S_n$ . Além disso, o crescimento de magnetita nas clivagens desse mineral evidencia o processo de substituição de silicatos e carbonatos pelos óxidos de ferro. Em geral, a carbonatação precede a magnetitização e hematitização do depósito (Formação de Óxidos de Ferro). Apenas nos xistos máficos e nos itabiritos carbonáticos é que há uma fase tardia de crescimento de carbonato com relação ao crescimento da magnetita hipogênica.



A geração mais precoce e predominante de hematita é observada nas bordas ou truncando a magnetita, bem como formando agregados lenticulares enriquecidos. A sua presença está diretamente relacionada com a oxidação da magnetita e com a formação da foliação  $S_{n-1}/S_n$  nos itabiritos. Um estágio mais tardio é sugerido pela existência brechas seladas por uma segunda geração desses minerais nos itabiritos anfíbolíticos e rochas carbonatossilicáticas, bem como pela presença de veios de hematita 2 nos itabiritos quartzoso. Entretanto, situações rúpteis como essas não são frequentes nos depósitos.

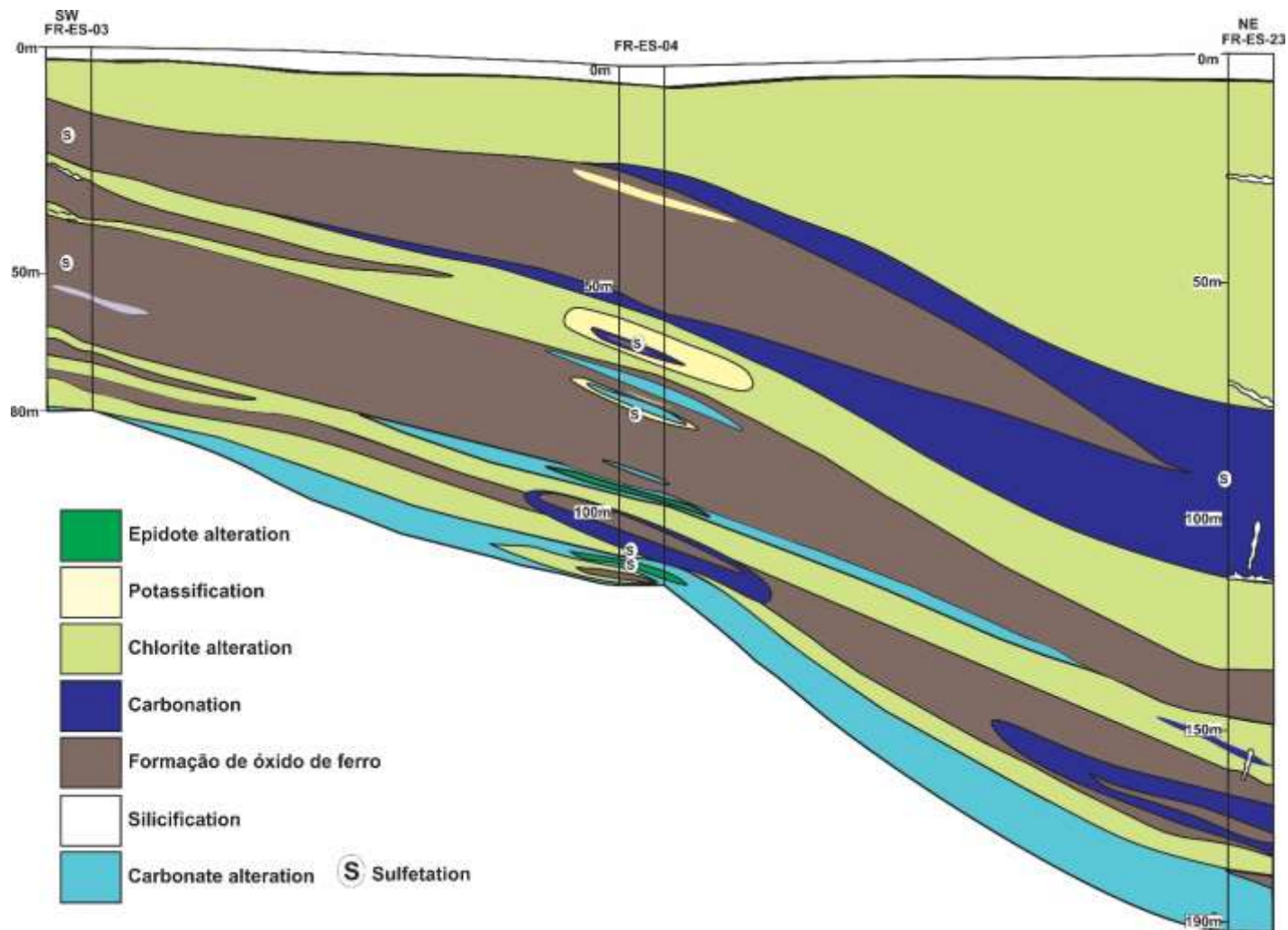
Na figura 4 estão representados os níveis de magnetitização (M) e hematitização (H) do depósito. Nessa figura nota-se que a alteração com formação de magnetita é a principal alteração férrica identificada nos furos, sendo mais intensa e mais frequente do que a hematitização.

#### Silicificação – Veios de quartzo

Esse estágio de alteração está relacionado com a presença de veios de quartzo que truncam a xistosidade dos itabiritos quartzosos e dos anfíbolíticos. Nesses veios o quartzo pode ocorrer juntamente com a hematita formando uma lineação de crescimento mineral em fraturas de tração.

#### Alteração à sulfeto

Pirita e calcopirita ocorrem em maior abundância nos xistos máficos e itabiritos carbonáticos e como traços nos itabiritos anfíbolíticos e rochas carbonatossilicáticas. A sua associação com processos hidrotermais hipogênicos é sugerida pela existência de pirita 1 nas bordas da magnetita 2. Os sulfetos granulares (pirita e calcopirita) não apresentam relações de inclusões com a hematita. Todavia, a pirita venular ocorre como um estágio de alteração tardia que trunca a foliação  $S_{n-1}/S_n$  dos itabiritos carbonático e foliação  $S_n$  dos xistos máficos e rochas carbonatossilicáticas. Nesse último caso, associa-se, frequentemente, com a calcopirita.



**Fig. 23.** Seção esquemática mostrando a distribuição das zonas de alteração hidrotermal interpretadas nesse trabalho com base em estudos petrográficos e de química mineral (Microsonda e LA-ICPMS) de amostras coletadas em testemunhos de sondagem que cortam o perfil.

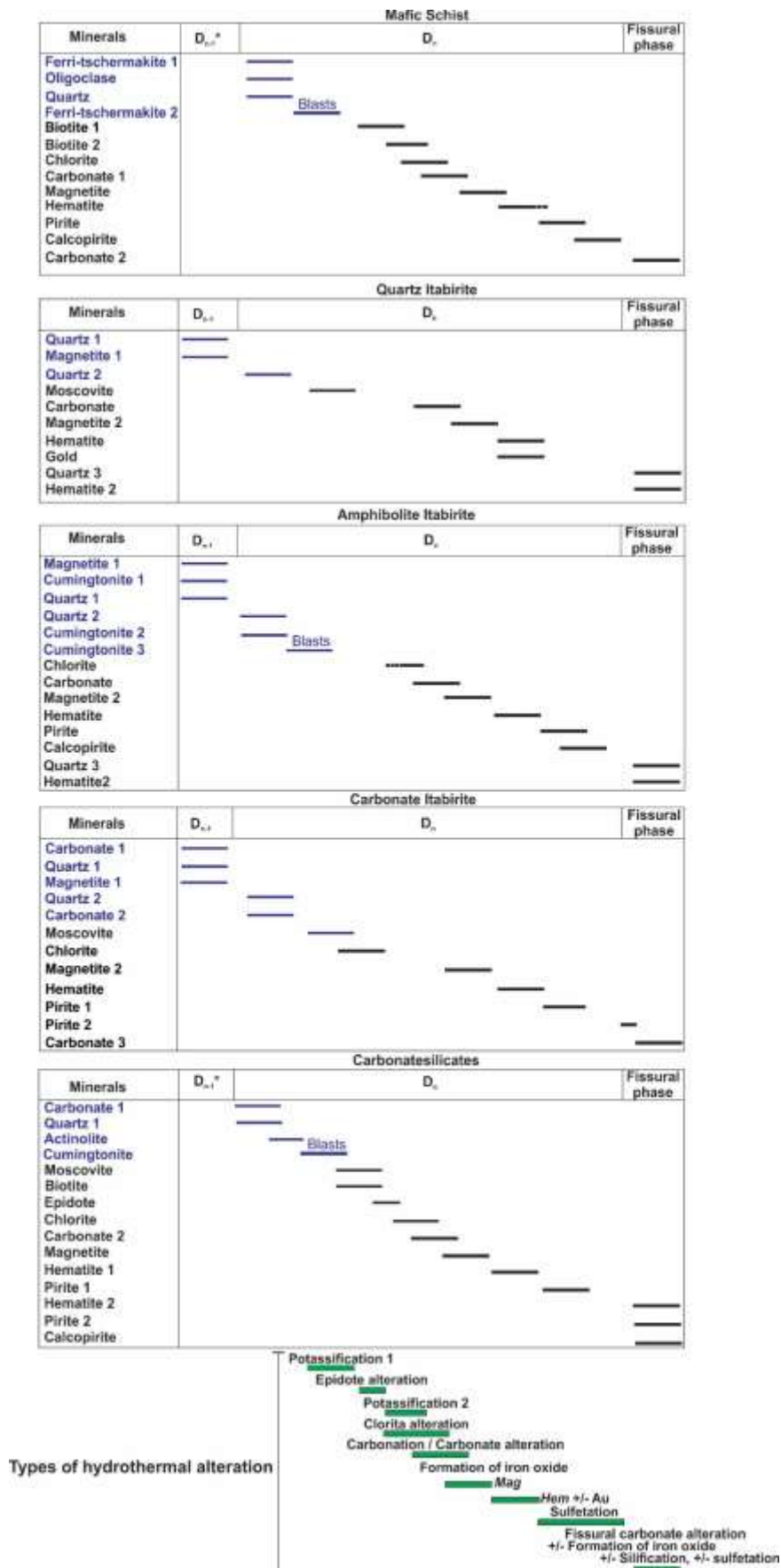
As observações petrográficas e microestruturais obtidas permitiram interpretar uma sucessão paragenética das rochas hospedeiras da mineralização de ferro no alvo estudado, bem como para os xistos máficos e carbonato-silicáticas (Fig. 23). As paragêneses mais precoces estão relacionadas com o metamorfismo regional que foi responsável pelo crescimento de ferri-tschermakita 1, oligoclásio e quartzo nos xistos máficos; de quartzos 1,2 e magnetita 1 e cummingtonita 1 nos itabiritos quartzosos; de carbonatos 1,2 nos itabiritos carbonáticos e de carbonato 1, actinolita e quartzo 1 nas rochas carbonatossilicáticas. As temperaturas encontradas para a paragênese ferri-tschermakita e oligoclásio dos xistos máficos a partir dos geotermômetros Schmidt (1992), Holland e Blundy (1994) e Anderson et al. (1995, 1996) sugerem temperaturas compatíveis com fácies anfíbolito médio a alto e pressões acima de 9 kbar. Esses valores são compatíveis com as obtidas por Cruz (2004) e Cruz et al. (2008) em rochas miloníticas e gnaissificadas da Suite Intrusiva Lagoa Real.

Quanto às paragêneses hidrotermais, na figura 24 visualiza-se que a potassificação é a alteração mais precoce do depósito e que a alteração fissural com venulações de carbonato, principalmente, sulfetos, quartzo e hematita, subordinadamente, são as tardias. Os dados levantados permitem interpretar que a formação de domínios magnetíticos e hematíticos do depósito possuem uma intrínseca relação com a carbonatação das rochas, sendo ela mais precoce do que o enriquecimento em ferro. Os valores de temperatura obtidos a partir dos geotermômetros Cathelineau (1988), Jowett (1991) e Xie et al. (1997) em clorita sugerem que essa alteração ocorreu em condições de fácies xisto verde.

## **6.2. Influência da rocha encaixante na composição da magnetita hipogênica e comparações com outros depósitos**

Nos itabiritos quartzosos e anfíbolíticos a magnetita 1, em geral, é mais empobrecida em ETRL do que a magnetita 2. Essa característica reflete menores razões  $La/Yb_N$  para as magnetitas de primeira geração dessas rochas. Nelas, os padrões encontrados para as regiões de bordas das magnetitas 2 são próximos aos valores obtidos nas análises de rocha total. Além das diferenças nos comportamentos dos ETR's das magnetitas das duas gerações encontradas, há também algum fracionamento desse elemento quando consideradas as bordas e os centros das magnetitas 2 dos itabiritos anfíbolíticos. Nos itabiritos carbonáticos, entretanto, não há diferenças significativas entre as magnetitas das duas gerações identificadas e ambas, em geral, não mostram concordância com os dados de análise de rocha total. A semelhança do padrão de ETR para as magnetitas 2 com o padrão da rocha hospedeira nos itabiritos anfíbolíticos e quartzosos sugere algum controle desse componente

na composição da geração hipogênica. Por outro lado, esse controle parece ser menos eficiente nos itabiritos carbonáticos.



**Fig. 24.** Sucessão paragenética relacionada com o metamorfismo regional (azul) e com a alteração hidrotermal (preta) para as rochas do depósito Espírito Santo.

Outro aspecto que sugere um controle da rocha encaixante na composição da fase hipogênica é que tanto a magnetita 1, quanto a magnetita 2 de todos os itabiritos analisados apresentam picos positivos de Eu e anomalias predominantemente negativas em Ce, exceto nas bordas da magnetita 2 dos itabiritos anfibolíticos, que apresentam picos positivos de Ce. Todavia, essa diferença tende a diminuir em direção às gerações mais tardias de magnetita. Por outro lado, a média de  $Eu/Eu^*$  tende a aumentar em direção à magnetita 2 (Tabela 8), mas ainda assim são maiores que magnetita 1. Esse comportamento muito se assemelha com o da rocha hospedeira da mineralização e, possivelmente, também reflete a herança de fontes hidrotermais singenéticas que levaram à formação do protominério.

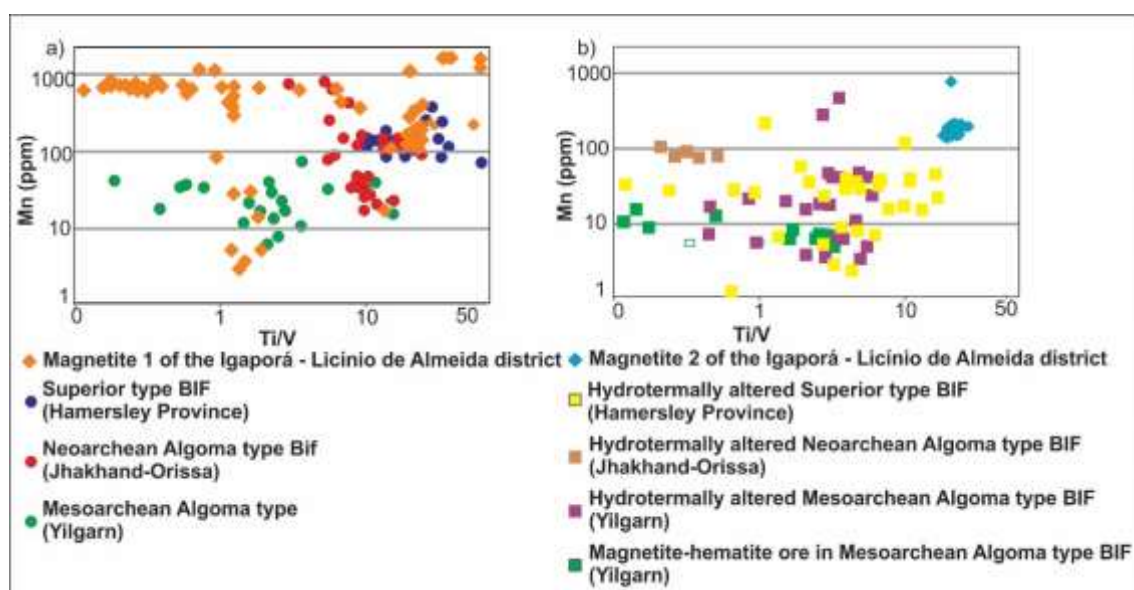
Herança da rocha hospedeira na composição da fase hipogênica também foi interpretada por Figueiredo e Silva et al. (2013a, b) no depósito Serra norte, em Carajás, e por Anjos-Cruz (2016) em Ibicoara (Chapada Diamantina), ambos no Brasil. Com relação aos demais elementos traços (Fig. 22c), apenas nos itabiritos quartzosos é que há um bom ajuste entre os dados de rocha total e de magnetita 2, sugerindo algum controle da hospedeira na composição dessa geração com relação a esses elementos. Nas demais rochas, esse controle parece ser menos eficiente.

Quando comparadas as médias das composições de ETR de magnetitas estudada no Depósito Espírito Santo com as médias das composições de magnetitas das formações ferríferas do Grupo Grão Pará, em Carajás (Fig 21i), apresentadas por Figueiredo e Silva et al. (2009), nota-se que, em geral, uma semelhança nos padrões de ETRP, embora as magnetitas hipogênicas de Carajás sejam mais empobrecidas em ETRL. Para esse grupo de ETR, o comportamento das magnetitas hipogênicas de Carajás é mais compatível com as médias da magnetita 1 do depósito estudado neste trabalho. Contudo, em geral, as magnetitas do Depósito Espírito Santo são mais enriquecidas em ETR's do que as de Carajás, bem como do que as do Quadrilátero Ferrífero e Província de Hamersley estudadas por Angerer et al. (2012, 2013), Nadoll et al. (2014), Hensler et al. (2015a,b) e Figueiredo e Silva et al. (2009) e Hagemann et al. (2016).

Com relação à hematita, a variação do comportamento de ETR, especialmente a razão  $La/Yb_N$ , reflete a herança da magnetita que passou pelo processo de oxidação, uma vez que os grupos 1 e 2 mostram padrões semelhantes dessas razões para as magnetitas 1 e 2, respectivamente (Tabela 8). O aumento da razão  $La/Yb_N$  em direção à magnetita 2 e das hematitas derivadas da sua oxidação demonstra que a medida que a evolução hidrotermal avança, aumenta também o conteúdo de ETRL nas fases minerais hipogênicas. Por sua vez, quando comparadas as composições de ETR's das hematitas do Depósito Espírito Santo com as hematitas hipogênicas do Depósito Serra Norte em Carajás (Figueiredo e Silva et al.,

2009, 2013a,b), nota-se um bom ajuste de dados, porém para o Depósito Espírito Santo as hematitas apresentam intervalo abaixo e acima do que os obtidos em Carajás (Fig 21j).

Nos diagramas Ti/V (Nadoll et al., 2014) *versus* Mn (Fig. 25) observa-se que ambas as gerações de magnetitas do Alvo Espírito Santo apresentam teores de Mn superiores a 100 ppm. Esses valores são superiores aos da maioria das análises apresentadas de outros depósitos e pode ser explicado pela presença de rochas manganésifera na Sequência Metavulcanossedimentar Igaporá-Licínio de Almeida (Rocha et al., 1998; Borges, 2008, Borges, 2012). Com relação à magnetita 1 os valores de Ti/V dividem-se em dois conjuntos, com valores da razão Ti/V, em geral, inferiores e superiores a 10, respectivamente (Fig. 25a). Em cada um desses conjuntos há uma ampla dispersão de dados relativos ao Mn, sendo que as amostras com razões Ti/V superiores a 10 exibem boa concordância com as amostras dos depósitos tipo Lago Superior da Província Hamerley apresentados por Nadoll et al. (2014). Os



**Fig. 25.** Diagramas das razões Ti/V *versus* Mn para magnetitas em rochas hospedeiras com diferentes graus de alteração hidrotermal hipogênica: (a) magnetitas em Formação Ferrifera Bandada (BIF) não modificada; (b) magnetita em BIF alterada hidrotelmente. Modificado de Nadoll et al (2014).

estudos realizados por Borges (2012) em itabiritos da Sequência Metavulcanossedimentar Igaporá-Licínio de Almeida sugerem um paleoambiente plataformar para a deposição dos protólitos dessas rochas, cuja gênese estaria associada com ambiente favorável para a formação de depósitos do tipo Lago Superior (*Sensu* James, 1954). Por sua vez, a magnetita 2 não mostra concordância com nenhum dos depósitos apresentados por esse autor, porém também exibe valores de Mn e razões Ti/V próximas dos valores obtidos nas magnetitas hidrotelmente alteradas do Depósito do tipo Lago Superior da Província Hamerley (Fig. 25b).

