



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



DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

SUPERGRUPO MINAS NA SERRA DE BOM SUCESSO, EXTREMO SUDOESTE DO QUADRILÁTERO FERRÍFERO – MG: PETROGRAFIA, GEOQUÍMICA E ISÓTOPOS DE U-Pb.

**Autor: Marcos Eduardo Nilton Vieira Neri
Orientação: Pr. Dr. Carlos Alberto Rosière**

Nº

**BELO HORIZONTE
DATA (20/08/2012)**

MARCOS EDUARDO NILTON VIEIRA NERI

**SUPERGRUPO MINAS NA SERRA DE BOM SUCESSO,
EXTREMO SUDOESTE DO QUADRILÁTERO
FERRÍFERO – MG: PETROGRAFIA, GEOQUÍMICA E
ISÓTOPOS DE U-Pb.**

Instituto de Geociências

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

Área de concentração: Geologia Econômica

Orientador: Pr. Dr. Carlos Alberto Rosière

Belo Horizonte – MG

2012

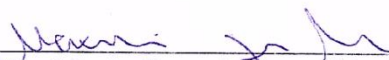
Dissertação intitulada *Supergrupo Minas na Serra de Bom Sucesso, extremo sudoeste do Quadrilátero Ferrífero – MG: petrografia, geoquímica e isótopos de U-Pb*, de autoria do mestrando Marcos Eduardo Nilton Vieira Neri, apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geologia do Instituto de Geociências da UFMG como requisito parcial à obtenção do título de Mestre em Geologia.

Área de Concentração: Geologia Econômica e Aplicada.

Aprovada pela Banca Examinadora constituída pelos seguintes professores:



Prof. Dr. Carlos Alberto Rosière - IGC/UFMG
Orientador



Prof. Dr. Maximiliano de Souza Martins - IGC/UFMG



Prof. Dr. Atlas Vasconcelos Corrêa Neto - UFRJ

Belo Horizonte, 20 de julho de 2012

À minha linda filha Cecilia Neri

AGRADECIMENTOS

Agradeço primeiramente a Deus por tudo o que tenho experimentado.

A minha mãe Resângela Viana por ter tornado tudo possível.

Ao meu pai Marcos Giarola e sua esposa Patrícia por todo amor, carinho e amizade.

Ao Cláudio Scliar pela amizade, respeito e por ser um grande exemplo de ser humano.

Agradeço a minha esposa Carolina Schneider por todo amor e dedicação. Por ter acreditado sempre e por ter suportado todas as minhas oscilações com um sorriso lindo no rosto. Obrigado por trazer conforto quando tudo fica difícil e pesado.

Agradeço muito a minha filha Cecilia Neri por me ensinar a plenitude do amor.

Ao Prof. Carlos Alberto Rosière pela orientação e por todo conhecimento adquirido durante este percurso.

À empresa MMX, mineração do Grupo EBX, pelo apoio financeiro e acesso a sua jazida e aos furos de sondagem.

A Profa Márcia Ernesto do Departamento de Geofísica, IAG USP, pelas análises termomagnéticas realizadas.

Ao Prof. Cristiano Lana e a FAPESP pela geocronologia.

À FAPEMIG pela bolsa de estudos.

Ao Prof. Antonio Wilson Romano pela paciência em analisar minhas lâminas todas as vezes que apareciam minerais diferentes.

À Prof.^a Lydia Maria Lobato pelos conselhos dados durante o curso.

Aos colegas de colegas do IGC e mestrado Daniel Gradim, Júlio Sanglard, Flavia Braga, Paulo Henrique Amorim, Matheus Kuchenbecker e Jorge Roncato, pelas discussões científicas ou não, o apoio e a amizade.

Aos meus primos André Garcia e Thauan Bispo pelos momentos de descontração e amizade.

A minha grande amiga e colega de profissão Ana Hensler pelo apoio profissional e afetivo.

A todos meus amigos(as) e companheiros(as) que aqui não citei, mas que também contribuem muito na minha jornada.

"A parte que ignoramos é muito maior que tudo quanto sabemos."

Platão

RESUMO

No extremo sudoeste do Quadrilátero Ferrífero, porção sul do Cinturão Mineiro, está exposta uma faixa de metassedimentos que contém formações ferríferas bandadas, denominada neste estudo como Sequência Metassedimentar Bom Sucesso. A sequência tem empilhamento estratigráfico normal e é subdividida em três unidades, da base para o topo: xisto carbonático Lagoa da Prata, Formação Ferrífera Bandada Bom Sucesso e xisto Tabuãozinho. Dados de U-Pb de zircão detrítico, de amostras da Unidade Lagoa da Prata indicam idade máxima de deposição de $2603 \pm 7,3$ Ma, o que correlacia essa unidade com a base do Supergrupo Minas, o Grupo Caraça. A formação ferrífera bandada é predominantemente anfibolítica e possui intercalação de dolomitos ferruginosos descontínuos e tem contato transicional com xisto ferruginoso no topo da unidade. A formação ferrífera bandada contém anomalias positivas de Eu, Y e La, enriquecimento relativo de ETR pesados e ausência de anomalia negativa de Ce, análoga aos Itabiritos da Formação Cauê, Grupo Itabira. A Sequência Metassedimentar Bom Sucesso sofreu metamorfismo de contato associado à metassomatismo alcalino, gerado pela intrusão do Meta-granito Tabuões, durante a orogenia Transamazônica.

Palavras-chave: Quadrilátero Ferrífero, Formação ferrífera bandada, zircão, Supergrupo Minas, Bom Sucesso, ETR.

ABSTRACT

In the southwest of the Quadrilátero Ferrífero, southern portion of the Mineiro belt, is exposed the BIF-hosted Bom Sucesso Metasedimentary Sequence. This sequence comprising three units: the lower Lagoa da Prata carbonate schist, the intermediate Bom Sucesso BIF and the upper Tabuãozinho schist. U-Pb detrital zircon data from samples of the Lagoa da Prata unit indicates the maximum age of deposition of 2603 ± 7.3 Ma and correlate it with the basal Caraça Group of the Minas Supergroup. The Bom Sucesso BIF is mainly amphibolitic and it occurs interlayered with discontinuously developed ferruginous dolomite lenses grading upwards to a ferruginous metapelitic layer at the top of the unit. The geochemical signature of the banded iron formation is characterized by positive anomalies of Eu, Y and La, relative enrichment of heavy REE and absence of negative Ce anomaly, analogous to the itabirites of the Itabira Group. The mineral assemblage of the Bom Sucesso Metasedimentary Sequence indicates contact metamorphism associated with alkaline metasomatism, generated by the intrusion of Meta-granite Tabuões during Transamazonian orogeny.

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1:** Mapa esquemático de localização da área de estudo identificada pelo polígono amarelo (Google Maps, acesso 20/05/2012).....20
- Figura 2:** Modelo digital de terreno da Serra de Bom Sucesso (Porção Norte). Levantamento altimétrico realizado pela Mineração MMX, curvas de níveis de 10x10 metros.....26
- Figura 3:** Mapa litológico da porção sul do Cinturão Mineiro, extremo sudoeste do Quadrilátero Ferrífero (modificado de Campos *et al.*, 2003). 1 – Lineamento Jeceaba - Bom Sucesso 2- Lineamentos estruturais 3 – Cobertura cratônica indivisa (Neoproterozóico) 4- Unidades Mesoproterozóicas indiviso 5 – Granitos proterozóicos (< 2.0 Ga) 6 e 7 – Plútons paleoproterozóicos (Suíte Ritápolis e Cassiterita-Tabuões, respectivamente) 8 – Sequência paleoproterozóica tipo *greenstone belt*: **A** – *Greenstone Belt* Rio das Mortes; **B** – *Greenstone Belt* Nazareno; **C** – *Greenstone Belt* Dores do Campo 9 – Sequências de metassedimentos com formação ferrífera bandada: **SGM** – Supergrupo Minas; **SBS** – Sequência Metassedimentar Bom Sucesso 10 – Dioritos e gabros (diques e *sills*) neoarqueanos, paleoproterozóicos e mesoproterozóicos 11 – Complexo Charnokítico Babilônia 12 – Suíte Salto Paraopeba 13 – Suíte Bom Sucesso Samambaia 14 – Supergrupo Rio das Velhas (Neoarqueano) 15 – Unidades arqueanas indivisas, **JC** – Município de Jeceaba; **L** – Município de Lavras.....28
- Figura 4:** Mapa Geológico Regional simplificado (compilação dos dados de Campos *et al.*, 2003 e Quéméneur *et al.*, 2003).....29
- Figura 5:** Mapa Geológico simplificado indicando porção norte e sul do Cinturão Mineiro, e sentido da deformação neoproterozóica (adaptado de Ávila *et al.*, 2003 in: Ávila *et al.*, 2006). I- Crosta Arqueana parcialmente retrabalhada no Paleoproterozóico. II- *Greenstone Belt* Rio das Velhas (Arqueano). III- *Greenstone Belt* Rio das Mortes (A), Nazareno (B) e Dores do Campo (C). IV- Granitóides arqueanos. V- Pluton máficos e félsicos paleoproterozóicos. VI- Metassedimentos (Paleoproterozóico). VII- Sequências supracrustais São João Del Rei, Carandaí (Mesoproterozóico), e Andrelândia (Neoproterozóico). VIII- Fotolineamentos.43
- Figura 6:** Evolução tectônica da porção sul do Cinturão Mineiro no Paleoproterozóico (Campos & Caneiro, 2008): (A) configuração pré-orogênese, margem convergente; (B) colisão oblíqua arco-continente; (C) configuração no final da terceira etapa de evolução. (A): 1- crosta continental, 2- crosta oceânica, 3- sedimentos do Supergrupo Minas, 4- rochas supracrustais paleoproterozóicas, 5- traço de subducção, 6- arco. (B e C): 1- paleocontinente Arqueano, 2- Supergrupo Minas, 3- rochas supracrustais Paleoproterozóicas (rochas meta-vulcano sedimentares), 4- granitóides pré-colisionais, 5- granitóides sin-colisionais, 6- granitóides pós-colisionais e 7- direção de movimento do bloco, CSZ = Zona de cisalhamento Cláudio e JBSZ = Zona de cisalhamento Jeceaba-BomSucesso.....44
- Figura 7:** Mapa Geológico simplificado indicando porção norte e sul do Cinturão Mineiro, e zonas metamórficas (adaptado de Ávila *et al.*, 2003 in: Ávila *et al.*, 2006). I- Crosta Arqueana parcialmente retrabalhada no Paleoproterozóico. II- *Greenstone Belt* Rio das Velhas (Arqueano). III- *Greenstone Belt* Rio das Mortes (A) e Nazareno (B). IV- Granitóides arqueanos. V- Pluton máficos e félsicos paleoproterozóicos. VI- Metassedimentos (Paleoproterozóico). VII- Sequências supracrustais São João Del Rei, Carandaí (Mesoproterozóico), e Andrelândia (Neoproterozóico). VIII- Estruturas maiores.48