### 6.3. Controle estrutural e modelo evolutivo da mineralização

A formação dos domínios magnetizados e hematizados no Depósito Espírito Santo ocorreu em ambiente tectônico transpressivo relacionado com a formação do Orógeno Araçuaí-Oeste Congo, no Corredor do Paramirim, um dos compartimentos do domínio intracontinental do Orógeno Araçuaí-Oeste Congo (Borges et al. 2015; Cruz et al, 2007, 2015). A estrutura regional que controla o enriquecimento de magnetita e hematita é a Zona de Cisalhamento Carrapato, cuja história evolutiva está relacionada com a formação do Aulacógeno do Paramirim, entre o Estateriano e o Criogeniano (Danderfer Filho et al., 2015, Santana, 2016) e com a sua inversão, no Ediacarano (Danderfer Filho 2000; Cruz et al., 2012). Na escala de depósito as estruturas dominantes de menor escala são duplexes, cujas zonas de cisalhamento internas, com geometria em rampa e patamar, deformam e estruturam os contatos entre as unidades da Sequência Metavulcanossedimentar Igarorã-Licínio de Almeida. Para Holdsworth e Pinheiro (2000), Lobato et al. (2005), Dalstra e Rosière (2008), Figueiredo e Silva et al. (2008, 2013a,b), Santos et al. (2010), Thorne et al. (2014) e Angerer et al. (2015, 2016), zonas de cisalhamento são importantes condutos para a percolação de fluidos durante a alteração hidrotermal, facilitando a interação fluido/rocha.

Nos duplexes do depósito estudado há estruturas de maior escala que desempenham um importante papel no controle da mineralização. Os domínios enriquecidos em magnetita hipogênica (2ª geração dos itabiritos) hospedam-se, principalmente, ao longo da foliação C' relacionada com a foliação de transposição  $S_{n-1}/S_n$ . Nos xistos máficos e rochas carbonatossilicáticas, a magnetita posiciona-se apenas na foliação de transposição  $S_{n-1}/S_n$ . Além disso, um controle subordinado é associado com as charneiras das dobras isoclinais intrafoliais, onde magnetita hipogênica foi observada.

Para a gênese da magnetita hipogênica sugere-se que um fluido inicialmente redutor percolou estruturas dilatacionais, C', das zonas de cisalhamento dissolvendo carbonatos e silicatos, bem como lixiviando sílica e solubilizando o ferro das rochas hospedeiras. A interpretação da atuação de alteração hidrotermal hipogênica na formação dos domínios magnetizados em itabiritos é embasada pela presença de bordas de corrosão fortemente reentrantes exibidas por minerais silicáticos e carbonáticos quando em contato com a magnetita 2. Outra feição que permite interpretar a atuação desses processos é a presença de grãos esqueletiformes desses minerais na magnetita 2. Além disso, feições semelhantes a essas são também encontradas nos xistos máficos e nas rochas carbonatossilicáticas, cujo conteúdo em magnetita é nulo nos domínios de menor alteração hidrotermal. A semelhança entre a assinatura química das magnetitas 2 dos itabiritos quartzosos e anfibolíticos com a química da rocha hospedeira permite supor que houve uma contribuição dessas rochas na

formação das magnetitas 2 em seus sítios dilatacionais. A interação fluido/rocha pode ter favorecido à dissolução não só da magnetita 1, mas também de anfibólios, e ambos terem contribuído para a disponibilização de componentes químicos para a formação da magnetita 2 nessas rochas. Essa remobilização levou ao enriquecimento em ETRL em direção à segunda geração de magnetita. O fluido possivelmente transportou componentes químicos das rochas encaixantes, provenientes da dissolução de minerais previamente cristalizados e modificando a composição da magnetita. Nos itabiritos carbonáticos, entretanto, não se observou um controle da rocha encaixante na química da segunda geração de magnetita.

Para a hematita, que ocorre predominantemente lamelar, a sua distribuição na escala do depósito é controlada pela foliação plano axial  $S_n$  das dobras isoclinais intrafoliais presentes nos domínios de menor transposição da fase  $D_n$ , bem como por estruturas S/C's e  $Lx_n$ , que está paralela à  $Lb_n$ , configurando dobras de cisalhamento do tipo bainha e cortina. Em locais de menor alteração, a hematita é encontrada nas bordas da magnetita 1 e 2, como também no interior dos grãos formando microestrutura de reação por oxidação. A presença da hematita em domínios mais enriquecidos, truncando silicatos e carbonatos, sugere que a sua precipitação também envolveu transferência de solução (*Solution Transfer*). Um estágio subordinado de hematitização ocorre relacionado com a deformação fissural tardia à fase  $D_n$ , representada por fraturas de tração que truncam a foliação principal e posicionam-se ortogonalmente à lineação de estiramento mineral ( $Lx_n$ ). Relacionado com situações de maior pressão de fluidos forma-se brechas cujos fragmentos são selados por uma segunda geração de hematita.

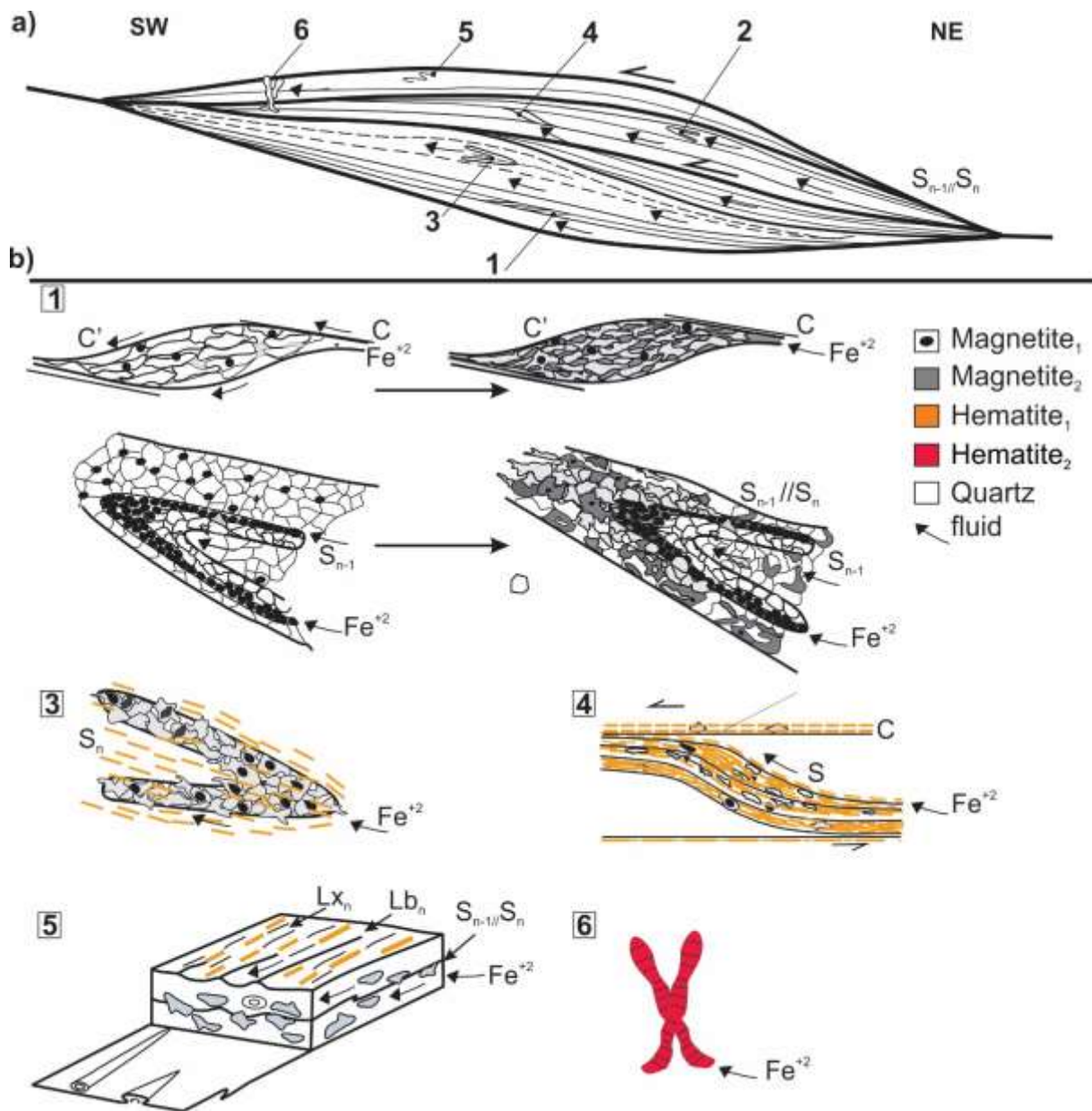
Morris (1985) discutiu inicialmente a transformação de magnetita para hematita com base no aumento da fugacidade do oxigênio. Por outro lado, de acordo com Lasaga (1998) e Ohmoto (2003), a hematita também pode ser formada a partir de uma reação do tipo ácido/base, especialmente em condições de baixo Ph, pressões elevadas e temperaturas mínimas em torno de 300°C. Segundo Taylor et al. (2001), Ohmoto (2003), Beukes et al. (2003), Lobato et al. (2005), Beukes et al. (2008), Figueiredo e Silva et al. (2011), Angerer et al. (2015, 2016), a transformação hidrotermal de magnetita em hematita é um dos mecanismos responsáveis pela formação de minério de alto teor. Nos modelos para formação de depósitos de alto teor de ferro epigenéticos propostos inicialmente por Cannon (1976), os mesmos fluidos hidrotermais que lixivaram a sílica teriam lixiviado o  $Fe^{+2}$  da magnetita para a formação da hematita (Taylor et al., 2001; Ohmoto, 2003; Rasmussen et al., 2014; Maskell et al., 2014). Todavia, segundo Angerer e Hagemann (2010) e Angerer et al. (2015), em muitos depósitos não é possível identificar as assembleias minerais pretéritas por causa da natureza substitutiva (*replacement*) relacionada com a formação de minérios. No depósito Espírito Santo a variação na intensidade de alteração hidrotermal permitiu a preservação dos



estágios precoces à magnetização e à hematização permitindo contar, com uma maior segurança, a história evolutiva desse depósito.

A figura 26 demonstra o controle estrutural da alteração hidrotermal hipogênica, de idade ediacarana, com formação de óxidos de ferro (magnetita e hematita) e alguns aspectos dessa alteração durante a evolução do depósito. Os fluidos hidrotermais aproveitam as zonas de cisalhamento dos *duplexes* contracionais (Fig. 26a) e suas estruturas subsidiárias (Fig. 26b), que se configura como os principais condutos para percolação dos fluidos durante a fase de deformação  $D_n$ . Esses fluidos, inicialmente relativamente mais redutores, reagiram com os minerais das rochas hospedeiras da mineralização, dissolvendo esses minerais, lixiviando o ferro e posteriormente precipitando-o em domínios de maior dilatação e estruturado principalmente pela  $C'$  (Fig 26b, subitem 1), deixando como registro as feições de corrosão e/ou as inclusões esqueletiformes. A figura 26b (subitem 2) mostra que esses fluidos também migraram para as charneiras das dobras isoclinais intrafoliais, precipitando a magnetita 2 nesses locais. Nesta fase de evolução do depósito, a xistosidade da rocha é marcada pela orientação preferencial de anfibólios, que formam estruturas  $S/C/C'$ . A formação de dobras em bainha durante o cisalhamento permitiu o desenvolvimento de dobras em cortina. Essas dobras possivelmente são responsáveis pela formação das gerações de ferri-tschermakita 2 e biotita 2 nos xistos máficos; cumingtonita 3 e clorita nos itabiritos anfibolíticos; clorita nos itabiritos carbonáticos; e cumingtonita, clorita e epidoto nas rochas carbonatossilicáticas que truncam a foliação  $S_{n-1}/S_n$  e ocorrem decussadas ou formando uma fraca orientação preferencial. Esses minerais são substituídos pela magnetita hipogênica e pela hematita, sugerindo que essa fraca orientação pode, em alguns locais, se constituir como um canal, mesmo que subordinado, de circulação de fluidos.

Com o avançar da interação fluido-rocha, as condições tornam-se relativamente mais oxidantes, culminando com oxidação da magnetita 1, 2 e precipitação da hematita lamelar truncando esses minerais na foliação plano axial das dobras isoclinais intrafoliais (Fig. 26b, subitem 3) nos domínios de menor alteração ou formando uma xistosidade contínua com estruturas  $S/C$  (Fig. 26b, subitem 4). Além disso, a  $Lx_n$  também controla a precipitação da hematita lamelar, paralelamente à  $Lb_n$  das dobras em bainha e em cortina (Fig. 26b, subitem 5). Esses planos são importantes controladores para migração de fluidos oxidantes. A deposição da hematita também está relacionada com a dissolução de silicatos e óxidos. Sua assinatura química depende da assinatura química da magnetita dissolvida. Por fim, desenvolve-se um estágio final de deformação fissural na qual a alteração férrica Pós- $D_n$  trunca a  $S_{n-1}/S_n$ , formando fraturas de tração (Fig. 26b, subitem 6).



**Fig. 26.** Modelo evolutivo da formação dos óxidos de ferro em estruturas desenvolvidas na escala do depósito; (a) Geometria geral do duplex que hospeda a mineralização; b) estruturas de maior escala observadas no depósito e que controlam a mineralização: (1) magnetita 2 aproveitando estrutura C'; (2) remobilização de magnetita 1 e formando magnetita 2 na foliação  $S_{n-1} // S_n$ . Notar feições de corrosão de borda nos silicatos; (3) hematite na direção do plano axial; (4) hematite precipitando na estrutura S/C; (5) dobras em bainha e em cortina com hematita marcando a  $Lx_n // Lb_n$ ; (6) hematita 2, Pós- $D_n$ , truncando  $S_{n-1} // S_n$ .

## 7. CONCLUSÕES

De acordo com o que foi apresentado e discutido, conclui-se que:

a) O depósito Espírito Santo é constituído por xistos máficos (rochas metavulcânicas máficas, itabiritos quartzosos, itabiritos anfíbolíticos), itabiritos carbonáticos e rochas carbonatossilicáticas e mármore. O arranjo geral sugere a existência de uma bacia sedimentar que abrigou formações ferríferas bandadas, protominérios dos itabiritos. Essas

rochas foram deformadas em pelo menos duas fases distintas, denominadas de  $D_{n-1}$  e  $D_n$ , durante o Ediacarano. Na fase  $D_{n-1}$  desenvolveu-se um bandamento composicional e uma xistosidade, que constituem a foliação  $S_{n-1}$ . Na fase  $D_n$ , cujas estruturas relacionadas são predominantes no depósito, foram nucleadas zonas de cisalhamento reversa e de empurrão no estilo rampa e patamar, constituintes *duplexes* com topo estrutural para SW, ornamentadas com estruturas de maior escala, tais como *boudins* e estruturas *pinch-and-swell*, foliação de transposição  $S_{n-1}/S_n$ , com desenvolvimento de um novo bandamento composicional e nova xistosidade, dobras isoclinais intrafoliais sem raiz com foliação plano axial ( $S_n$ ), dobras em bainha e em cortina (*Curtain folds*), lineação de estiramento mineral ( $Lx_n$ ) e estruturas S/C/C'. De forma subordinada, veios posicionados em alto ângulo e ortogonais a  $Lx_n$  controlam uma segunda geração de hematita.

b) As rochas foram submetidas a estágios variados de alteração hidrotermal sin a tardi  $D_n$ , tendo sido reconhecidas feições e paragêneses que sugerem a atuação de processos envolvendo, nesta ordem, estágios de potassificação (biotitização e moscovitização), alteração à clorita, carbonatação, alteração a carbonato e formação de óxidos de ferro. Um estágio tardio de alteração relacionado à deformação fissural levou ao desenvolvimento de silicificação e sulfetação, com uma segunda geração de hematita sendo gerada. Esses estágios levaram ao desenvolvimento de gerações hipogênicas de anfibólios, carbonatos, magnetita, hematita e sulfetos. Estudos de geotermometria realizados em clorita sugerem que a temperatura para a alteração hidrotermal variou de 118 a 514°C, sugerindo condições de fácies xisto verde. Essa alteração marca o metamorfismo na área.

c) A alteração hidrotermal atuou remobilizando a primeira geração de magnetita dos itabiritos, nesse caso formando uma segunda geração,  $S_{in-D_n}$ , desse mineral, gerando os domínios magnetíticos ricos. Essa geração mais nova ocorre, em maior proporção, substituindo carbonatos e silicatos da paragênese pré-alteração hidrotermal das rochas hospedeiras da mineralização, bem como, em menor proporção, de xistos máficos e de rochas carbonatossilicáticas. A magnetita 2 é parcial a totalmente substituída pela hematita a partir de suas bordas, evidenciando uma alteração relacionada com o aumento da oxidação do sistema. Essa alteração levou ao desenvolvimento de domínios hematíticos ricos. A presença de sulfetos tardios indica uma diminuição progressiva da fugacidade de oxigênio.

d) Determinações por LA-ICPMS em magnetitas 1 e 2 de itabiritos quartzosos e carbonáticos mineralizados mostram uma diferença de assinatura química dos elementos traços quando comparadas as composições de ambas as gerações. Em geral, as magnetitas de segunda geração dessas rochas apresentam menores razões  $La/YbN_N$  e composições próximas as das suas rochas hospedeiras, sugerindo a influencia desse componente na composição dessas magnetitas. Os picos de Eu são positivos e os de Ce são negativos, como

nas formações ferríferas clássicas. Nos itabiritos carbonáticos não há diferenças nas composições das magnetitas 1 e 2. Por sua vez, a hematita mostra composição química distinta em dois grupos (1,2), cujas composições são próximas às das magnetitas 1 e 2, respectivamente.

e) A formação de domínios com enriquecimento em magnetita e hematita está relacionada com a percolação de fluidos hidrotermais ao longo de zonas de cisalhamento que atuaram como principais condutos. Controlados pelas estruturas sin- $D_n$ , esses fluidos promoveram a alteração hidrotermal e remobilizaram a primeira geração de magnetita dos itabiritos, formando uma segunda geração representada pela magnetita 2. Algum componente de ferro dos anfibólios pode ter contribuído para a formação desse mineral hipogênico. A estrutura C' e as charneiras de dobras isoclinais intrafoliais são os sítios controladores da precipitação da magnetita hipogênica. Por sua vez, a hematita é controlada pela foliação plano axial  $S_n$  que truncam as dobras intrafoliais, pelas estruturas S/C's nos domínios de maior transposição da foliação  $S_{n-1}/S_n$ , e pela lineação de estiramento mineral  $Lx_n$  que é paralela à  $Lb_n$  das dobras em cortinas.

### ***Agradecimentos***

Os autores agradecem a empresa Biominer S.A pelo fornecimento dos dados. A CPRM pela disponibilidade dos laboratórios. A colaboração do CNPq pela bolsa de pesquisa de Simone Cerqueira Pereira Cruz (Processos 306744/2012-0 e 303451/2015-7) e a Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado da Bahia pela bolsa de Mestrado de Michelli Santana Santos.

### **Referências**

- Alkmim, F.F., Marshak, S., Pedrosa-Soares, A.C., Peres, G.G., Cruz, S.C.P., Whittington, A., 2006b. Kinematic evolution of the Araçuaí–West Congo orogen in Brazil and Africa: Nutcracker tectonics during the Neoproterozoic assembly of Gondwana. *Precambrian Research*, 149, 43-63.
- Alkmim, F.F., Pedrosa-Soares, A.C, Noce, C.M., Cruz, S.C.P., 2007. Sobre a Evolução Tectônica do Orógeno Araçuaí-Congo Ocidental. *Geonomos*, 15, 25–43.
- Anderson, J.L. 1996. Status of thermobarometry in granitic batholiths: *Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, 87, 125-138.
- Anderson, J.L., Smith, D.R., 1995. The effect of temperature and oxygen fugacity on Al-in-hornblende barometry. *American Mineralogist*, 80, 549-59.

- Angerer, T., Hagemann, S.G., 2010. The BIF-hosted high-grade iron ore deposits in the Archean Koolyanobbing greenstone belt, Western Australia: structural control on synorogenic- and weathering-related magnetite-, hematite-, and goethite-rich iron ore. *Economic Geology*, 105, 917–945.
- Angerer, T., Hagemann, S.G., Danyushevsky, L.V., 2012. Geochemical evolution of the banded iron formation-hosted high-grade iron ore system in the Koolyanobbing greenstone belt, Western Australia. *Economic Geology*, 107, 599–644.
- Angerer, T., Hagemann, S.G., Danyushevsky, L.V., 2013. High-grade iron ore at Windarling, Yilgarn Craton: a product of syn-orogenic deformation, hypogene hydrothermal alteration and supergene modification in an Archean BIF-basalt lithostratigraphy. *Mineralium Deposita*, 48, 697–728.
- Angerer, T., Duuring, P., Hagemann, S.G., Thorne, W.T., McCuaig, T.C., 2015. A mineral system approach to iron ore in Archaean and Palaeoproterozoic BIF of Western Australia. *Geological Society, London*, 393, 81–115.
- Angerer, T., Hagemann, S.G., Walde, D.H.G., Halverson, G.P., Boyce, A. J., 2016. Multiple metal sources in the glaciomarine facies of the Neoproterozoic Jacadigo iron formation in the “Santa Cruz deposit” Corumbá, Brazil. *Precambrian Research*, 275, 369–393.
- Anjos Cruz, V., 2016. Controle estrutural e caracterização dos depósitos de alto teor de hematita hidrotermal em zonas de cisalhamento da região de Ibicoara, Cinturão de dobramentos e Cavalgamentos da Chapada Diamantina Oriental, Bahia. (M.Sc. Thesis) Universidade Federal da Bahia – UFBA, Instituto de Geocências, 120p.
- Armbruster, T., Bonazzi, P., Akasaka, M., Bermanec, V., Chopin, C., Gieré, R., Heuss-Assbichler, S., Liebscher, A., Menchetti, S., Pan, Y., Pasero, M., 2006. Recommended nomenclature of epidote-group minerals. *European Journal of Mineralogy*, 18, 551–567.
- Babinski, M., Pedreira, A., Brito-Neves, B.B., Van-Schmus, W.R., 1999. Contribuição à geocronologia da Chapada Diamantina. In: SBG/ BA-SE, Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 7, Anais, 118–121.
- Babinsky M., Pedrosa-Soares A.C., Trindade R.I.F., Martins M.C.M., Noce, C.M., Liu D., 2011. Neoproterozoic glacial deposits from the Araçuaí orogen, Brazil: Age, provenance and correlations with the São Francisco craton and West Congo belt. *Gondwana Research*, 1–15.
- Babinsky, M., Brito Neves, B.B., Machado, N., Noce, C.M., Uhlein, A., Van Schmus, W.R., 1994. Problemas da metodologia U/Pb em zircões de vulcânicas continentais: caso

- do Grupo Rio dos Remédios, Supergrupo Espinhaço, no Estado da Bahia. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 42, Balneário Camboriú, Anais, 2, 409–410.
- Barbosa, J.S.F.; Mascarenhas, J.F.; Corrêa Gomes, L.C., Dominguez, J.M.L; Souza, J.S. (Org.), 2012. Geologia Da Bahia. Pesquisa e Atualização. 1. ed. Salvador, Bahia: CBPM-Companhia Baiana de Pesquisa Mineral, 2v., 1200p.
- Barbosa, N.S., Teixeira, W., Bastos Leal, L.R., Leal, A.B. M., 2013. Evolução crustal do setor ocidental do Bloco Arqueano Gavião, Cráton do São Francisco, com base em evidências U-Pb, Sm-Nd e Rb-Sr. Revista do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, 13, 6-88.
- Bastos-Leal, L.R., Teixeira, W., Cunha, J.C., Macambira, M.J.B., 1998. Archean tonalitic-trondhjemitic and granitic plutonism in the Gavião block, São Francisco Craton, Bahia, Brazil: Geochemical and geochronology characteristics. Revista Brasileira de Geociência, 2, 209-220.
- Beukes, N.J., Gutzmer, J., Mukhopadhyay, J., 2003. The geology and genesis of high-grade hematite iron ore deposits: Transactions of the Institute of Mining and Metallurgy, 112, B18-B25.
- Beukes, N.J., Mukhopadhyay, J., Gutzmer, J., 2008. Genesis of High-Grade Iron Ores of the Archean Iron Ore Group around Noamundi, India. Economic Geology, 103, 365-386.
- Bittencourt C.N., 2014. Petrologia e análise estrutural multiescalar da Formação Serra da Garapa (Grupo Santo Onofre) na porção sul do Cinturão de Dobramentos e Cavalgamentos Espinhaço Setentrional. Corredor do Paramirim, Caetité, Bahia. (Undergraduate Thesis) Universidade Federal da Bahia- UFBA, Salvador, 118p.
- Bittencourt, C.N., 2017. Os Riftes Estateriano-Tonianiano do Setor Sul do Aulacogeno do Paramirim, Paleoplaca São Francisco-Congo: novos dados, correlações regionais e inversão tectônica. (M.Sc. Thesis), Universidade Federal da Bahia – UFBA, Instituto de Geocências 127p.
- Bittencourt, C.N., Cruz, S.C.P., Anjos Cruz, V., Santos, M.S. 2015. Resultados preliminares da análise multiescalar na porção sul do Cinturão de Dobramentos e Cavalgamentos do Espinhaço Setentrional, BA. In: SBG, XV Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos e IX International Symposium on Tectonics, Vitória, Anais, CD.
- Borges, J.O., 2008. Geologia do Distrito Manganésífero de Urandi-Licínio de Almeida: Resultados Preliminares. (Undergraduate Thesis), Universidade Federal da Bahia– UFBA, Salvador, 118p.
- Borges, J.O., 2012. Geologia e evolução metalogenética do minério de manganês da mina Lagoa D’anta, subdistrito ferro-manganésífero de Caetité-Licínio de Almeida, Bahia.

- (M.Sc. Thesis) Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia-UFBA, Instituto de Geociências, Salvador, 216p.
- Borges, J.O., Cruz, S.C.P., Barbosa, J.S.F., 2010. Geologia da Mina de Lagoa D'anta, Distrito Manganésífero de Urandi-Licínio de Almeida, Bahia. In: SBG, 45° Congresso Brasileiro de Geologia, Bélem-PA, Anais, CD.
- Borges, J. O., Cruz, S.C.P., Barbosa, J.S.F., Santos, E.S. 2015. Structural framework of rocks of the Lagoa D'anta mine area, iron-manganese Urandi-Caetité-Licínio de Almeida District, Bahia, Brasil. *Brazilian Journal of Geology*, 45, 173–192.
- Borradaile G.J, Bayly M.B, Powell C.M.A., 1982. Atlas of deformational and metamorphic rock fabrics. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg New York, 551p.
- Boyer, S.E., Elliott, D. 1982. Thrust systems. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 66, 1196–1230.
- Bucher K., Grapes R. 2011. Petrogenesis of metamorphic rocks. Berlin, Springer-Verlag, 441 p.
- Cannon, W.F., 1976. Hard iron ore of the Marquette Range, Michigan. *Economic Geology*, 71, 1012–1028.
- Cathelineau, M., 1988. Cation site occupancy in chlorites and illites as function of temperature. *Clay Minerals*, 23, 471–485.
- Cordani, U.G., Iyer, S.S., Taylor, P.N., Kawashita, K., Sato, K., McCreath, I., 1992. Pb-Pb, Rb-Sr, and K-Ar sistematic of the Lagoa Real uranium province (south-central Bahia, Brazil) and the Espinhaço Cycle (ca. 1.5-1.0 Ga). *Journal of South American Earth Sciences*, 1, 33–46.
- Costa, P.H.O., Andrade A.R.F., Lopes G.A. C. & Souza S.L. 1985. Projeto Lagoa Real-Mapeamento Geológico 1:25.000. CBPM/NUCLEBRAS/SME, 1, 455p.
- Cruz, S.C.P, 2004. A interação tectônica entre o Paramirim Aulacogen e o Orógeno Araçuaí. Tese (Ph.D. Thesis), Departamento de Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto - UFOP, Minas Gerais, 503p.
- Cruz, S.C.P., Alkmim, F.F., 2006. The tectonic interaction between the Paramirim Aulacogen and the Araçuaí Belt, São Francisco Craton region, Easter Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 1, 151–173.
- Cruz, S.C.P., Alkmim F. F., Pedreira A., Teixeira L., Pedrosa-Soares A.C., Gomes L.C.C., Souza J. S., Leal A. B. M., 2012. O Orógeno Araçuaí. In: Barbosa J.S.F (Org.), *Geologia da Bahia, Pesquisa e Atualização*, CBPM Série Publicações Especiais, Salvador, p. 131–178.
- Cruz, S.C.P., Barbosa, J.S.F., Barbosa, A.C., Jesus, S.S.G.P., Medeiros, E.L.M., Figueiredo, B.S., Menezes-Leal, A.B., Lopes, P., Souza, J.S., 2014. Mapeamento Geológico e Levantamentos de Recursos Minerais das Folhas Espinosa e Guanambi (Escala

- 1:100.000). Programa de Levantamentos Geológicos Básicos, Convênio CPRM-UFBA-FAPEX, Salvador, BA, 253p.
- Cruz, S.C.P., Alkmim, F.F., Barbosa, J.S.F., Dussin, I., Gomes, L.C. C., 2015. Tectonic inversion of compressional structures in the Southern portion of the Paramirim Corridor, Bahia, Brazil. *Brazilian Journal of Geology*, 45, 541–567.
- Cruz, S.C.P., Alkmim, F.F., 2017. The Paramirim Aulacogen. In: Heilbron. M., Cordani, U.G., Alkmim, F.F. (Orgs.). *Regional Geology Reviews*. Springer International Publishing, 97–115.
- Cruz, S.C.P., Alkmim, F.F., Leite, C.M.M., Evangelista, H.J., Cunha, J.C., Matos, E.C., Noce, C.M., Marinho, M.M., 2007. Geologia e arcabouço estrutural do Complexo Lagoa Real. *Revista Brasileira de Geociências*, 37, 980–998.
- Cruz, S.C.P., Miranda, L.L.F., Veiga, P.M. O., 2008. Província Uranífera de Lagoa Real, Bahia. Companhia Baiana de Pesquisa Mineral-CBPM/Companhia de Pesquisa.
- Cruz, S.C.P., Barbosa, J.S.F., Santos -Pinto, M., Peucat, J.J., Paquette J.L., Souza, J.S., Martins, V.S., Chemale Júnior, F., Carneiro, M.A., 2016. The Siderian-Orosirian magmatism in the Gavião Paleoplate, Brazil: U-Pb geochronology, geochemistry and tectonic implications. *Journal of South American Earth Sciences*, 69, 43–79.
- Cruz, S.C.P., Barbosa, J.S.F., Marinho, M.M., Peucat, J.J., Paquette, J.L., 2017. Quantas seqüências metavulcanossedimentares pré-estaterianas existem a oeste do lineamento Contendas Mirante – Jacobina? Novos dados e correlações regionais. In: SBG, XVI Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos e X International Symposium on Tectonics, Salvador, Boletim de Resums Extendidos, Salvador, Anais, 120-123.
- Cunha, J.C., Barbosa, J.S.F., Mascarenhas, J.F. 2012. Greenstone Belts e Sequências Similares. In: *Geologia da Bahia: Pesquisa e Atualização*. Coordenação Geral: Jhildo Barbosa, cap IV, p. 203–326.
- Dalstra, H.J., Rosiére, C.A. 2008. Structural Controls on High-Grade Iron Ores Hosted by Banded Iron Formation: A Global Perspective. *Economic Geology*, 15, 1–34.
- Danderfer Filho, A. 2000. Geologia sedimentar e evolução tectônica do Espinhaço Setentrional, estado da Bahia. (Ph.D. Thesis) Universidade Federal de Brasília, Salvador, 497p.
- Danderfer Filho, A., De Waele, B., Pedreira, A.J., Nalini, H.A., 2009. New geochronological constraints on the geological evolution of Espinhaco basin within the São Francisco Craton-Brazil. *Precambrian Research*, 170, 116–128.
- Danderfer Filho, A., Lana, C.C., Nalini Júnior, H.A., Costa, A.F.O., 2015. Constraints on the Statherian evolution of the intraplate rifting in a Paleo-Mesoproterozoic



- paleocontinent: New stratigraphic and geochronology record from the eastern São Francisco craton. *Gondwana Research*, 28, 668–688.
- Fernandes, F.F., Cruz, S.C.P., Santos, M.S., Anjos Cruz, V, Bitencourt, C.N., Couto, M.S., Costa, Y.F., Victoria, A.M., Oliveira, R.B. 2016. Geologia, caracterização petrográfica e aspectos metalogenéticos do minério de alto teor de ferro da Mina Pedra De Ferro, Caetité, Bahia. In: 68ª Reunião Anual da SBPC, Porto Seguro/BA, Anais, CD.
- Figueiredo e Silva, R.C., Lobato, L.M., Rosière, C.A., 2008. A hydrothermal origin for the jaspilite-hosted giant Serra Norte deposits in the Cajajas Mineral Province, Pará State, Brazil. *Economic Geology*, 15, 255–290.
- Figueiredo e Silva, R.C., 2009. Evolução e gênese do minério de ferro hidrotermal nos depósitos da Serra Norte, Província Mineral Carajás. (Ph.D. Thesis), Universidade Federal de Minas Gerais- UFMG, Belo Horizonte, 236p.
- Figueiredo e Silva, R.C., Lobato, L.M., Rosière, C.A., Hagemann, S., 2011. Petrographic and geochemical studies at giant Serra Norte iron ore deposits in the Carajás mineral province, Pará State, Brazil. *Geonomos*, Belo Horizonte, 19, 198–223.
- Figueiredo e Silva, R.C., Hagemann, S.G., Lobato, L.M., Rosière, C.A., Banks, D.A., Davidson, G.J., Vennemann, T.W., Hergt, J.M., 2013a. Hydrothermal fluid processes and evolution of the giant Serra Norte jaspilite-hosted iron ore deposits, Carajás Mineral Province, Brazil. *Economic Geology*, 108, 739–779.
- Figueiredo e Silva, R.C., Lobato, L.M., Hagemann, S., Cliff, J., 2013b. Mass independent and mass dependent sulfur isotopes of hydrothermally altered jaspilite and mafic wall rocks, Serra Norte iron ore deposits, Carajás Mineral Province, mineral deposit research for a high-tech world. *Proceedings of the 12th Biennial SGA Meeting*, 12–15 August 2013, Uppsala, Sweden, (ISBN 978-91-7403-207-9), 734–737.
- Fleuty, M.J., 1964. The descriptions of folds. *Process Geologic Association* 75, 461–492.
- Gomes, S.D., Berger, S., Figueiredo E Silva, R.C., Hagemann, S.G., Rosière, C.A., Banks, D.A, Lobato, L.M., Hensler, A.S., 2018. Oxide chemistry and fluid inclusion constraints on the formation of itabirite-hosted iron ore deposits at the eastern border of the southern Espinhaço Range, Brazil. *Ore Geology Reviews*, 95, 821-848.
- Guggenheim, S., Adams, J.M., Bain, D.C., Bergaya, F., Brigatti, M.F., Drits, V.A., Formoso, M.L.L., Galan, E., Kogure, T., Stanjek, H., 2006. Summary of recommendations of nomenclature committees relevant to clay mineralogy: report of the Association Internationale Pour L'étude des Argiles (AIPEA) nomenclature committee 2006. *Clays Clay Minerals*, 54, 761–772.

- Guimarães, J.T., Alkmim, F.F., Cruz, S.C.P., 2012. Supergrupo Espinhaço e São Francisco. In: Barbosa, J. S. (Org.) *Geologia Da Bahia, Pesquisa e Atualização*, CBPM Série Publicações Especiais, Salvador, 33–85.
- Guimarães, J.T.; Santos, R.A.; Melo, R. C., 2008. *Geologia da Chapada Diamantina (Projeto Ibitiara-Rio de Contas)*. CBPM Série arquivos abertos 31, Salvador, BA, 68p.
- Hagemann, S.G., Angerer, T., DURING, P., Rosière, C.A., Figueiredo e Silva, R.C., Lobato, L., Hensler, A.S., Walde, D.H.G, 2016. BIF-hosted iron mineral system: A review. *Ore Geology Reviews*, 76, 317–359.
- Hartwig, G., 1925. *Praktisch-geologische Beschreibung des. Kalisalzbergwerkes "Rössing-Barnten" bei Hildesheim*. *Jber Niedersächs Geol Ver* 17, 1–74.
- Hawthorne F.C., Oberti R., Harlow G.E., Maresch W.V., Martin R.F., Schumacher J.C. and Welch M.D., 2012. Nomenclature of the amphibole supergroup. *American Mineralogist*, 97, 2031–2048.
- Heilbron, M.; Cordani, U.G., Alkmim, F. F. (Org.), 2017. *São Francisco Craton, Eastern Brazil. Tectonic Genealogy of a Miniature Continent*. 1. ed. Springer International Publishing AG, v. 1, 331p
- Hensler, A.S., Hagemann, S., Rosière, C.A., Angerer, T., Gilbert, S., 2015a. Hydrothermal and metamorphic fluid–rock interaction associated with high-grade iron ore mineralisation in the Quadrilátero Ferrífero, Brazil: implications from in-situ laser ablation ICP-MS hematite chemistry. *Ore Geology Reviews*, 69, 325–351.
- Hensler, A.S., Hagemann, S.G., Rosière, C.A., Angerer, T., Gilbert, S., 2015b. Hydrothermal and metamorphic fluid–rock interaction associated with hypogene "hard" iron ore mineralisation in the Quadrilátero Ferrífero, Brazil: implications from in-situ laser ablation ICP-MS iron oxide chemistry. *Ore Geology Reviews*, 69, 325–351.
- Holdsworth R, Pinheiro R., 2000. The anatomy of shallow crustal transpressional structures: insights from the Archean Carajás faultzone, Amazon, Brazil. *Journal of Structural Geology*, 22, 1105–1123.
- Holland, T., Blundy, J. 1994. Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 116, 433–470.
- Jackson, S.E., Pearson, N.J., Griffin, W.L., Belousova, E.A. 2004. The application of laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometry to in situ U-Pb zircon geochronology. *Chemical Geology*, 211, 47–69.
- James H. L., 1954. Sedimentary facies of iron-formation. *Economic Geology*, 49, 235–293.

- Jesus S.S.G.P. 2011. Petrografia e análise microestrutural da zona de alteração hidrotermal na Sequência Metavulcanossedimentar Urandi: metamorfismo, evolução tectônica e implicações metalogenéticas. (Undergraduate Thesis), Universidade Federal da Bahia-UFBA, Salvador, 152p.
- Jowett, E.C., 1991. Fitting iron and magnesium into the hydrothermal chlorite geothermometer. In: Proceeding sof the Program with Abstracts, Geological Association of Canada – Mineralogical Association of Canada, Society of Economic Geologists, 16, p.A62.
- Lagoeiro, L.E. 1990. Estudo da deformação nas sequências carbonáticas do Grupo Una, na região de Irecê, Bahia. (M.Sc Thesis), Escola de Minas, Universidade Federal de Ouro Preto - UFOP, Ouro Preto, 105p.
- Lasaga, A.C., 1998. Kinetic theory in the earth sciences: Princeton, NJ, Princeton University Press, 811 p.
- Leake B.E., Woolley A.R., Birch W.D., Burke E.A.J., Ferraris, G., Grice J.D., Hawthorne F.C., Kisch H.J.,Krivovichev V.G., Schumacher J.C., Stephenson N.C.N. and Whittaker E.J.W., 2003. Nomenclature of amphiboles: additions and revisions to the International Mineralogical Association's amphibole nomenclature. Canadian Mineralogist, 41, 1355–1370.
- Lobato L.M., Rosière C.A., Figueiredo e Silva R.C.; Zucchetti M., Baars F.J., Seoane J.C.S., Rios F.J., Pimentel M., Mendes G.E., Monteiro A.M., 2005. A mineralização hidrotermal de ferro da Província Mineral de Carajás - Controle estrutural e contexto na evolução metalogenética da província. In: Marini O.J., de Queiroz E.T., and Ramos B.W., eds., Caracterização de depósitos minerais em distritos mineiros da Amazônia. DNPM/Fundo Setorial Mineral (CT-Mineral/FINEP)/ADIMB, Brasília, Brazil, 25-92.
- Lobato, L.M., Pimentel, M., Cruz, S.C.P., Machado, N., Noce, C.M., Alkmim, F.F., 2015. U-Pb Geochronology of the Lagoa Real Uranium District, Brazil: Implications for the age of the uranium mineralization. Journal of South American Earth Sciences, 58, 129-140.
- Lotze, F., 1957. Steinsalz und Kalisalze I. Gebrüder Börnträger, Berlin, 465p.
- Loureiro H.S.C., Bahiense I.C., Neves J. P., Guimarães J.T., Teixeira L.R., Santos R.A., Melo R.C., 2009. Geologia e recursos minerais da parte norte do corredor de deformação do Paramirim (Projeto Barra – Oliveira dos Brejinhos). CBPM. Série Arquivos Abertos 33, Salvador, BA, 113p.