Figura 8: Modelo de evolução tectônica do Quadrilátero Ferrífero durante a Orogenia Transamazônica (Alkmim & Marshak, 1998).	51
Figura 9: Seção esquemática da variação de fácies que ocorre em formações ferríferas, segundo James (1954). A composição do minério muda do litoral para o oceano, de óxidos ou silicatos de ferro, para carbonatos, e depois para sulfetos (Goodwin, 1973).	54
Figura 10: Classificação de Gross (1973) para as formações ferríferas e os ambientes tectônicos associados, desenho esquemático modificado de Gross (1996).	54
Figura 11: Diagrama esquemático mostrando o volume relativo das principais formações ferríferas do mundo em relação ao tempo (Klein, 2005).	55
Figura 12: Esquema do ambiente deposicional para formações ferríferas e aquelas litofácies associadas no sistema marinho com coluna de água estratificada. Em (a), estágio regressivo e (b) estágio transgressivo. Em (a) a zona eufótica da plataforma continental profunda, permite deposição de calcários laminados com microalgas. Em (b) a zona eufótica esta consideravelmente acima do fundo da plataforma continental profunda, causando a deposição de vários tipos de formação ferrífera e chert. A seta espessa rotulada C (carbono) em (a) representa alta produtividade e suprimento de carbono, e a estreita seta em (b) representa a menor produção e suprimento de carbono. (Klein & Beukes, 1989)	58
Figura 13: Coluna litoestratigráfica proposta para a região da Serra de Bom Sucesso.	59
Figura 14: Mapa geológico da região da Serra de Bom Sucesso, mostrando lineamento NW-SE e contato intrusivo da Unidade Gnássica com o meta-granito Tabuões, a norte, e com o meta-granito Bom Sucesso a oeste.	62
Figura 15: a) Corpos descontínuos de anfíbolito em gnaiss. Visada para NW. b) Paleossoma em gnaiss, com estrutura reliquiar dobrada, boudinadas e estiradas. UTM: 534721/7680287 (mesmo afloramento, visada para NW).	63
Figura 16: Fotomicrografia do gnaiss, mostrando quartzo (Qz), plagioclásio (Pl), ortoclásio (Or) e biotita (Bt). Nicóis cruzados. UTM: 537184/7680457.	63
Figura 17: Fotomicrografia do anfíbolito gnaiss evidenciando foliação (linha pontilhada vermelha) e quartzo (Qz), plagioclásio (Pl), ortoclásio (Or), microclina (Mc) e hornblenda (Hbl). Nicóis cruzados. UTM: 537184/7680457.	63
Figura 18: Fotomicrografia do anfíbolito mostrando hornblenda (Hbl), plagioclásio (Pl) e quartzo (Qz). Nicóis paralelos. UTM: 529163/7675972.	65
Figura 19: Fotomicrografia do anfíbolito mostrando foliação principal (linha contínua azul) e foliação reliquiar (linha pontilhada vermelha) dobrada, rotacionada e que é obliterada pela recristalização e reorientação mineral. Nicóis cruzados. UTM: 529163/7675972.	65
Figura 20: a) Afloramento do meta-granito Bom Sucesso UTM: 527021/7677373 b) Meta-biotita granito foliado. UTM: 525742/7677165.	66
Figura 21: Fotomicrografia do meta-granito Bom Sucesso, mostrando quartzo (Qz), microclina (Mc), plagioclásio (Pl), ortoclásio (Or) e biotita (Bt). Evidenciando foliação (pontilhado vermelho) marcada pela orientação dos minerais. Nicóis cruzados. UTM: 526328/7675717.	67
Figura 22: a) Textura cumulática do anortosito. UTM: 528359/7673419 b) Detalhe da figura 22a.	68
Figura 23: Fotomicrografia da matriz do anortosito, mostrando quartzo (qz), plagioclásio (Pl) e hornblenda (Hbl), e foliação penetrativa (pontilhado vermelho), marcada pela orientação dos minerais. Nicóis cruzados. UTM : 527785/7674126.	68
Figura 24: Fotomicrografia da porção central dos cúmulos de plagioclásio (Pl) intensamente substituídos por epidoto (Ep). Nicóis cruzados. UTM : 527785/7674126.	69