- Machado, G S., 2008 Geologia da porção sul do complexo Lagoa Real, Caetité, Bahia. Trabalho final de Gradua o, Curso de Geologia. (Undergraduate Thesis), Universidade Federal da Bahia-UFBA, Salvador, 90p.
- Maskell, A.; Duuring, P.; Hagemann, S.G., 2014. Hydrothermal alteration events controlling magnetite-rich iron ore at the Matthew Ridge prospect, Jack Hills greenstone belt, Yilgarn Craton. *Australian Journal of Earth Sciences*, 61, 187–212.
- McClay, K.R., Buchanan, P.G., 1992. Thrust faults in inverted extensional basins. In: McClay, K. R. *Thrust Tectonics*, 419–434.
- McDowell, J.A., He, L., Chen, X. and Turner, D.H., 1997. Investigation of the structural basis for thermodynamic stabilities of tandem GU wobble pairs: NMR structures and *Biochemistry*, 36, 8030–8038.
- McLennan, S.B., 1989. Rare earth elements in sedimentary rocks. Influence of provenance and sedimentary processes. In: B.R. Lipin and G.A. McKay (Editors), *Geochemistry and Mineralogy of the Rare Earth Elements*. Mineralogical Society of America, Washington, 169–200.
- Medeiros E.L.M., 2013. Geologia e Geocronologia do complexo Santa Isabel, na região de Urandi, Bahia., 2013. (M.Sc. Thesis), Universidade Federal da Bahia-UFBA, Salvador, 96p.
- Medeiros, E.L.M., Cruz, S.C.P., Barbosa, J.S.F., Paquette, J.L., Peucat, J., Jesus, S.S.G.P., Barbosa, R.G., Brito, R.S., Carneiro, M.A. 2017. The Santa Isabel complex, Gavião Block, Brazil: Components, geochronology, regional correlations and tectonic implications. *Journal of South American Earth Sciences*, 80, 66-94.
- Morris, R.C., 1985. Genesis of iron ore in banded iron-formation by supergene and supergene-metamorphic processes - a conceptual model. In: Wolf, K.H. (Ed), *Handbook of strata-bound and stratiform ore deposits*: Amsterdam, Elsevier, 13, 73–235.
- 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.
- Ohmoto, H., 2003. Nonredox transformation of magnetite-hematite in hydrothermal Systems. *Economic Geology*, 98, 157–161.
- Palache, C., Berman, H., Frondel, C., 1951. *Dana's system of mineralogy* (seventh edition). John Wiley and Sons, INC, New York, 1124 p.
- Passchier ,C.W., Trouw, R.A.J., 2005. *Microtectonics*, 2nd Revised and Enlarged, Berlin, Edition Springer, 366p.
- Passchier, C.W., 1986. Mylonites in the continental crust and their role as seismic reflectors. *Geologie en Mijnbouw*, 65, 167–176.

- Pedrosa-Soares A.C., Noce C.M., Wiedemann C.M., Pinto C.P. 2001. The Araçuaí-West-Congo Orogen in Brazil: an overview of a confined orogen formed during Gondwanaland assembly. *Precambrian Research*, 110(1-4):307-323.
- Pedrosa-Soares, A.C., Noce, C.M., Alkmim, F.F., Silva, L.C., Babinski, M., Cordani, U., Castañeda, C., 2007. Orógeno Araçuaí: síntese do conhecimento 30 anos após Almeida 1977. *Geonomos* 15, 1–16.
- Pereira, R.M.P., 2009. Geologia da Região sul da Serra Norte e Características do Minério de Ferro do Depósito N8, Província Mineral Carajás. (M.Sc. thesis), Universidade Federal de Minas Gerais - UFMG, Belo Horizonte, 131 p.
- Rasmussen, B., Krapez, B., Meier, D.B., 2014. Replacement origin for hematite in 2.5 Ga banded iron formation: Evidence for postdepositional oxidation of iron-bearing minerals. *Geological Society of America Bulletin*, 126, 438–446.
- Rocha, G.M.F., Souza, S.L., Garrido, I.A.A., 1998. Distrito Manganesífero de Urandi-Licínio de Almeida, Bahia: geologia e potencialidade econômica. CBPM, Série Arquivos Abertos, 12, 34p.
- Rosière, A.C., Chemale Jr, F., 2000. Brazilian Iron Formations and Their Geological Setting. *Revista Brasileira de Geociências*, 30, 274–278.
- Rosière, C.A., Rios, F.J., 2004. The origin of hematite in high-grade iron ores based on infrared microscopy and fluid inclusion studies: the example of the Conceição mine, Quadrilátero Ferrífero, Brazil. *Economic Geology*, 99, 611–624.
- Rosière, C.A., Spier, C.A., Rios, F.J., Suckau, V.E., 2008. The Itabirites of the Quadrilátero Ferrífero and Related High-Grade Iron Ore Deposits: An Overview. *Economic Geology*, 15, 1–32.
- Rosière, C.A.; Rios, F. J., 2006. Specularitic iron ores and shear zones in the Quadrilátero Ferrífero District. *Applied Earth Science*, 115, 134–138.
- Rosière, C.A, Garcia, O.L., Siemes, H., Schaebe, H. 2013. Domainal Fabrics of Hematite in Schistose, Shear Zone-hosted High-Grade Fe Ores: the Product of the Interplay between Deformation and Mineralization. *Journal of Structural Geology*, 55, 150-166.
- Santana, A.V., 2016. Análise estratigráfica em alta resolução em rampa carbonática dominada por microlitos, Formação Salitre, Bacia de Irecê, Bahia. (Ph.D. Thesis), Universidade de Brasília- UnB, Brasília, 183p.
- Santos, J.O.S., Lobato, L.M., Figueiredo e Silva, R.C., Zuchetti, M., Fletcher, I.R., McNaughton, N. J., Hagemann, S.G., 2010. Two Statherian hydrothermal events in the Carajás Province: evidence from Pb–Pb SHRIMP and Pb–Th SHRIMP dating of

- hydrothermal anatase and monazite. In: 7th South American Symposium on Isotope Geology (SSAGI), Brasilia, Anais, CD.
- Santos, M.S., 2014. Petrografia e Análise Estrutural Preliminar do Alvo Ferrífero Espírito Santo e Implicações no Estudo Metalogenético, Corredor do Paramirim, Bahia. (Undergraduate Thesis), Universidade Federal da Bahia-UFBA, Salvador, 157p.
- Santos, J.S., Cruz, S.C.P., Rosière, C. 2014. A. Geologia e Petrografia dos Itabirites e do minério de alto teor de ferro da serra do Lontra na Sequência Metassedimentar de Ibicuí-Íguaí, Órogeno Itabuna Salvador Curaçá, Bahia. In: SBG, 47º Congresso Brasileiro de Geologia, Salvador, Anais, CD.
- Santos-Pinto, M.A., Peucat, J.J., Martin, H., Sabaté, P., 1998. Recycling of the Archaean continental crust: the case study of the Gavião Block, Bahia, Brazil. *Journal of South American Earth Science*, 11, 487–498.
- Santos-Pinto, M.A.S., Peucat, J.J., Martin, H., Barbosa, J.S.F., Fanning, C.M., Cocherie, A., Paquette, J.L., 2012. Crustal evolution between 2.0 and 3.5 Ga in the southern Gavião block (Umburanas-Brumado-Aracatu region), São Francisco Craton, Brazil: A 3.5–3.8 Ga proto-crust in the Gavião block? *Journal of South American Earth Sciences*, 40, 129–142.
- Schmid, S.M., Casey, M. 1986. Complete fabric Analysis of some only observed quartz c-axis patterns. *Geophysical Monograph.*, 36, 263–286.
- Schmidt, M.W. 1992. Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 110, 304–310.
- Schobbenhaus, C., Kaul, P.F.T., 1971. Contribuição à estratigrafia da Chapada Diamantina - Bahia - Central. *Minerário e Metalurgia*, 53, 116–120.
- Schobbenhaus, C., Hoppe, A., Baumann, A., Lork, A., 1994. Idade U/Pb do vulcanismo Rio dos Remédios, Chapada Diamantina, Bahia. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, Camboriú, 38, Anais, 397–399.
- Simpson, C. 1986. Fabric development in brittle-to-ductile shear zones. *Pure and Applied Geophysics*, 124, 269–288.
- Sibson, R.H. 1990. Faulting and fluid flow. *MAC Short Course on Crustal Fluids Hand.* 18, 94-131.
- Taylor, D., Dalstra, H.J., Harding, A.E., Broadbent, G.C., Arley, M.E. 2001. Genesis of high-grade hematite orebodies of the Hamersley Province, Western Australia: *Economic Geology and the Bulletin of the Society of Economic Geologists*, 96, 837–873.

- Thorne, W., Hagemann, S., Webb, A., Clout, J., 2008a. Banded iron formation-related iron ore deposits of the Hamersley Province, Western Australia. Banded Iron Formation-Related High-Grade Iron Ore. Society of Economic Geologists, 15, 197–221.
- Thorne, W., Hagemann, S.G., Sepe, D., Dalstra, H., 2008b. The concealed 2 Lens high-grade (N63 wt. % Fe) iron ore body: product of hypogene fluids and hydrothermal fluid processes: Australian Geological Convention.
- Thorne, W.S., Hagemann, S.G., Barley, M., 2004. Petrographic and geochemical evidence for hydrothermal evolution of the North Deposit, Mt. Tom Price, Western Australia Mineral Deposita 39, 766–783.
- Thorne, W.S., Hagemann, S.G., Sepe, D., Dalstra, H.J., Banks, D.A., 2014. Structural control, hydrothermal alteration zonation, and fluid chemistry of the concealed, high-grade 4EE iron orebody at the Paraburdoo 4E Deposit, Hamersley Province, Western Australia. Economic Geology, 109, 1529–1562.
- Trendall A.F., 2002. The significance of iron-formation in the Precambrian stratigraphic record. International Association of Sedimentologists. Special Publication, 33, 33–66.
- Tullis J. 1978. Mylonites-natural and experimental-processes and conditions of mylonite formation as inferred from experimental deformation studies. Bulletin of the Geological Society of America, (Short Course Notes), March, Boston, Massachusetts, 7–8.
- Turpin, L., Maruèjol, P., Cuney, M., 1988. U-Pb, Rb-Sr and Sm-Nd chronology of granitic basement, hydrothermal albitites and uranium mineralization, Lagoa Real, South Bahia, Brazil. Contribution to Mineralogy and Petrology, 98, 139–147.
- Van Achteberg, E.V., Ryan, C., Griffin., 2000. GLITTER: on-line interactive data reduction for the laser Ablation ICP-MS Microprobe Conference paper.
- Viveiros, J.F.M. 2012. Geologia do Depósito e o Projeto de Minério de Ferro de Caetité, Bahia. In: SIMEXMIN, Ouro Preto, CD.
- Voll, G. 1976. Recrystallization of quartz, biotite and feldspar from Erstfeld to the Leventina nappe, Swiss Alps, and its geological significance. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., 56, 641-647.
- Wex, S., Passchier, C.W., Kemp, E. A., Ilhan, S., 2014. 3D visualization of sheath folds in ancient Roman marble wall coverings from Ephesos, Turkey. Journal of Structural Geology, 67, 129–139.
- Whitney, D.L., Evans, B.W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. American Mineralogist, 95, 185–187.

- Xie, X., Byerly, G.R., Ferrell, R.E.J., 1997. Ilb trioctahedral chlorite from the Barberton Greenstone belt: crystal structure and rock composition constraints with implications to geothermometry. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 126, 275–291.
- Yavuz, F., Kumral, M., Karakaya, N., Yildirim, D.K., 2015. A Windows program for chlorite calculation and classification. *Computers & Geosciences*, 81, 101–113.
- Zucchetti, M., Lobato, L.M., Hagemann, S.G., 2007. Hydrothermal alteration of basalts that host the giant Northern Range Carajás iron deposits. Brazil: 9th Biennial SGAMeeting, Dublin. 2007, 1231–1234.



## CAPÍTULO 3

### CONCLUSÕES

---

Ao final desse árduo trabalho, em síntese, as conclusões são as seguintes:

a) Em virtude da presença de depósitos de ferro a norte da cidade de Caetité em continuidade física com a Sequência Metavulcanossedimentar Caetité-Licínio de Almeida, propõe-se a ampliação setentrional dos limites dessa sequência, configurando a Sequência Metavulcanossedimentar Igaporã-Licínio de Almeida definida neste trabalho. Somando-se aos itabiritos hematíticos existentes na Mina Pedra de Ferro, bem como de outras ocorrências de itabiritos ao longo do Cinturão de Dobramentos e Cavalgamentos da Serra do Espinhaço Setentrional já cartografadas por diversos autores, conclui-se que o Distrito Ferro-Manganesífero Igaporã-Licínio de Almeida se configura como uma importante fronteira exploratória para o Estado da Bahia. Domínios magnetizados e hematizados de alto teor encontrados neste trabalho abre uma nova janela de trabalhos de pesquisa para empresas privadas e públicas. Nesse distrito, itabiritos (quartzosos, anfíbolíticos e carbonáticos) associam-se com xistos máficos, interpretados como rochas metavulcânicas máficas por outros autores e nesta Dissertação, bem como por rochas carbonatossilicáticas. Além dessas rochas, presentes no Depósito Espírito Santos têm-se ainda neste distrito xistos manganesíferos e mármores, calcíticos e manganesíferos, que não ocorrem na área de estudo.

b) Duas fases de deformação foram observadas, sendo que predominam estruturas relacionada com o desenvolvimento da Zona de Cisalhamento Carrapato, compressional, que representa uma das estruturas de evolução do Aulacógeno do Paramirim reativas no Ediacarano. O principal controle estrutural dos minérios de alto teor no Distrito Ferro-Manganesífero Igaporã-Licínio de Almeida é a Zona de Cisalhamento Carrapato, sendo as suas estruturas subsidiárias os principais canais de circulação de fluidos na escala de depósito. *Duplexes* são encontrados e neles estruturas de maior escala, tais como dobra isoclinais intrafoliais sem raiz e estruturas C' controlam os domínios magnetizados e estruturas S/C, Lxn e veios, subordinadamente, controlam os domínios hematizados. Evidências petrográficas e geotermômetros utilizados permitem sugerir que, coetaneamente a essa deformação, e em condições de fácies xisto verde, processos de alteração hidrotermal levaram a formação de paragênese e gerações hipogênicas desses minerais relacionadas com potassificação (biotitização e moscovitização), alteração à clorita, carbonatação, alteração a carbonato e formação de óxidos de ferro, que se sucederam no tempo e no espaço.

Essa alteração teria sido responsável pela formação dos domínios magnetizados e hematizados, ricos, encontrados no depósito.

c) Os estudos de química mineral mostram que nos itabiritos quartzosos e anfibolíticos há uma influência da rocha hospedeira na composição da magnetita hipogênica. Um controle da composição das magnetitas é interpretado para a composição das hematitas geradas pela alteração hidrotermal.

d) Para ampliar os conhecimentos sobre o a evolução metalogenética do depósito, propõe-se a realização de estudos de inclusões fluidas e de isótopos estáveis nas rochas estudadas, bem como o estudo de mais testemunhos de sondagem. Esses estudos irão contribuir para definir a proveniência dos fluidos hidrotermais responsáveis pelas remobilizações e a fonte do ferro.

## APÊNDICE A – JUSTIFICATIVA DA PARTICIPAÇÃO DOS CO-AUTORES

---

**Simone Cerqueira Pereira Cruz** – Orientadora da dissertação de mestrado.

**Lydia Maria Lobato** – Colaborou com as discussões do artigo.

**Pérsio Mandetta** – Era *Chairman* da empresa fornecedora dos dados. Colaborou na primeira visita de campo, além de ter grande conhecimento acerca do alvo.

**Cristina Maria Burgos de Carvalho** – Colaborou na aquisição de dados petrográficos e tratamento de amostras no laboratório do Serviço Geológico do Brasil.









**APÊNDICE E – CHEMICAL ANALYSIS OF CARBONATES BY JXA-8230  
SUPERPROBE ELECTRON PROBE MICROANALYZER (EPMA).**

Mafic Schists													Amphibole Itabirites		
ID	09_C2_Cb 1	09_C2_Cb 2	09_C2_Cb 3	09_C2_Cb 4	09_C2_Cb 5	09_C1_Cb 6	09_C1_Cb 7	12_C1_Cb 1	12_C1_Cb 2	12_C1_Cb 3	12_C3_Cb 1	12_C3_Cb 2	17_C3_Cb 1		
SiO <sub>2</sub>	0,06	0,04	0,06	0,07	0,02	0,05	0,00	0,07	0,01	0,05	0,00	0,03	0,56		
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,01	0,02	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,03	0,02	0,03		
CaO	31,16	31,29	30,76	30,79	30,53	30,45	30,60	60,77	59,52	59,39	39,99	41,61	30,69		
MgO	13,06	12,16	12,89	12,38	13,26	12,65	13,28	2,71	3,87	4,54	19,63	19,34	16,80		
MnO	1,64	1,81	1,95	1,55	1,76	1,80	1,81	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,85		
FeO	15,43	15,73	15,40	15,62	15,21	15,25	14,90	0,14	0,07	0,14	0,11	0,17	10,15		
TiO <sub>2</sub>	0,00	0,12	0,14	0,00	0,03	0,07	0,00	0,02	0,00	0,19	0,00	0,00	0,00		
Na <sub>2</sub> O	0,00	0,03	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00		
K <sub>2</sub> O	0,05	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00	0,02		
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,08	0,04	0,00	0,08	0,03	0,04	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00		
CO <sub>2</sub>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-		
Total	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00		
Mineral	carbonate 1												carbonate 2		
Calcite	49,72	50,54	49,40	50,12	49,05	49,61	49,24	94,00	91,63	90,23	59,35	60,62	48,98		
Magnesite	28,99	27,32	28,81	28,05	29,64	28,69	29,73	5,83	8,29	9,60	40,52	39,19	37,31		
Rhodocrosite	2,07	2,31	2,48	1,99	2,23	2,31	2,30	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	1,07		
Siderite	19,22	19,83	19,30	19,85	19,07	19,39	18,72	0,17	0,08	0,17	0,13	0,19	12,64		
Amphibole Itabirites							Carbonate-silicate Rocks								
ID	13_C2_Cb 3	17_C2_Cb 2	17_C2_Cb 3	17_C1_Cb 4	17_C1_Cb 5	13_C2_Cb 1	13_C2_Cb 2	34_C1_Cb 1	34_C1_Cb 2	34_C2_Cb 5	34_C2_Cb 6	34_C2_Cb 7	34_C2_Cb 8		
SiO <sub>2</sub>	0,01	0,04	0,91	2,21	0,05	0,08	0,08	0,02	0,03	0,04	0,08	0,13	0,04		
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,03	0,02	0,28	0,03	0,00	0,03	0,02	0,03	0,02	0,02	0,00	0,10	0,03		
CaO	31,37	30,81	27,45	27,08	31,56	31,32	31,66	33,55	33,25	33,20	33,24	30,88	27,87		
MgO	18,13	17,83	23,72	23,17	14,60	14,87	16,03	21,83	21,34	20,79	21,27	21,77	19,99		
MnO	0,57	0,63	4,03	3,91	1,40	1,67	0,91	0,60	0,64	0,55	0,87	0,55	0,47		
FeO	8,82	8,81	1,87	1,96	13,86	13,75	12,52	4,38	4,40	4,88	4,73	3,91	3,97		
TiO <sub>2</sub>	0,00	0,00	0,12	0,00	0,00	0,00	0,00	0,13	0,00	0,06	0,13	0,21	0,00		
Na <sub>2</sub> O	0,03	0,03	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00		
K <sub>2</sub> O	0,01	0,02	0,11	0,03	0,00	0,00	0,03	0,00	0,02	0,00	0,02	0,01	0,00		
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,00	0,11	0,03	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04		
CO <sub>2</sub>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-		
Total	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00		
Mineral	carbonate 2							carbonate 1							
Calcite	49,07	48,91	42,17	42,35	49,47	48,90	49,13	47,12	49,48	49,72	50,03	49,45	47,76		
Magnesite	39,45	39,38	50,69	50,43	31,84	32,30	34,60	47,02	44,79	44,39	43,58	44,03	46,84		
Rhodocrosite	0,71	0,79	4,90	4,83	1,73	2,06	1,11	0,62	0,69	0,76	0,65	1,02	0,68		
Siderite	10,76	10,92	2,24	2,39	16,95	16,75	15,16	5,24	5,04	5,13	5,73	5,50	4,72		
Carbonate-silicate Rocks															
ID	35_C1_Cb 1	35_C2_Cb 2	35_C2_Cb 3	35_C4_Cb 4	35_C4_Cb 5	35_C4_Cb 6	16_C3_Cb 1	16_C3_Cb 2	16_C3_Cb 3	16_C2_Cb 4	16_C2_Cb 5	16_C1_Cb 6	34_C2_Cb 3	34_C2_Cb 4	32_C1_Cb 1
SiO <sub>2</sub>	0,02	0,04	0,00	0,01	0,02	0,06	0,02	2,27	0,03	0,00	0,06	0,03	0,22	0,15	0,04
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,01	0,00	0,00	0,00	0,04	0,01	0,00	0,02	0,01	0,01	0,04	0,00	0,02	0,02	0,03
CaO	32,61	57,46	58,60	31,52	31,90	32,27	29,43	27,95	29,43	30,21	29,65	30,43	62,07	62,88	32,86
MgO	18,45	2,67	2,20	19,10	18,58	18,44	12,57	12,90	12,42	12,21	12,57	16,17	0,31	0,22	18,80
MnO	0,61	0,58	0,68	0,38	0,52	0,46	3,80	3,57	3,76	1,56	3,59	1,36	0,15	0,22	0,32
FeO	7,13	1,79	1,55	7,09	7,39	7,41	14,96	15,08	14,31	16,79	14,35	11,34	0,05	0,15	7,71
TiO <sub>2</sub>	0,00	0,14	0,01	0,00	0,13	0,14	0,20	0,07	0,16	0,08	0,12	0,00	0,00	0,17	0,00
Na <sub>2</sub> O	0,06	0,02	0,01	0,03	0,00	0,03	0,00	0,04	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,02	0,10
K <sub>2</sub> O	0,02	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,01	0,02
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,06	0,07	0,00	0,11	0,00	0,00	0,02	0,00	0,10	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CO <sub>2</sub>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Total	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
Mineral	carbonate 2														
Calcite	50,70	91,17	92,42	49,31	49,90	50,37	47,78	46,20	48,37	49,10	48,46	48,43	99,06	99,06	50,33
Magnesite	39,91	5,89	4,82	41,57	40,44	40,04	28,39	29,67	28,40	27,60	28,60	35,79	0,69	0,48	40,06
Rhodocrosite	0,74	0,72	0,85	0,47	0,64	0,57	4,88	4,67	4,88	2,00	4,64	1,71	0,19	0,27	0,39
Siderite	8,65	2,22	1,91	8,66	9,03	9,03	18,96	19,46	18,35	21,30	18,31	14,08	0,06	0,19	9,22



**APÊNDICE F – CHEMICAL ANALYSIS OF PLAGIOCLASES BY JXA-8230  
SUPERPROBE ELECTRON PROBE MICROANALYZER (EPMA).**

---

<b>Mafic Schists</b>				
<b>ID</b>	<b>004_09_C3_PI 1</b>	<b>004_09_C3_PI 2</b>	<b>004_09_C3_PI 3</b>	<b>004_09_C3_PI 3</b>
<b>SiO<sub>2</sub></b>	61,719	62,078	61,043	61,543
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	22,397	23,096	22,837	22,548
<b>CaO</b>	4,428	4,658	4,388	4,537
<b>MgO</b>	0,000	0,000	0,149	0,036
<b>MnO</b>	0,039	0,000	0,000	0,000
<b>FeO</b>	0,056	0,118	0,203	0,126
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0,030	0,000	0,000	0,211
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	9,321	8,969	8,695	9,344
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0,061	0,055	0,085	0,048
<b>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0,037	0,000	0,000	0,027
<b>Total</b>	99,999	100,001	99,999	100,001
<b>Standard oxides for base of 8 Oxygen</b>				
<b>Si</b>	2,792	1,396	2,780	2,783
<b>Al</b>	1,194	0,796	1,226	1,202
<b>Ca</b>	0,215	0,215	0,214	0,220
<b>Mg</b>	0,000	0,000	0,001	0,001
<b>Mn</b>	0,000	0,000	0,000	0,000
<b>Fe2</b>	0,000	0,000	0,000	0,000
<b>Fe3</b>	0,000	0,000	0,000	0,000
<b>Ti</b>	0,000	0,003	0,768	0,000
<b>Na</b>	0,818	1,635	0,005	0,819
<b>K</b>	0,004	0,007	0,014	0,003
<b>Cr</b>	0,000	0,000	0,000	0,000
<b>Total</b>	5,000	5,000	5,000	5,000
<b>Mineral</b>	oligoclase			
<b>Members</b>				
<b>Na %</b>	20,723	22,230	21,697	21,697
<b>Ab %</b>	78,938	77,458	77,802	77,802
<b>Or %</b>	0,340	0,313	0,500	0,500
<b>Si+Ti+Al+Fe3</b>	3,986	2,195	4,774	3,985





**APÊNDICE I – CHEMICAL ANALYSIS OF MAGNETITE1 (EDGE) IN QUARTZ  
ITABIRITES BY LASER ABLATION INDUCTIVELY COUPLED MASS  
SPECTROMETRY (LA-ICPMS).**

Point	Sr88	Ba137	Zr90	Nb93	U238	Th232	Pb208	Y89	Co59	Ni60	Cu63	La139	Ce140	Pr141	Nd146	Sm147	Eu153	Gd157	Tb159	Dy163	Ho165	Er166	Tm169	Yb172	Lu175
21	0,550	3,860	0,230	0,120	0,195	0,160	1,750	1,350	4,620	7,485	1,220	0,351	0,081	0,099	0,715	0,620	0,190	0,735	0,108	0,460	0,089	0,335	0,180	0,335	0,160
36	0,180	3,200	0,245	0,205	0,240	0,200	1,490	1,740	4,990	9,305	3,010	0,490	0,660	0,229	0,460	0,710	0,200	0,570	0,080	0,470	0,120	0,365	0,056	0,960	0,085
38	1,380	7,530	4,730	0,140	1,730	0,270	6,390	4,820	3,820	9,070	4,690	1,110	0,960	0,348	0,650	1,290	0,490	0,610	0,232	0,890	0,107	0,345	0,086	1,180	0,240
40	0,200	1,050	0,760	0,112	0,135	0,150	7,380	0,145	3,350	8,430	5,750	0,321	0,099	0,079	0,640	0,745	0,230	0,660	0,099	0,360	0,079	0,270	0,070	0,625	0,102
80	1,180	4,310	5,510	2,360	0,740	0,510	6,390	7,080	3,580	31,020	4,370	0,840	0,404	0,145	0,560	0,540	0,160	1,500	0,220	1,310	0,238	0,275	0,190	0,980	0,091
86	0,530	2,250	0,720	0,091	0,810	0,330	3,500	2,500	3,380	10,110	4,040	0,620	0,840	0,089	0,490	0,895	0,180	0,840	0,088	0,365	0,097	0,200	0,135	0,500	0,090
87	0,680	3,930	0,310	0,145	0,155	0,155	1,390	1,670	3,760	9,670	1,285	0,242	0,109	0,102	1,200	0,840	0,175	0,665	0,072	0,680	0,117	0,275	0,114	0,705	0,085
99	0,430	1,230	0,125	0,170	0,105	0,170	0,960	0,540	4,750	10,140	2,810	0,088	0,089	0,186	0,595	0,695	0,210	0,665	0,077	0,455	0,093	0,275	0,090	0,605	0,070
100	0,840	5,630	0,990	1,230	0,750	0,170	2,510	4,390	4,850	9,885	4,780	0,700	0,120	0,270	1,260	1,150	0,190	1,180	0,061	0,340	0,089	0,580	0,109	0,655	0,100
102	0,370	1,025	0,220	0,266	0,250	0,098	0,290	1,040	4,240	9,250	1,105	0,123	0,082	0,114	0,705	0,775	0,235	0,650	0,072	0,580	0,108	0,255	0,107	0,560	0,110
126	0,680	1,760	0,340	0,310	0,310	0,170	0,485	1,490	3,200	14,775	7,590	0,190	0,165	0,135	0,655	0,840	0,410	1,040	0,123	0,530	0,069	0,505	0,300	0,685	0,135
128	1,210	7,160	0,820	0,145	0,580	0,135	4,720	4,690	4,230	9,750	7,470	0,610	0,120	0,340	0,560	0,670	0,320	0,730	0,051	1,140	0,109	0,500	0,220	0,980	0,097
32	0,240	1,100	0,315	0,240	0,135	0,195	1,990	0,105	12,070	12,495	1,635	0,098	0,185	0,141	0,745	0,675	0,225	0,500	0,129	0,820	0,155	0,370	0,120	0,940	0,160
33	0,200	1,085	0,255	0,165	0,130	0,160	0,310	0,135	10,530	11,560	1,355	0,078	0,260	0,129	0,685	0,680	0,140	0,830	0,065	0,210	0,099	0,265	0,101	0,870	0,130
48	0,150	1,355	0,215	0,123	0,160	0,110	0,350	0,135	11,410	12,025	1,440	0,127	0,124	0,092	0,640	0,620	0,140	0,555	0,108	0,350	0,112	0,245	0,092	0,800	0,125
49	0,245	2,700	0,245	0,165	0,150	0,180	3,720	2,630	11,060	11,410	13,480	0,145	0,480	0,106	0,495	0,910	0,410	1,500	0,135	0,375	0,095	0,510	0,085	0,670	0,170
50	0,175	1,255	0,520	0,119	0,135	0,140	0,500	0,202	12,300	11,230	1,380	0,164	0,125	0,097	0,890	0,605	0,110	0,605	0,068	0,370	0,079	0,220	0,100	0,830	0,085
54	0,390	0,935	0,235	0,175	0,155	0,105	0,980	0,145	12,920	11,060	8,100	0,155	0,116	0,116	0,600	0,735	0,290	0,670	0,107	0,515	0,104	0,290	0,080	0,535	0,150
56	0,240	1,045	0,430	0,106	0,145	0,165	2,880	0,700	12,090	11,555	6,410	0,061	0,101	0,090	0,705	0,380	0,195	0,690	0,083	0,380	0,120	0,305	0,114	0,320	0,090
57	0,240	0,685	0,245	0,175	0,170	0,125	0,940	0,460	11,130	11,820	1,340	0,124	0,128	0,081	0,665	0,660	0,240	0,490	0,123	0,670	0,076	0,240	0,060	0,480	0,160
58	0,220	0,815	0,285	0,160	0,135	0,089	1,320	0,500	10,440	10,710	4,610	0,120	0,084	0,091	0,535	0,700	0,227	0,605	0,097	0,290	0,078	0,265	0,105	0,990	0,090
59	0,280	0,890	0,760	0,335	0,300	0,115	5,870	2,830	9,880	9,830	13,260	0,098	0,320	0,069	0,495	0,515	0,190	0,525	0,084	0,460	0,090	0,225	0,200	0,360	0,125
80	0,170	0,705	0,300	0,128	0,135	0,135	0,320	0,060	10,580	22,450	3,370	0,092	0,072	0,087	0,465	0,650	0,101	0,385	0,087	0,270	0,066	0,260	0,084	0,445	0,050

**APÊNDICE J– CHEMICAL ANALYSIS OF MAGNETITE2 (EDGE) IN QUARTZ  
ITABIRITES BY LASER ABLATION INDUCTIVELY COUPLED MASS  
SPECTROMETRY (LA-ICPMS).**

Point	Sr88	Ba137	Zr90	Nb93	U238	Th232	Pb208	Y89	Co59	Ni60	Cu63	La139	Ce140	Pr141	Nd146	Sm147	Eu153	Gd157	Tb159	Dy163	Ho165	Er166	Tm169	Yb172	Lu175
78	4,210	5,860	7,180	0,330	1,340	0,145	6,970	4,810	5,140	9,775	1,270	1,390	1,340	0,320	1,510	1,500	0,140	1,090	0,096	0,880	0,070	0,640	0,360	0,475	0,085
124	1,280	5,180	0,350	0,215	0,730	0,175	5,690	3,160	5,130	30,040	1,690	0,810	0,630	0,150	2,500	2,260	0,280	0,775	0,092	0,820	0,135	0,390	0,165	0,545	0,135
52	0,200	10,830	0,265	0,130	0,580	0,082	9,710	17,120	15,470	20,520	42,050	0,750	3,810	0,130	2,560	0,570	0,550	1,810	0,100	1,900	0,430	0,780	0,113	0,550	0,110
53	0,490	5,700	0,650	0,140	0,510	0,390	9,470	10,100	12,830	10,845	32,800	0,160	2,270	0,107	2,730	0,670	0,280	0,505	0,190	1,080	0,105	0,820	0,090	0,870	0,085
31	0,220	0,875	0,225	0,155	0,230	0,145	0,345	0,236	9,680	10,895	1,365	0,128	0,160	0,095	0,830	0,530	0,160	0,620	0,062	0,315	0,095	0,290	0,064	0,700	0,160
51	0,820	9,380	0,200	0,105	0,500	0,180	7,400	15,330	12,030	29,740	42,930	1,100	4,280	0,360	2,760	0,720	0,430	0,470	0,270	1,370	0,510	1,010	0,260	0,780	0,105



**APÊNDICE L– CHEMICAL ANALYSIS OF MAGNETITE1 (CORE) IN  
AMPHIBOLE ITABIRITES BY LASER ABLATION INDUCTIVELY COUPLED  
MASS SPECTROMETRY (LA-ICPMS).**

Point	Sr88	Ba137	Zr90	Nb93	U238	Th232	Pb208	Y89	Co59	Ni60	Cu63	La139	Ce140	Pr141	Nd146	Sm147	Eu153	Gd157	Tb159	Dy163	Ho165	Er166	Tm169	Yb172	Lu175
15	0,175	0,885	0,380	0,215	0,140	0,220	0,370	0,165	2,060	18,760	1,360	0,146	0,108	0,066	0,550	0,650	0,120	0,695	0,081	0,520	0,091	0,245	0,114	0,480	0,092
17	0,175	1,200	16,020	0,390	0,610	0,093	0,730	1,350	1,700	7,600	1,285	0,490	1,030	0,103	0,495	0,710	0,150	0,550	0,085	0,395	0,125	0,205	0,102	0,590	0,104
19	0,235	1,205	0,265	5,720	0,135	0,103	1,040	0,150	2,210	8,310	1,490	0,124	0,123	0,150	1,340	0,635	0,215	0,720	0,066	0,410	0,060	0,355	0,118	0,670	0,080
21	0,250	1,170	0,190	9,400	0,140	0,135	0,380	0,344	1,590	8,225	1,495	0,106	0,135	0,110	0,485	0,795	0,205	0,585	0,064	0,345	0,100	0,345	0,081	0,530	0,065
23	0,185	0,815	0,450	0,208	0,125	0,320	0,760	0,097	2,030	8,130	1,335	0,097	0,102	0,102	0,675	0,490	0,160	0,690	0,100	0,440	0,087	0,500	0,135	0,545	0,130
25	0,205	0,965	0,155	0,088	0,113	0,100	0,240	0,134	2,540	7,045	1,140	0,081	0,092	0,080	0,640	0,500	0,110	0,920	0,053	0,405	0,067	0,280	0,084	0,580	0,100
41	0,280	1,140	61,950	0,145	0,770	0,155	0,830	6,340	2,650	9,170	1,490	0,140	0,680	0,089	0,705	0,785	0,190	0,745	0,086	0,445	0,210	0,960	0,095	0,585	0,135
43	0,570	1,160	0,250	0,730	0,920	0,190	1,750	1,550	0,620	9,940	1,510	0,270	0,320	0,114	1,300	0,650	0,205	0,865	0,108	0,510	0,140	0,385	0,105	0,645	0,160
50	0,185	2,630	24,500	0,420	0,410	0,120	2,510	9,240	2,610	117,990	1,475	0,480	0,640	0,115	0,725	0,585	0,210	0,860	0,120	0,675	0,096	0,325	0,230	1,610	0,100
52	0,450	2,640	0,275	0,430	0,330	0,132	1,050	1,650	3,030	8,660	1,430	0,260	0,400	0,080	0,635	0,460	0,145	0,780	0,084	0,520	0,123	0,335	0,098	0,380	0,084
57	0,290	0,980	0,305	0,145	0,140	0,105	0,385	0,119	1,480	9,715	1,170	0,106	0,165	0,104	0,405	0,665	0,160	0,690	0,111	0,480	0,105	0,220	0,130	0,340	0,093
65	0,225	0,920	0,285	0,170	0,140	0,090	0,425	0,095	2,250	10,510	1,490	0,180	0,130	0,140	0,720	0,715	0,210	0,845	0,126	0,525	0,080	0,435	0,096	0,490	0,108
67	0,235	1,145	0,240	0,190	0,145	0,170	0,410	0,580	1,960	11,955	1,545	0,180	0,550	0,121	1,020	0,760	0,265	0,750	0,093	0,660	0,114	0,610	0,110	0,650	0,125
81	0,270	1,570	0,220	0,150	0,150	0,155	1,090	0,155	2,650	12,630	1,575	0,185	0,150	0,180	0,785	0,400	0,145	0,795	0,094	0,440	0,121	0,620	0,118	0,645	0,117
85	0,210	3,370	0,360	0,140	0,115	0,145	0,580	0,125	1,850	11,300	1,420	0,150	0,286	0,129	0,845	0,605	0,260	0,655	0,105	0,425	0,092	0,345	0,130	0,590	0,095
87	0,370	1,360	0,390	0,145	0,155	0,155	0,390	0,135	1,640	12,330	1,405	0,140	0,115	0,140	0,595	1,070	0,180	0,565	0,135	0,570	0,109	0,445	0,180	0,320	0,125

**APÊNDICE M– CHEMICAL ANALYSIS OF MAGNETITE1 (EDGE) IN  
AMPHIBOLE ITABIRITES BY LASER ABLATION INDUCTIVELY COUPLED  
MASS SPECTROMETRY (LA-ICPMS).**

Point	Sr88	Ba137	Zr90	Nb93	U238	Th232	Pb208	Y89	Co59	Ni60	Cu63	La139	Ce140	Pr141	Nd146	Sm147	Eu153	Gd157	Tb159	Dy163	Ho165	Er166	Tm169	Yb172	Lu175
18	0,190	0,840	0,315	0,109	0,160	0,135	0,350	0,183	2,250	8,310	1,340	0,108	0,227	0,091	0,730	0,255	0,175	0,550	0,092	0,350	0,117	0,190	0,052	0,420	0,113
24	0,160	1,260	0,265	0,239	0,103	0,300	0,280	0,173	1,690	17,380	1,210	0,119	0,105	0,138	0,500	0,405	0,150	0,465	0,090	0,300	0,077	0,250	0,068	0,470	0,091
26	0,170	1,165	0,410	0,150	0,240	0,145	1,210	0,210	2,630	31,890	4,990	0,175	0,370	0,094	0,735	0,635	0,145	0,800	0,092	0,605	0,112	0,340	0,104	0,670	0,130
27	0,155	0,985	0,180	0,111	0,135	0,160	0,780	0,261	1,410	7,905	1,265	0,136	0,080	0,103	0,735	0,700	0,185	0,775	0,060	0,230	0,094	0,200	0,090	0,410	0,068
39	0,085	0,380	0,320	0,061	0,190	0,036	0,135	0,055	3,340	3,725	1,290	0,049	0,046	0,038	0,195	0,295	0,160	0,840	0,033	0,185	0,035	0,135	0,040	0,140	0,043
42	0,175	0,920	0,300	0,185	0,340	0,111	0,380	0,197	2,140	9,485	1,300	0,135	0,140	0,167	0,635	0,840	0,180	0,480	0,080	0,485	0,081	0,235	0,112	0,310	0,124
86	0,255	3,100	0,350	0,110	0,170	0,210	0,450	0,300	3,000	13,510	1,595	0,091	0,360	0,116	0,565	0,945	0,245	1,090	0,130	0,605	0,109	0,335	0,101	0,850	0,140
88	0,215	1,115	55,230	0,185	0,460	0,180	0,680	0,970	0,655	11,990	1,470	0,131	0,136	0,126	0,960	0,805	0,140	0,665	0,155	0,505	0,087	0,395	0,140	0,585	0,100

**APÊNDICE N– CHEMICAL ANALYSIS OF MAGNETITE2 (CORE) IN  
AMPHIBOLE ITABIRITES BY LASER ABLATION INDUCTIVELY COUPLED  
MASS SPECTROMETRY (LA-ICPMS).**

Point	Sr88	Ba137	Zr90	Nb93	U238	Th232	Pb208	Y89	Co59	Ni60	Cu63	La139	Ce140	Pr141	Nd146	Sm147	Eu153	Gd157	Tb159	Dy163	Ho165	Er166	Tm169	Yb172	Lu175
34	0,165	5,450	0,700	0,192	0,155	0,135	0,790	0,609	2,630	8,435	1,295	1,310	3,080	0,280	0,830	0,870	0,245	0,980	0,119	0,490	0,073	0,280	0,112	0,430	0,080
40	0,230	0,980	0,355	0,135	0,120	0,098	0,940	0,175	1,580	9,385	1,420	0,470	1,050	0,124	0,570	0,780	0,190	0,840	0,104	0,380	0,199	0,300	0,100	0,350	0,104
83	0,205	1,765	0,800	0,720	0,120	0,165	0,990	1,060	0,770	13,100	1,590	1,090	2,480	0,460	3,140	0,550	0,235	0,515	0,240	0,585	0,079	0,345	0,100	0,785	0,093

**APÊNDICE O– CHEMICAL ANALYSIS OF MAGNETITE<sub>2</sub> (EDGE) IN  
AMPHIBOLE ITABIRITES BY LASER ABLATION INDUCTIVELY COUPLED  
MASS SPECTROMETRY (LA-ICPMS).**

Point	Sr88	Ba137	Zr90	Nb93	U238	Th232	Pb208	Y89	Co59	Ni60	Cu63	La139	Ce140	Pr141	Nd146	Sm147	Eu153	Gd157	Tb159	Dy163	Ho165	Er166	Tm169	Yb172	Lu175
16	1,460	34,350	2,530	0,150	0,750	0,114	1,710	6,860	0,590	8,405	1,490	10,430	24,530	3,180	13,670	3,030	1,070	2,450	0,440	0,520	0,360	0,750	0,102	0,470	0,200
20	2,310	54,310	7,830	2,230	1,570	0,180	2,540	13,300	2,960	10,705	5,030	15,340	34,620	4,670	20,440	4,900	2,190	5,280	0,480	1,940	0,370	1,350	0,135	0,530	0,120
22	2,010	13,860	1,990	3,110	0,310	0,510	3,200	2,390	5,810	18,190	11,830	1,100	3,020	0,185	1,370	0,970	0,325	1,640	0,265	0,775	0,195	0,765	0,350	0,915	0,100
35	0,440	1,830	2,100	0,145	0,135	0,155	0,435	0,400	3,070	8,840	1,475	0,730	1,190	0,155	0,750	0,805	0,160	0,755	0,085	0,475	0,080	0,280	0,072	0,365	0,102
51	0,295	5,050	0,450	0,275	0,210	0,165	0,580	1,820	3,450	15,000	1,945	1,230	2,410	0,700	1,140	1,105	0,310	0,870	0,140	0,490	0,140	0,420	0,205	1,200	0,105
53	4,940	4,330	0,220	0,380	0,320	0,190	0,405	10,260	2,420	9,535	1,265	2,430	4,870	0,650	2,670	2,040	0,240	0,775	0,125	1,450	0,230	1,000	0,100	0,530	0,170
58	0,230	5,660	0,320	0,380	0,130	0,160	0,870	1,620	1,760	10,330	1,290	1,530	2,780	0,360	0,810	0,640	0,195	1,410	0,260	0,530	0,109	0,305	0,126	0,615	0,096
82	2,410	37,440	7,690	0,870	1,480	0,195	3,550	6,110	2,700	17,625	9,770	11,410	24,120	3,210	14,770	4,300	2,170	3,060	0,160	2,040	0,180	1,010	0,090	0,960	0,130
84	0,220	4,680	1,050	0,170	0,140	0,185	0,385	1,050	3,400	12,670	1,505	1,970	3,660	0,840	0,980	0,675	0,240	1,250	0,095	0,435	0,206	0,405	0,175	0,465	0,090

**APÊNDICE P– CHEMICAL ANALYSIS OF HEMATITE IN AMPHIBOLE  
ITABIRITES BY LASER ABLATION INDUCTIVELY COUPLED MASS  
SPECTROMETRY (LA-ICPMS).**

Point	Sr88	Ba137	Zr90	Nb93	U238	Th232	Pb208	Y89	Co59	Ni60	Cu63	La139	Ce140	Pr141	Nd146	Sm147	Eu153	Gd157	Tb159	Dy163	Ho165	Er166	Tm169	Yb172	Lu175
69	0,280	1,635	1,635	1,150	0,190	0,185	0,390	0,185	0,710	12,700	1,575	0,600	0,910	0,114	0,590	1,230	0,300	0,695	0,180	0,410	0,100	0,270	0,160	0,510	0,130
70	0,245	1,045	1,045	0,725	0,110	0,155	0,395	0,175	2,950	12,130	1,555	0,113	0,118	0,129	0,945	0,490	0,185	0,740	0,109	0,575	0,098	0,255	0,088	0,580	0,070
71	0,260	1,645	1,645	0,575	0,240	0,135	0,335	0,392	0,670	11,475	1,405	0,101	0,317	0,187	0,830	0,630	0,155	0,505	0,063	0,470	0,087	0,275	0,100	0,460	0,100
72	0,285	3,250	48,940	0,715	0,650	0,180	0,415	1,370	1,480	11,365	1,580	0,105	0,360	0,161	0,870	0,735	0,066	0,555	0,069	0,260	0,076	0,335	0,091	0,385	0,140
73	0,160	1,085	0,250	0,590	0,140	0,160	0,390	0,282	1,500	10,595	1,415	0,073	0,820	0,097	1,050	0,505	0,150	0,515	0,045	0,195	0,082	0,260	0,078	0,405	0,140
36	0,590	2,220	0,920	8,600	0,330	0,101	0,275	1,270	1,310	8,065	1,230	0,730	1,430	0,077	1,370	0,560	0,205	0,680	0,101	0,385	0,054	0,330	0,083	0,345	0,091
38	0,115	0,790	0,230	0,221	0,090	0,073	0,235	0,080	0,445	7,475	1,055	0,130	0,083	0,097	0,390	0,390	0,105	0,580	0,074	0,310	0,079	0,280	0,071	0,295	0,069
54	0,180	1,010	0,245	0,131	0,120	0,098	0,250	0,090	2,020	8,595	1,020	0,383	0,108	0,094	0,680	0,635	0,160	0,475	0,089	0,330	0,134	0,185	0,097	0,405	0,150
55	0,350	1,200	0,660	0,165	0,155	0,150	0,880	0,107	2,430	10,295	1,350	0,120	0,420	0,145	0,405	0,505	0,145	0,610	0,111	0,225	0,116	0,350	0,094	0,510	0,099

**APÊNDICE Q– CHEMICAL ANALYSIS OF MAGNETITE1 (CORE) IN  
CARBONATE ITABIRITES BY LASER ABLATION INDUCTIVELY COUPLED  
MASS SPECTROMETRY (LA-ICPMS).**

Point	Sr88	Ba137	Zr90	Nb93	U238	Th232	Pb208	Y89	Co59	Ni60	Cu63	La139	Ce140	Pr141	Nd146	Sm147	Eu153	Gd157	Tb159	Dy163	Ho165	Er166	Tm169	Yb172	Lu175
13	0,180	0,900	0,370	2,070	1,160	0,260	2,090	4,590	2,270	9,535	1,705	0,510	0,750	0,132	0,730	1,640	0,190	0,780	0,130	1,580	0,132	1,000	0,121	0,580	0,360
14	0,175	1,350	0,410	0,170	0,290	0,133	1,060	0,680	2,270	9,220	1,460	0,150	0,364	0,119	0,555	0,615	0,155	0,660	0,119	0,630	0,092	0,295	0,103	0,770	0,129
15	0,275	1,285	0,215	0,145	0,165	0,165	1,730	0,120	0,700	9,940	1,815	0,150	0,150	0,114	0,620	0,485	0,205	0,740	0,113	0,530	0,103	0,440	0,123	0,340	0,145
16	0,470	0,760	0,920	0,180	0,129	0,307	1,030	0,130	2,560	8,305	3,970	0,070	0,135	0,111	0,655	0,625	0,170	0,470	0,075	0,800	0,094	0,295	0,116	0,405	0,126
17	0,790	1,005	0,710	0,890	1,330	0,360	2,030	4,510	1,810	7,770	1,170	0,304	0,500	0,073	0,650	0,585	0,160	0,440	0,089	0,415	0,081	0,830	0,092	0,410	0,129
18	0,480	1,400	0,350	0,230	0,470	0,135	1,970	0,135	2,230	10,610	1,735	0,121	0,135	0,135	0,695	1,130	0,290	1,530	0,140	0,540	0,062	0,305	0,080	0,645	0,195
19	2,710	7,830	1,750	0,915	0,630	0,935	2,515	0,905	4,735	59,135	21,280	0,680	0,610	0,655	5,955	4,010	1,550	6,515	0,690	4,535	0,550	2,515	0,855	4,450	0,745
20	0,690	0,960	0,345	6,050	0,660	0,130	1,290	1,140	2,730	8,645	3,090	0,320	0,700	0,098	0,630	0,885	0,240	0,810	0,060	0,635	0,104	0,300	0,095	0,485	0,145
21	0,670	1,415	0,230	1,170	0,790	0,136	1,440	1,890	2,560	7,865	1,265	0,228	0,420	0,084	0,585	0,950	0,190	0,455	0,091	0,390	0,069	0,365	0,065	0,325	0,117
23	0,385	1,585	0,425	0,275	0,215	0,200	0,715	0,190	2,010	13,355	2,105	0,322	0,140	0,220	0,725	1,070	0,355	0,840	0,165	0,590	0,115	0,485	0,120	0,595	0,155
37	0,205	0,950	0,395	0,150	0,115	0,135	1,860	0,135	1,480	10,325	4,290	0,150	0,155	0,210	0,665	0,830	0,205	0,675	0,091	0,515	0,118	0,280	0,185	0,690	0,126
38	0,280	2,145	0,330	0,540	0,450	0,135	0,505	0,320	0,835	13,110	1,715	0,140	0,265	0,130	1,050	0,990	0,300	0,990	0,280	0,290	0,180	0,410	0,170	0,440	0,175
40	0,185	1,165	0,290	0,155	0,140	0,155	2,070	0,108	1,370	9,735	2,820	0,123	0,095	0,082	0,345	0,605	0,170	0,605	0,072	0,385	0,115	0,295	0,155	0,440	0,126
41	0,170	0,765	0,280	0,170	0,105	0,175	2,440	0,120	1,500	9,105	4,040	0,099	0,107	0,155	1,380	0,435	0,185	0,560	0,106	0,435	0,093	0,250	0,115	0,365	0,116
42	0,185	1,080	0,315	5,650	0,260	0,170	0,380	0,093	2,450	9,610	1,415	0,105	0,140	0,231	0,630	0,465	0,120	0,850	0,113	0,485	0,070	0,285	0,150	0,480	0,180
43	0,210	0,890	0,265	0,180	0,114	0,150	2,010	0,150	2,610	8,995	7,490	0,094	0,093	0,072	1,120	0,480	0,195	0,795	0,095	0,235	0,102	0,320	0,085	0,495	0,057

**APÊNDICE R– CHEMICAL ANALYSIS OF MAGNETITE2 (EDGE) IN  
CARBONATE ITABIRITES BY LASER ABLATION INDUCTIVELY COUPLED  
MASS SPECTROMETRY (LA-ICPMS).**

Point	Sr88	Ba137	Zr90	Nb93	U238	Th232	Pb208	Y89	Co59	Ni60	Cu63	La139	Ce140	Pr141	Nd146	Sm147	Eu153	Gd157	Tb159	Dy163	Ho165	Er166	Tm169	Yb172	Lu175
50	0,200	1,580	0,240	0,720	0,990	0,111	1,090	2,010	1,640	10,950	1,555	0,267	0,125	0,102	0,735	0,495	0,190	0,805	0,117	0,350	0,105	0,310	0,150	0,665	0,135
51	0,315	2,070	0,380	18,000	1,180	0,160	0,870	1,840	0,950	15,825	1,935	0,280	0,470	0,175	0,955	1,195	0,550	1,265	0,270	0,685	0,200	0,560	0,175	1,080	0,076
52	0,335	1,620	0,345	0,220	0,165	0,180	0,930	0,420	1,025	16,080	1,950	0,145	0,580	0,170	1,175	0,715	0,355	1,170	0,260	0,635	0,125	0,670	0,190	0,810	0,145
53	1,020	1,140	0,400	0,175	0,145	0,120	0,380	0,230	2,440	11,595	1,495	0,101	0,110	0,095	0,560	1,015	0,220	0,655	0,065	0,350	0,099	0,270	0,175	0,880	0,125
54	0,470	1,080	0,270	0,170	0,145	0,155	0,430	0,277	0,720	11,640	1,535	0,150	0,110	0,125	0,620	0,655	0,180	0,805	0,135	0,390	0,131	0,390	0,185	0,690	0,091
55	0,280	0,790	0,330	0,230	0,145	0,140	1,520	2,310	2,010	11,420	3,210	0,150	0,135	0,100	0,790	0,760	0,170	0,540	0,095	0,435	0,130	0,365	0,250	0,520	0,240
56	0,200	1,200	0,290	0,160	0,135	0,130	0,990	0,096	1,340	11,075	1,385	0,155	0,096	0,149	0,945	0,650	0,169	0,820	0,064	0,460	0,131	0,215	0,125	0,865	0,125
57	0,520	0,670	0,375	0,330	0,125	0,200	0,880	2,020	0,655	9,865	3,080	0,099	0,360	0,076	0,445	0,700	0,145	0,835	0,101	0,555	0,080	0,310	0,160	0,765	0,096
58	0,250	3,630	0,365	0,670	0,135	0,260	1,430	0,160	2,250	10,995	1,350	0,118	0,186	0,093	0,420	0,290	0,124	0,655	0,083	0,305	0,150	0,310	0,095	0,580	0,125
59	0,550	1,185	0,295	1,190	1,200	0,145	2,430	2,820	1,570	11,880	41,430	0,460	0,690	0,088	0,555	1,055	0,215	0,820	0,119	0,520	0,125	0,210	0,145	0,615	0,088
60	0,380	1,460	0,450	0,850	0,430	0,091	1,380	0,220	2,580	10,660	1,285	0,160	0,145	0,082	1,020	0,650	0,200	0,875	0,052	0,560	0,140	0,300	0,150	0,490	0,090



## APÊNDICE S– WHOLE ROCK CHEMICAL ANALYSIS FOR THE ITABIRITES.

Oxides are in wt. % and trace elements in ppm. Detection limit for major elements was 0.01% and for trace elements: Rb (>2 ppm), Sr (>10 ppm), Ba (>10 ppm), Ga (> 0.1 ppm), Cs (>0.05 ppm), Nb (>0.05 ppm), Y (>10 ppm), Zr (>10 ppm), Hf (>0.05 ppm), Ta (>0.05 ppm), Th (>0.1 ppm), U (>0.05ppm), La (>0.1ppm), Ce (>0.1ppm), Nd (>0.1ppm), Sm (>0.1ppm), Eu (>0.05ppm), Gd (>0.05ppm), Tb (>0.05ppm), Dy (>0.05ppm), Ho (>0.05ppm), Er (>0.05ppm), Yb (>0.1 ppm), Lu (>0.05).

Rock	quartzs Itabirite								Amphibole Itabirites								Carbonate itabirites				
ID	ES-03	ES-04	ES-05	ES-06	ES-07	ES-08	ES23	ES24	ES-13	ES-14	ES-17	ES-18	ES27	ES28	ES-19	ES-20	ES-21	ES-22	ES29		
SiO <sub>2</sub>	32,75	54,53	60,93	50,19	39,68	52,71	1,28	50,57	52,68	45,37	14,21	46,07	37,88	40,31	40,86	44,16	48,67	56,84	42,83		
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,25	0,86	0,38	0,15	0,16	0,63	0,38	0,27	0,35	0,41	0,18	1,35	0,32	0,37	0,07	0,13	0,39	0,26	4,90		
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	66,41	42,72	37,80	49,10	59,41	45,20	43,68	43,67	27,00	48,59	68,40	39,71	53,45	52,39	46,97	47,58	43,16	33,09	39,58		
MnO	0,07	0,30	0,08	0,09	0,08	0,29	0,32	0,04	0,26	0,18	0,23	0,12	0,09	0,14	0,25	0,16	0,13	0,08	0,10		
MgO	0,06	0,10	0,05	0,02	<0,01	<0,01	10,88	1,81	5,90	5,30	2,57	5,92	6,48	5,25	6,14	4,71	5,87	2,02	4,56		
CaO	0,02	0,03	0,01	0,01	0,01	<0,01	17,68	1,76	5,79	0,44	7,99	4,49	1,11	1,04	2,51	1,60	0,77	2,99	3,52		
Na <sub>2</sub> O	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,12	0,06	0,03	<0,01	0,01	0,12	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,02	<0,01		
K <sub>2</sub> O	0,04	0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,02	0,02	<0,01	0,03	0,01	0,02	0,04	0,03	<0,01	0,01	0,11	0,01	0,01		
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	<0,01	0,03	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,08	0,10	0,02	0,19	0,42	0,12	0,14	0,21	0,07	0,15	0,10	0,07	0,30		
TiO <sub>2</sub>	0,02	0,03	0,03	<0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,04	0,03	0,16	0,02	0,02	<0,01	<0,01	0,02	0,02	0,77		
LOI	0,3	1,2	0,6	0,3	0,5	0,9	25,3	1,6	7,8	-0,7	5,9	1,8	0,3	0,1	2,9	1,1	0,6	4,5	3,2		
Tot	0,01	99,94	99,86	99,84	99,86	99,85	99,83	99,93	99,85	99,84	99,92	99,86	99,86	99,87	99,81	99,86	99,86	99,94	99,82		
Ba	12	206	26	18	14	268	6	3	1	7	6	6	4	2	2	2069	41	3	15		
Co	41,9	96,8	116,7	93,7	105,5	149,0	11,9	29,6	39,3	70,3	42,7	35,8	13,9	22,9	51,8	42,4	34,8	32,4	66,1		
Nb	<0,1	0,4	0,5	<0,1	<0,1	0,3	0,4	5,7	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	5,0	1,0	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	5,7		
Sr	9,4	5,8	2,1	1,4	1,0	1,9	73,2	9,0	45,8	3,0	11,0	13,0	40,5	9,7	83,6	75,3	23,0	11,9	16,2		
Th	0,3	0,4	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	0,3	<0,2	<0,2	<0,2	0,3	<0,2	0,9	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	0,5		
U	0,5	0,8	0,3	0,3	0,2	0,4	3,0	0,6	<0,1	0,1	0,1	0,2	0,8	0,1	0,2	<0,1	0,1	0,1	1,2		
Zr	8,4	7,9	6,5	3,4	5,7	5,1	4,4	5,7	4,3	8,2	6,8	11,5	11,1	12,3	1,4	3,7	7,1	4,6	62,3		
Y	41,8	13,7	10,1	4,9	3,2	5,8	9,5	7,2	7,7	10,2	11,2	10,8	11,3	17,9	4,9	9,1	7,1	6,6	16,7		
Cu	8,8	7,4	3,8	4,0	4,8	12,2	0,2	0,2	0,1	<0,1	0,5	<0,1	0,2	0,5	39,6	<0,1	2,9	<0,1	0,2		
Pb	1,9	36,4	8,4	7,0	5,2	5,5	6,8	0,8	1,0	0,4	0,5	0,6	2,0	0,9	1,6	1,6	0,8	2,1	0,4		
Ni	6,7	26,1	8,0	5,7	4,7	6,3	2,1	1,9	1,0	2,2	2,1	1,7	2,3	7,4	0,7	0,5	1,0	3,6	18,6		
La	8,3	3,8	2,8	0,9	1,4	2,5	3,0	1,4	1,3	2,9	3,4	2,7	2,1	9,9	1,7	2,9	2,0	1,5	7,6		
Ce	3,4	8,7	5,0	2,2	1,8	8,0	5,0	2,6	2,2	5,1	6,2	4,6	3,9	18,4	2,5	4,3	3,6	2,1	14,2		
Pr	1,29	0,71	0,43	0,21	0,24	0,46	0,53	0,29	0,32	0,60	0,71	0,54	0,49	2,21	0,28	0,47	0,36	0,23	1,72		
Nd	6,0	3,1	1,9	1,2	1,0	1,9	2,2	1,2	1,9	2,9	3,2	2,4	2,5	9,0	1,5	1,9	1,4	1,0	7,2		
Sm	1,57	0,70	0,29	0,15	0,15	0,41	0,47	0,25	0,53	0,55	0,64	0,45	0,56	1,84	0,25	0,32	0,29	0,20	1,70		
Eu	0,89	0,31	0,17	0,09	0,08	0,13	0,24	0,12	0,30	0,31	0,34	0,31	0,17	0,55	0,22	0,23	0,15	0,08	0,63		
Gd	3,79	1,16	0,76	0,38	0,32	0,47	0,78	0,55	0,89	1,00	1,11	0,88	0,92	2,28	0,44	0,70	0,50	0,42	2,10		
Tb	0,65	0,17	0,12	0,07	0,05	0,07	0,13	0,09	0,15	0,16	0,17	0,15	0,16	0,36	0,08	0,12	0,08	0,07	0,35		
Dy	4,40	1,32	0,95	0,55	0,34	0,45	0,92	0,69	0,93	1,18	1,13	1,08	1,10	2,17	0,59	0,85	0,67	0,57	2,35		
Ho	1,05	0,29	0,26	0,12	0,07	0,11	0,21	0,19	0,20	0,26	0,29	0,26	0,31	0,51	0,11	0,21	0,17	0,16	0,53		
Er	2,84	1,14	0,84	0,40	0,27	0,34	0,77	0,57	0,68	0,89	0,87	0,95	0,91	1,56	0,48	0,72	0,52	0,53	1,64		
Tm	0,40	0,17	0,12	0,06	0,04	0,06	0,12	0,09	0,10	0,13	0,14	0,13	0,15	0,22	0,07	0,10	0,08	0,09	0,25		
Yb	2,45	1,10	0,84	0,43	0,27	0,41	0,84	0,63	0,69	0,82	0,86	0,85	1,07	1,32	0,50	0,74	0,65	0,64	1,59		
Lu	0,42	0,20	0,14	0,08	0,04	0,06	0,13	0,10	0,12	0,12	0,15	0,15	0,22	0,19	0,07	0,11	0,11	0,10	0,23		

## APÊNDICE T – REGRAS DE FORMATAÇÃO DA REVISTA ORE GEOLOGY REVIEWS



### ORE GEOLOGY REVIEWS

Journal for Comprehensive Studies of Ore Genesis and Ore Exploration

#### AUTHOR INFORMATION PACK

#### TABLE OF CONTENTS

• Description	p.1
• Audience	p.1
• Impact Factor	p.1
• Abstracting and Indexing	p.2
• Editorial Board	p.2
• Guide for Authors	p.3



ISSN: 0169-1368

#### DESCRIPTION

*Ore Geology Reviews* aims to familiarize all earth scientists with recent advances in a number of interconnected disciplines related to the study of, and search for, **ore deposits**. The reviews range from brief to longer contributions, but the journal preferentially publishes manuscripts that fill the niche between the commonly shorter journal articles and the comprehensive book coverages, and thus has a special appeal to many authors and readers.

*Ore Geology Reviews* covers topics related to **ore geology** in its broadest sense. The following exemplifies the range of subject matter that can be described and discussed in the journal: Metalliferous and non-metalliferous (industrial mineral) ore geology of all types; land-based and oceanic studies; **economic geology** *per se*; mineral economics; **pollution studies** related to **exploration and mining**; ore and gangue **mineralogy**, **petrography**, **petrology**, **petrogenesis**; host-rock studies; metallogeny and **minerogenesis** (e.g. metallotectonics); specific deposits, districts, and belts; local to regional, detailed to general or reconnaissance studies, on any scale; pure and applied studies, i.e. theoretical and practical data; methodology of any kind: laboratory-based and field-oriented; geological (including stratigraphic, structural, remote-sensing); mathematical (e.g. computer geology); geochemical, geophysical and philosophical; research and exploration techniques.

#### Benefits to authors

We also provide many author benefits, such as free PDFs, a liberal copyright policy, special discounts on Elsevier publications and much more. Please click here for more information on our [author services](#).

Please see our [Guide for Authors](#) for information on article submission. If you require any further information or help, please visit our support pages: <http://support.elsevier.com>

#### AUDIENCE

Economic Geologists.

#### IMPACT FACTOR

2015: 3.819 © Thomson Reuters Journal Citation Reports 2016

## ABSTRACTING AND INDEXING

---

Compendex  
 Current Contents  
 Index to Scientific Reviews  
 Mineralogical Abstracts  
 ESRISAT  
 Engineering Index  
 GEOBASE  
 OCLC Contents Alert  
 Petroleum Abstracts  
 Referativnyi Zhurnal VINTI-RAN (Russian Academy of Sciences)  
 Research Alert  
 SCISEARCH  
 Web of Science  
 Personal Alert  
 Scopus  
 Science Citation Index Expanded  
 Academic Search (EBSCO)  
 Current Abstracts (EBSCO)  
 TOC Premier  
 Science and Technology Collection

## EDITORIAL BOARD

---

### *Editor-in-Chief:*

**Franco Pirajno**, University of Western Australia, Crawley, Western Australia

### *Associate Editors:*

**Hooshang H. Asadi**, Isfahan University of Technology, Isfahan, Iran  
**Maria Boni**, University of Naples Federico II, Napoli, Italy  
**John Carranza**, James Cook University, Townsville, Queensland, Australia  
**Huayong Chen**, Chinese Academy of Sciences (CAS), Guangzhou, China  
**Yan-jing Chen**, Peking University, Beijing, China  
**Christiana Ciobanu**, University of Adelaide, Adelaide, South Australia, Australia  
**Hugo de Boorder**, Utrecht University, Utrecht, Netherlands  
**Harald Dill**, Federal Institute for Geoscience and Natural Resources, Hannover, Germany  
**Paul Duuring**, University of Western Australia, Australia  
**Ignacio González-Álvarez**, CSIRO (The Commonwealth Scientific and Industrial Research Organization), Kensington, Western Australia, Australia  
**José González-Jiménez**, Universidad de Chile, Santiago, Chile  
**Kim Hein**, University of the Witwatersrand, Johannesburg, South Africa  
**David Huston**, Geoscience Australia, Canberra, Australian Capital Territory, Australia  
**İlkay Kuscu**, Muğla Sıtkı Koçman Üniversitesi, Muğla, Turkey  
**Nuo Li**, Aarhus University, Aarhus, Denmark  
**Peter Lightfoot**, Laurentian University, Sudbury, Ontario, Canada  
**Lydia Maria Lobato**, Universidade Federal de Minas Gerais (UFMG), BELO HORIZONTE, MG, Brazil  
**Jingwen Mao**, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing, China  
**Jeffrey Mauk**, U.S. Geological Survey (USGS), Denver, Co.80225, Colorado, USA  
**Olga Yurievna Plotinskaya**, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation  
**Alok Porwal**, IIT Bombay, Mumbai, India  
**M. Santosh**, China University of Geosciences Beijing, Beijing, China  
**Reimar Seltmann**, Natural History Museum, London, UK  
**Ibrahim Uysal**, Karadeniz Technical University, Trabzon, Turkey  
**Alexander Yakubchuk**, Orsu Metals Corporation, London, England, UK  
**Taofa Zhou**, Hefei University of Technology, Hefei, Anhui, China

## GUIDE FOR AUTHORS

---

### *Your Paper Your Way*

We now differentiate between the requirements for new and revised submissions. You may choose to submit your manuscript as a single Word or PDF file to be used in the refereeing process. Only when your paper is at the revision stage, will you be requested to put your paper in to a 'correct format' for acceptance and provide the items required for the publication of your article.

**To find out more, please visit the Preparation section below.**

### INTRODUCTION

Affiliated with the [International Association on the Genesis of Ore Deposits \(IAGOD\)](#).

*Ore Geology Reviews* aims to familiarize all earth scientists with recent advances in a number of interconnected disciplines related to the study of, and search for, ore deposits. The reviews range from brief to longer contributions, but the journal preferentially publishes manuscripts that fill the niche between the commonly shorter journal articles and the comprehensive book coverages, and thus has a special appeal to many authors and readers.

*Ore Geology Reviews* covers topics related to "ore geology" in its broadest sense. The following exemplifies the range of subject matter that can be described and discussed in the journal: metalliferous and non-metalliferous (industrial mineral) ore geology of all types; land-based and oceanic studies; economic geology per se; pollution studies related to exploration and mining; ore and gangue mineralogy, petrography, petrology, petrogenesis; host-rock studies; metallogeny and minerogenesis (e.g. metallotectonics); specific deposits, districts, and belts; local to regional, detailed to general or reconnaissance studies, on any scale; pure and applied studies, i.e. theoretical and practical data; methodology of any kind: laboratory-based and field-oriented; geological (including stratigraphic, structural, remote-sensing); mathematical (e.g. computer geology); geochemical, geophysical and philosophical; research and exploration techniques.

### *Types of paper*

1. Research papers (regular papers)
2. Review articles
3. Short communications
4. Comment/reply
5. Book reviews
6. News and announcements

*Research papers* should report the results of original research. The material should not have been previously published elsewhere, except in a preliminary form.

*Review articles* should cover subjects falling within the scope of the journal which are of active current interest. They may be submitted or invited.

A *Short communication* is a concise but complete description of a limited investigation, which will not be included in a later paper. Short communication should be as completely documented, both by reference to the literature and description of the experimental procedures employed, as a regular paper. They should not occupy more than 6 printed pages (about 12 manuscript pages, including figures, tables and references).

*Comment/reply* offering comment or useful critique on material published in the journal are welcomed. The decision to publish submitted letters rests purely with the Editor-in-Chief. It is hoped that the publication of such letters will permit an exchange of views which will be of benefit to both the journal and its readers.

*Book reviews* will be included in the journal on a range of relevant books which are not more than 2 years old. Book reviews will be solicited by the Editor-in-Chief. Unsolicited reviews will not usually be accepted, but suggestions for appropriate books for review may be sent to the Editor-in-Chief.

### *Submission checklist*

You can use this list to carry out a final check of your submission before you send it to the journal for review. Please check the relevant section in this Guide for Authors for more details.

**Ensure that the following items are present:**

One author has been designated as the corresponding author with contact details:

- E-mail address
- Full postal address

All necessary files have been uploaded:

*Manuscript:*

- Include keywords
- All figures (include relevant captions)
- All tables (including titles, description, footnotes)
- Ensure all figure and table citations in the text match the files provided
- Indicate clearly if color should be used for any figures in print

*Graphical Abstracts / Highlights files* (where applicable)

*Supplemental files* (where applicable)

Further considerations

- Manuscript has been 'spell checked' and 'grammar checked'
- All references mentioned in the Reference List are cited in the text, and vice versa
- Permission has been obtained for use of copyrighted material from other sources (including the Internet)
- Relevant declarations of interest have been made
- Journal policies detailed in this guide have been reviewed
- Referee suggestions and contact details provided, based on journal requirements

For further information, visit our [Support Center](#).

**BEFORE YOU BEGIN*****Ethics in publishing***

Please see our information pages on [Ethics in publishing](#) and [Ethical guidelines for journal publication](#).

***Declaration of interest***

All authors are requested to disclose any actual or potential conflict of interest including any financial, personal or other relationships with other people or organizations within three years of beginning the submitted work that could inappropriately influence, or be perceived to influence, their work. [More information](#).

***Submission declaration***

Submission of an article implies that the work described has not been published previously (except in the form of an abstract or as part of a published lecture or academic thesis or as an electronic preprint, see 'Multiple, redundant or concurrent publication' section of our ethics policy for more information), that it is not under consideration for publication elsewhere, that its publication is approved by all authors and tacitly or explicitly by the responsible authorities where the work was carried out, and that, if accepted, it will not be published elsewhere including electronically in the same form, in English or in any other language, without the written consent of the copyright-holder.

***Changes to authorship***

Authors are expected to consider carefully the list and order of authors **before** submitting their manuscript and provide the definitive list of authors at the time of the original submission. Any addition, deletion or rearrangement of author names in the authorship list should be made only **before** the manuscript has been accepted and only if approved by the journal Editor. To request such a change, the Editor must receive the following from the **corresponding author**: (a) the reason for the change in author list and (b) written confirmation (e-mail, letter) from all authors that they agree with the addition, removal or rearrangement. In the case of addition or removal of authors, this includes confirmation from the author being added or removed.

Only in exceptional circumstances will the Editor consider the addition, deletion or rearrangement of authors **after** the manuscript has been accepted. While the Editor considers the request, publication of the manuscript will be suspended. If the manuscript has already been published in an online issue, any requests approved by the Editor will result in a corrigendum.

### Copyright

Upon acceptance of an article, authors will be asked to complete a 'Journal Publishing Agreement' (see [more information](#) on this). An e-mail will be sent to the corresponding author confirming receipt of the manuscript together with a 'Journal Publishing Agreement' form or a link to the online version of this agreement.

Subscribers may reproduce tables of contents or prepare lists of articles including abstracts for internal circulation within their institutions. [Permission](#) of the Publisher is required for resale or distribution outside the institution and for all other derivative works, including compilations and translations. If excerpts from other copyrighted works are included, the author(s) must obtain written permission from the copyright owners and credit the source(s) in the article. Elsevier has [preprinted forms](#) for use by authors in these cases.

For open access articles: Upon acceptance of an article, authors will be asked to complete an 'Exclusive License Agreement' ([more information](#)). Permitted third party reuse of open access articles is determined by the author's choice of [user license](#).

### Author rights

As an author you (or your employer or institution) have certain rights to reuse your work. [More information](#).

*Elsevier supports responsible sharing*

Find out how you can [share your research](#) published in Elsevier journals.

### Role of the funding source

You are requested to identify who provided financial support for the conduct of the research and/or preparation of the article and to briefly describe the role of the sponsor(s), if any, in study design; in the collection, analysis and interpretation of data; in the writing of the report; and in the decision to submit the article for publication. If the funding source(s) had no such involvement then this should be stated.

*Funding body agreements and policies*

Elsevier has established a number of agreements with funding bodies which allow authors to comply with their funder's open access policies. Some funding bodies will reimburse the author for the Open Access Publication Fee. Details of [existing agreements](#) are available online.

### Open access

This journal offers authors a choice in publishing their research:

#### Open access

- Articles are freely available to both subscribers and the wider public with permitted reuse.
- An open access publication fee is payable by authors or on their behalf, e.g. by their research funder or institution.

#### Subscription

- Articles are made available to subscribers as well as developing countries and patient groups through our [universal access programs](#).
- No open access publication fee payable by authors.

Regardless of how you choose to publish your article, the journal will apply the same peer review criteria and acceptance standards.

For open access articles, permitted third party (re)use is defined by the following [Creative Commons user licenses](#):

*Creative Commons Attribution (CC BY)*

Lets others distribute and copy the article, create extracts, abstracts, and other revised versions, adaptations or derivative works of or from an article (such as a translation), include in a collective work (such as an anthology), text or data mine the article, even for commercial purposes, as long as they credit the author(s), do not represent the author as endorsing their adaptation of the article, and do not modify the article in such a way as to damage the author's honor or reputation.

**Creative Commons Attribution-NonCommercial-NoDerivs (CC BY-NC-ND)**

For non-commercial purposes, lets others distribute and copy the article, and to include in a collective work (such as an anthology), as long as they credit the author(s) and provided they do not alter or modify the article.

The open access publication fee for this journal is **USD 2500**, excluding taxes. Learn more about Elsevier's pricing policy: <http://www.elsevier.com/openaccesspricing>.

**Green open access**

Authors can share their research in a variety of different ways and Elsevier has a number of green open access options available. We recommend authors see our [green open access page](#) for further information. Authors can also self-archive their manuscripts immediately and enable public access from their institution's repository after an embargo period. This is the version that has been accepted for publication and which typically includes author-incorporated changes suggested during submission, peer review and in editor-author communications. Embargo period: For subscription articles, an appropriate amount of time is needed for journals to deliver value to subscribing customers before an article becomes freely available to the public. This is the embargo period and it begins from the date the article is formally published online in its final and fully citable form. [Find out more](#).

This journal has an embargo period of 24 months.

**Elsevier Publishing Campus**

The Elsevier Publishing Campus ([www.publishingcampus.com](http://www.publishingcampus.com)) is an online platform offering free lectures, interactive training and professional advice to support you in publishing your research. The College of Skills training offers modules on how to prepare, write and structure your article and explains how editors will look at your paper when it is submitted for publication. Use these resources, and more, to ensure that your submission will be the best that you can make it.

**Language (usage and editing services)**

Please write your text in good English (American or British usage is accepted, but not a mixture of these). Authors who feel their English language manuscript may require editing to eliminate possible grammatical or spelling errors and to conform to correct scientific English may wish to use the [English Language Editing service](#) available from Elsevier's WebShop.

**Submission**

Our online submission system guides you stepwise through the process of entering your article details and uploading your files. The system converts your article files to a single PDF file used in the peer-review process. Editable files (e.g., Word, LaTeX) are required to typeset your article for final publication. All correspondence, including notification of the Editor's decision and requests for revision, is sent by e-mail.

**Submit your article**

Please  submit  your  article  via [https://www.evise.com/evise/faces/pages/navigation/NavController.jspx?JRNL\\_ACR=ORGE0](https://www.evise.com/evise/faces/pages/navigation/NavController.jspx?JRNL_ACR=ORGE0)

**Referees**

Please submit the names and institutional e-mail addresses of several potential referees. For more details, visit our [Support site](#). Note that the editor retains the sole right to decide whether or not the suggested reviewers are used.

**PREPARATION****NEW SUBMISSIONS**

Submission to this journal proceeds totally online and you will be guided stepwise through the creation and uploading of your files. The system automatically converts your files to a single PDF file, which is used in the peer-review process.

As part of the Your Paper Your Way service, you may choose to submit your manuscript as a single file to be used in the refereeing process. This can be a PDF file or a Word document, in any format or layout that can be used by referees to evaluate your manuscript. It should contain high enough quality figures for refereeing. If you prefer to do so, you may still provide all or some of the source files at the initial submission. Please note that individual figure files larger than 10 MB must be uploaded separately.

### References

There are no strict requirements on reference formatting at submission. References can be in any style or format as long as the style is consistent. Where applicable, author(s) name(s), journal title/book title, chapter title/article title, year of publication, volume number/book chapter and the pagination must be present. Use of DOI is highly encouraged. The reference style used by the journal will be applied to the accepted article by Elsevier at the proof stage. Note that missing data will be highlighted at proof stage for the author to correct.

### Formatting requirements

There are no strict formatting requirements but all manuscripts must contain the essential elements needed to convey your manuscript, for example Abstract, Keywords, Introduction, Materials and Methods, Results, Conclusions, Artwork and Tables with Captions.

If your article includes any Videos and/or other Supplementary material, this should be included in your initial submission for peer review purposes.

Divide the article into clearly defined sections.

Text must be in at least 1.5 spacing or double spacing Lines must be numbered consecutively and not page by page Figures and tables must not be embedded in the text Figure and table captions must not be embedded in the text

### REVISED SUBMISSIONS

#### Use of word processing software

Regardless of the file format of the original submission, at revision you must provide us with an editable file of the entire article. Keep the layout of the text as simple as possible. Most formatting codes will be removed and replaced on processing the article. The electronic text should be prepared in a way very similar to that of conventional manuscripts (see also the [Guide to Publishing with Elsevier](#)). See also the section on Electronic artwork.

To avoid unnecessary errors you are strongly advised to use the 'spell-check' and 'grammar-check' functions of your word processor.

#### LaTeX

You are recommended to use the Elsevier article class `elsarticle.cls` to prepare your manuscript and `BibTeX` to generate your bibliography.

Our [LaTeX site](#) has detailed submission instructions, templates and other information.

### Article structure

#### Subdivision - numbered sections

Divide your article into clearly defined and numbered sections. Subsections should be numbered 1.1 (then 1.1.1, 1.1.2, ...), 1.2, etc. (the abstract is not included in section numbering). Use this numbering also for internal cross-referencing: do not just refer to 'the text'. Any subsection may be given a brief heading. Each heading should appear on its own separate line.

#### Introduction

State the objectives of the work and provide an adequate background, avoiding a detailed literature survey or a summary of the results.

#### Material and methods

Provide sufficient detail to allow the work to be reproduced. Methods already published should be indicated by a reference: only relevant modifications should be described.

#### Theory/calculation

A Theory section should extend, not repeat, the background to the article already dealt with in the Introduction and lay the foundation for further work. In contrast, a Calculation section represents a practical development from a theoretical basis.

#### Results

Results should be clear and concise.

#### Discussion

This should explore the significance of the results of the work, not repeat them. A combined Results and Discussion section is often appropriate. Avoid extensive citations and discussion of published literature.

#### Conclusions

The main conclusions of the study may be presented in a short Conclusions section, which may stand alone or form a subsection of a Discussion or Results and Discussion section.



### Appendices

If there is more than one appendix, they should be identified as A, B, etc. Formulae and equations in appendices should be given separate numbering: Eq. (A.1), Eq. (A.2), etc.; in a subsequent appendix, Eq. (B.1) and so on. Similarly for tables and figures: Table A.1; Fig. A.1, etc.

### Essential title page information

- **Title.** Concise and informative. Titles are often used in information-retrieval systems. Avoid abbreviations and formulae where possible.
- **Author names and affiliations.** Please clearly indicate the given name(s) and family name(s) of each author and check that all names are accurately spelled. Present the authors' affiliation addresses (where the actual work was done) below the names. Indicate all affiliations with a lower-case superscript letter immediately after the author's name and in front of the appropriate address. Provide the full postal address of each affiliation, including the country name and, if available, the e-mail address of each author.
- **Corresponding author.** Clearly indicate who will handle correspondence at all stages of refereeing and publication, also post-publication. **Ensure that the e-mail address is given and that contact details are kept up to date by the corresponding author.**
- **Present/permanent address.** If an author has moved since the work described in the article was done, or was visiting at the time, a 'Present address' (or 'Permanent address') may be indicated as a footnote to that author's name. The address at which the author actually did the work must be retained as the main, affiliation address. Superscript Arabic numerals are used for such footnotes.

### Abstract

A concise and factual abstract is required. The abstract should state briefly the purpose of the research, the principal results and major conclusions. An abstract is often presented separately from the article, so it must be able to stand alone. For this reason, References should be avoided, but if essential, then cite the author(s) and year(s). Also, non-standard or uncommon abbreviations should be avoided, but if essential they must be defined at their first mention in the abstract itself.

### Graphical abstract

Although a graphical abstract is optional, its use is encouraged as it draws more attention to the online article. The graphical abstract should summarize the contents of the article in a concise, pictorial form designed to capture the attention of a wide readership. Graphical abstracts should be submitted as a separate file in the online submission system. Image size: Please provide an image with a minimum of 531 × 1328 pixels (h × w) or proportionally more. The image should be readable at a size of 5 × 13 cm using a regular screen resolution of 96 dpi. Preferred file types: TIFF, EPS, PDF or MS Office files. You can view [Example Graphical Abstracts](#) on our information site. Authors can make use of Elsevier's Illustration and Enhancement service to ensure the best presentation of their images and in accordance with all technical requirements: [Illustration Service](#).

### Highlights

Highlights are mandatory for this journal. They consist of a short collection of bullet points that convey the core findings of the article and should be submitted in a separate editable file in the online submission system. Please use 'Highlights' in the file name and include 3 to 5 bullet points (maximum 85 characters, including spaces, per bullet point). You can view [example Highlights](#) on our information site.

### Keywords

Immediately after the abstract, provide a maximum of 6 keywords, using American spelling and avoiding general and plural terms and multiple concepts (avoid, for example, 'and', 'of'). Be sparing with abbreviations: only abbreviations firmly established in the field may be eligible. These keywords will be used for indexing purposes.

### Abbreviations

Define abbreviations that are not standard in this field in a footnote to be placed on the first page of the article. Such abbreviations that are unavoidable in the abstract must be defined at their first mention there, as well as in the footnote. Ensure consistency of abbreviations throughout the article.

### Acknowledgements

Collate acknowledgements in a separate section at the end of the article before the references and do not, therefore, include them on the title page, as a footnote to the title or otherwise. List here those individuals who provided help during the research (e.g., providing language help, writing assistance or proof reading the article, etc.).

*Formatting of funding sources*

List funding sources in this standard way to facilitate compliance to funder's requirements:

Funding: This work was supported by the National Institutes of Health [grant numbers xxxx, yyyy]; the Bill & Melinda Gates Foundation, Seattle, WA [grant number zzzz]; and the United States Institutes of Peace [grant number aaaa].

It is not necessary to include detailed descriptions on the program or type of grants and awards. When funding is from a block grant or other resources available to a university, college, or other research institution, submit the name of the institute or organization that provided the funding.

If no funding has been provided for the research, please include the following sentence:

This research did not receive any specific grant from funding agencies in the public, commercial, or not-for-profit sectors.

*Units*

Follow internationally accepted rules and conventions: use the international system of units (SI). If other units are mentioned, please give their equivalent in SI.

*Math formulae*

Please submit math equations as editable text and not as images. Present simple formulae in line with normal text where possible and use the solidus (/) instead of a horizontal line for small fractional terms, e.g., X/Y. In principle, variables are to be presented in italics. Powers of e are often more conveniently denoted by exp. Number consecutively any equations that have to be displayed separately from the text (if referred to explicitly in the text).

*Footnotes*

Footnotes should be used sparingly. Number them consecutively throughout the article. Many word processors build footnotes into the text, and this feature may be used. Should this not be the case, indicate the position of footnotes in the text and present the footnotes themselves separately at the end of the article.

**Artwork****Electronic artwork***General points*

- Make sure you use uniform lettering and sizing of your original artwork.
- Preferred fonts: Arial (or Helvetica), Times New Roman (or Times), Symbol, Courier.
- Number the illustrations according to their sequence in the text.
- Use a logical naming convention for your artwork files.
- Indicate per figure if it is a single, 1.5 or 2-column fitting image.
- For Word submissions only, you may still provide figures and their captions, and tables within a single file at the revision stage.
- Please note that individual figure files larger than 10 MB must be provided in separate source files. A detailed guide on electronic artwork is available on our website: <http://www.elsevier.com/artworkinstructions>.

**You are urged to visit this site; some excerpts from the detailed information are given here.**

*Formats*

Regardless of the application used, when your electronic artwork is finalized, please 'save as' or convert the images to one of the following formats (note the resolution requirements for line drawings, halftones, and line/halftone combinations given below):

EPS (or PDF): Vector drawings. Embed the font or save the text as 'graphics'.

TIFF (or JPG): Color or grayscale photographs (halftones): always use a minimum of 300 dpi.

TIFF (or JPG): Bitmapped line drawings: use a minimum of 1000 dpi.

TIFF (or JPG): Combinations bitmapped line/half-tone (color or grayscale): a minimum of 500 dpi is required.

**Please do not:**

- Supply files that are optimized for screen use (e.g., GIF, BMP, PICT, WPG); the resolution is too low.
- Supply files that are too low in resolution.
- Submit graphics that are disproportionately large for the content.

*Geological Maps*

Lithologies should be indicated within the figure only by shading or use of colour and named in the figure caption. No separate legend should be used to denote lithologies.

#### *Color artwork*

Please make sure that artwork files are in an acceptable format (TIFF (or JPEG), EPS (or PDF), or MS Office files) and with the correct resolution. If, together with your accepted article, you submit usable color figures then Elsevier will ensure, at no additional charge, that these figures will appear in color online (e.g., ScienceDirect and other sites) regardless of whether or not these illustrations are reproduced in color in the printed version. **For color reproduction in print, you will receive information regarding the costs from Elsevier after receipt of your accepted article.** Please indicate your preference for color: in print or online only. [Further information on the preparation of electronic artwork.](#)

#### *Figure captions*

Ensure that each illustration has a caption. A caption should comprise a brief title (**not** on the figure itself) and a description of the illustration. Keep text in the illustrations themselves to a minimum but explain all symbols and abbreviations used.

#### *Tables*

Please submit tables as editable text and not as images. Tables can be placed either next to the relevant text in the article, or on separate page(s) at the end. Number tables consecutively in accordance with their appearance in the text and place any table notes below the table body. Be sparing in the use of tables and ensure that the data presented in them do not duplicate results described elsewhere in the article. Please avoid using vertical rules.

#### *References*

##### *Citation in text*

Please ensure that every reference cited in the text is also present in the reference list (and vice versa). Any references cited in the abstract must be given in full. Unpublished results and personal communications are not recommended in the reference list, but may be mentioned in the text. If these references are included in the reference list they should follow the standard reference style of the journal and should include a substitution of the publication date with either 'Unpublished results' or 'Personal communication'. Citation of a reference as 'in press' implies that the item has been accepted for publication.

##### *Reference links*

Increased discoverability of research and high quality peer review are ensured by online links to the sources cited. In order to allow us to create links to abstracting and indexing services, such as Scopus, CrossRef and PubMed, please ensure that data provided in the references are correct. Please note that incorrect surnames, journal/book titles, publication year and pagination may prevent link creation. When copying references, please be careful as they may already contain errors. Use of the DOI is encouraged.

A DOI can be used to cite and link to electronic articles where an article is in-press and full citation details are not yet known, but the article is available online. A DOI is guaranteed never to change, so you can use it as a permanent link to any electronic article. An example of a citation using DOI for an article not yet in an issue is: VanDecar J.C., Russo R.M., James D.E., Ambeh W.B., Franke M. (2003). Aseismic continuation of the Lesser Antilles slab beneath northeastern Venezuela. *Journal of Geophysical Research*, <http://dx.doi.org/10.1029/2001JB000884i>. Please note the format of such citations should be in the same style as all other references in the paper.

##### *Web references*

As a minimum, the full URL should be given and the date when the reference was last accessed. Any further information, if known (DOI, author names, dates, reference to a source publication, etc.), should also be given. Web references can be listed separately (e.g., after the reference list) under a different heading if desired, or can be included in the reference list.

##### *References in a special issue*

Please ensure that the words 'this issue' are added to any references in the list (and any citations in the text) to other articles in the same Special Issue.

#### Reference management software

Most Elsevier journals have their reference template available in many of the most popular reference management software products. These include all products that support [Citation Style Language styles](#), such as [Mendeley](#) and [Zotero](#), as well as [EndNote](#). Using the word processor plug-ins from these products, authors only need to select the appropriate journal template when preparing their article, after which citations and bibliographies will be automatically formatted in the journal's style. If no template is yet available for this journal, please follow the format of the sample references and citations as shown in this Guide.

Users of Mendeley Desktop can easily install the reference style for this journal by clicking the following link:

<http://open.mendeley.com/use-citation-style/ore-geology-reviews>

When preparing your manuscript, you will then be able to select this style using the Mendeley plug-ins for Microsoft Word or LibreOffice.

#### Reference formatting

There are no strict requirements on reference formatting at submission. References can be in any style or format as long as the style is consistent. Where applicable, author(s) name(s), journal title/book title, chapter title/article title, year of publication, volume number/book chapter and the pagination must be present. Use of DOI is highly encouraged. The reference style used by the journal will be applied to the accepted article by Elsevier at the proof stage. Note that missing data will be highlighted at proof stage for the author to correct. If you do wish to format the references yourself they should be arranged according to the following examples:

#### Reference style

*Text:* All citations in the text should refer to:

1. *Single author:* the author's name (without initials, unless there is ambiguity) and the year of publication;
2. *Two authors:* both authors' names and the year of publication;
3. *Three or more authors:* first author's name followed by 'et al.' and the year of publication.

Citations may be made directly (or parenthetically). Groups of references should be listed first alphabetically, then chronologically.

Examples: 'as demonstrated (Allan, 2000a, 2000b, 1999; Allan and Jones, 1999). Kramer et al. (2010) have recently shown ...'

*List:* References should be arranged first alphabetically and then further sorted chronologically if necessary. More than one reference from the same author(s) in the same year must be identified by the letters 'a', 'b', 'c', etc., placed after the year of publication.

#### Examples:

Reference to a journal publication:

Van der Geer, J., Hanraads, J.A.J., Lupton, R.A., 2010. The art of writing a scientific article. *J. Sci. Commun.* 163, 51–59.

Reference to a book:

Strunk Jr, W., White, E.B., 2000. *The Elements of Style*, fourth ed. Longman, New York.

Reference to a chapter in an edited book:

Mettam, G.R., Adams, L.B., 2009. How to prepare an electronic version of your article, in: Jones, B.S., Smith, R.Z. (Eds.), *Introduction to the Electronic Age*. E-Publishing Inc., New York, pp. 281–304.

Reference to a website:

Cancer Research UK, 1975. Cancer statistics reports for the UK. <http://www.cancerresearchuk.org/aboutcancer/statistics/cancerstatsreport/> (accessed 13.03.03).

#### Journal abbreviations source

Journal names should be abbreviated according to the [List of Title Word Abbreviations](#).

#### Video

Elsevier accepts video material and animation sequences to support and enhance your scientific research. Authors who have video or animation files that they wish to submit with their article are strongly encouraged to include links to these within the body of the article. This can be done in the same way as a figure or table by referring to the video or animation content and noting in the body text where it should be placed. All submitted files should be properly labeled so that they directly relate to the video file's content. In order to ensure that your video or animation material is directly usable, please provide the files in one of our recommended file formats with a preferred maximum size of 150 MB. Video and animation files supplied will be published online in the electronic version of your article in Elsevier Web products, including [ScienceDirect](#). Please supply 'stills' with your files: you can

choose any frame from the video or animation or make a separate image. These will be used instead of standard icons and will personalize the link to your video data. For more detailed instructions please visit our [video instruction pages](#). Note: since video and animation cannot be embedded in the print version of the journal, please provide text for both the electronic and the print version for the portions of the article that refer to this content.

#### **Supplementary material**

Supplementary material can support and enhance your scientific research. Supplementary files offer the author additional possibilities to publish supporting applications, high-resolution images, background datasets, sound clips and more. Please note that such items are published online exactly as they are submitted; there is no typesetting involved (supplementary data supplied as an Excel file or as a PowerPoint slide will appear as such online). Please submit the material together with the article and supply a concise and descriptive caption for each file. If you wish to make any changes to supplementary data during any stage of the process, then please make sure to provide an updated file, and do not annotate any corrections on a previous version. Please also make sure to switch off the 'Track Changes' option in any Microsoft Office files as these will appear in the published supplementary file(s). For more detailed instructions please visit our [artwork instruction pages](#).

#### **RESEARCH DATA**

##### **Database linking**

Elsevier encourages authors to connect articles with external databases, giving readers access to relevant databases that help to build a better understanding of the described research. Please refer to relevant database identifiers using the following format in your article: Database: xxxx (e.g., TAIR: AT1G01020; CCDC: 734053; PDB: 1XFN). [More information and a full list of supported databases.](#)

##### **Data deposit and linking**

Elsevier encourages and supports authors to share raw data sets underpinning their research publication where appropriate and enables interlinking of articles and data. [More information on depositing, sharing and using research data.](#)

#### **CONTENT INNOVATION**

##### **AudioSlides**

The journal encourages authors to create an AudioSlides presentation with their published article. AudioSlides are brief, webinar-style presentations that are shown next to the online article on ScienceDirect. This gives authors the opportunity to summarize their research in their own words and to help readers understand what the paper is about. [More information and examples are available.](#) Authors of this journal will automatically receive an invitation e-mail to create an AudioSlides presentation after acceptance of their paper.

##### **Google Maps and KML files**

KML (Keyhole Markup Language) files (optional): You can enrich your online articles by providing KML or KMZ files which will be visualized using Google maps. The KML or KMZ files can be uploaded in our online submission system. KML is an XML schema for expressing geographic annotation and visualization within Internet-based Earth browsers. Elsevier will generate Google Maps from the submitted KML files and include these in the article when published online. Submitted KML files will also be available for downloading from your online article on ScienceDirect. [More information.](#)

##### **Interactive plots**

This journal enables you to show an Interactive Plot with your article by simply submitting a data file. [Full instructions.](#)

#### **AFTER ACCEPTANCE**

##### **Availability of accepted article**

This journal makes articles available online as soon as possible after acceptance. This concerns the accepted article (both in HTML and PDF format), which has not yet been copyedited, typeset or proofread. A Digital Object Identifier (DOI) is allocated, thereby making it fully citable and searchable by title, author name(s) and the full text. The article's PDF also carries a disclaimer stating that it is an unedited article. Subsequent production stages will simply replace this version.

### **Online proof correction**

Corresponding authors will receive an e-mail with a link to our online proofing system, allowing annotation and correction of proofs online. The environment is similar to MS Word: in addition to editing text, you can also comment on figures/tables and answer questions from the Copy Editor. Web-based proofing provides a faster and less error-prone process by allowing you to directly type your corrections, eliminating the potential introduction of errors.

If preferred, you can still choose to annotate and upload your edits on the PDF version. All instructions for proofing will be given in the e-mail we send to authors, including alternative methods to the online version and PDF.

We will do everything possible to get your article published quickly and accurately. Please use this proof only for checking the typesetting, editing, completeness and correctness of the text, tables and figures. Significant changes to the article as accepted for publication will only be considered at this stage with permission from the Editor. It is important to ensure that all corrections are sent back to us in one communication. Please check carefully before replying, as inclusion of any subsequent corrections cannot be guaranteed. Proofreading is solely your responsibility.

It is the corresponding authors responsibility to ensure that all co-authors have approved the proofs

### **Offprints**

The corresponding author will, at no cost, receive a customized [Share Link](#) providing 50 days free access to the final published version of the article on [ScienceDirect](#). The Share Link can be used for sharing the article via any communication channel, including email and social media. For an extra charge, paper offprints can be ordered via the offprint order form which is sent once the article is accepted for publication. Both corresponding and co-authors may order offprints at any time via Elsevier's [Webshop](#). Corresponding authors who have published their article open access do not receive a Share Link as their final published version of the article is available open access on ScienceDirect and can be shared through the article DOI link.

### **AUTHOR INQUIRIES**

Visit the [Elsevier Support Center](#) to find the answers you need. Here you will find everything from Frequently Asked Questions to ways to get in touch.

You can also [check the status of your submitted article](#) or [find out when your accepted article will be published](#).

## APÊNDICE U – TERMO DE SUBMISSÃO

**Gmail** 1 de 4:31

Successfully received: submission SHEAR-ZONE MAGNETITE AND HEMATITE ENRICHMENT ASSOCIATED WITH INTRACONTINENTAL OROGENS, THE NORTHERN REGION OF THE ARAÇUAÍ-WEST CONGO for One Geology Reviews

One Geology Reviews <info@onegeology.com>  
10:31 (16/05/2017)

Reply - Participar - Trocar mensagens

This message was sent automatically. Please do not reply.

Re: OROGEN, 2016-167  
Title: SHEAR-ZONE MAGNETITE AND HEMATITE ENRICHMENT ASSOCIATED WITH INTRACONTINENTAL OROGENS, THE NORTHERN REGION OF THE ARAÇUAÍ-WEST CONGO  
Journal: One Geology Reviews

Dear Dr. Costa,

Thank you for submitting your manuscript for consideration for publication in One Geology Reviews. Your submission was received in good order.

To track the status of your manuscript, please log into EVISE at <http://dx.doi.org/10.1017/S1744564816000000> and locate your submission under the header 'My Submissions with Journal' on your 'My Author Taskbar' view.

Thank you for submitting your work to the journal.

Kind regards,  
One Geology Reviews

Have questions or need assistance?  
For further assistance, please visit our [Customer Support](http://www.onegeology.com) site. Here you can search for solutions on a range of topics, find answers to frequently asked questions, and learn more about EVISE via interactive tutorials. You can also talk [live](http://www.onegeology.com) to our customer support team by phone and 24/7 by live chat and email.

Copyright © 2016 Elsevier B.V. | [Elsevier Policy](http://www.elsevier.com)  
Elsevier S.J., Balneario 29, 1143, Rio de Janeiro, The Netherlands, Reg. No. 30198077