Figura 25: a) Metabasalto mesocrático. UTM: 531569/7674724 b) Fotomicrografia de metabasalto com tramolita (Tr) e plagioclásio (Pl) muito epidotizado, orientados segundo à foliação principal (S1).....	70
Figura 26: a) Metabasalto melanocrático granatífero, com granada de granulação grossa e alongada segundo à foliação principal (S1) UTM: 531569/7674724 b) fotomicrografia do metabasalto melanocrático granatífero evidenciando antofilita (Ath) de granulação grossa e textura decussada.	70
Figura 27: Colunas litoestratigráficas simplificadas, de quatro perfis distintos, evidenciando a variação das espessuras reais das unidades que compõem a Sequência Metassedimentar Bom Sucesso.	71
Figura 28: a) Quartzito micáceo. UTM: 533573/7679007 b) Mica xisto alterado, visada para SW. UTM: 531498/7676962.	73
Figura 29: Fotomicrografia mostrando níveis micáceos e níveis quartzosos, com presença de turmalina (Tur), em quartzo-mica xisto. Foliação S1 (linha amarela) dobrada e formada por quartzo alongado (Qz) e muscovita (Ms). Nicóis cruzados. UTM: 531687/7677139.	74
Figura 30: Fotomicrografia do quartzito micáceo com quartzo (Qz) e muscovita (Ms). Nicóis cruzados. UTM: 531237/7676446.	74
Figura 31: Fotomicrografia do xisto carbonático grafitoso com carbonato (Cb), grafita (Gr) e hornblenda (Hbl). Furo: FDBS-39 UTM: 531387 / 7675977 - Profundidade: 182m.....	75
Figura 32: Maghemita como cristais idiomórficos a hipidiomórficos, individualmente e constituindo agregados. Furo FDBS-51 / Profundidade: 42 m – UTM: 534635 / 7679369. Fotomicrografia em microscópio ótico de luz refletida, nicóis parcialmente cruzados.....	76
Figura 33: Cristais de maghemita xenoblásticos, constituindo agregados alongados e orientados segundo a foliação da rocha. Furo: FDBS-29 / Profundidade 160 m – UTM: 530195 / 7673668. Fotomicrografia em microscópio ótico de luz refletida, nicóis parcialmente cruzados.	77
Figura 34: Curvas termomagnéticas de susceptibilidade magnética em função da temperatura: a) desmagnetização em – 138 ° C e b) desmagnetização em 620 ° C, amostra do furo de sondagem FDBS038, profundidade 53,35 metros – UTM: 534671 / 7679575.	77
Figura 35: Cristais de magnetita (Mag) parcialmente substituída em maghemita (Mgh) e magnetita (Mag) subédrica. Furo FDBS-51 / Profundidade: 60 m. – UTM: 534635 / 7679369. Fotomicrografia em microscópio ótico de luz refletida, nicóis parcialmente cruzados.	78
Figura 36: isoclinal em formação ferrífera bandada, visada para SW. UTM: 531665 / 7676957.....	78
Figura 37: Fotomicrografia de formação ferrífera bandada com bandamento (So) definido pela intercalação de níveis de cummingtonita-grunerita e maghemita. Luz transmitida, nicóis cruzados.	80
Figura 38: Fotomicrografia de formação ferrífera bandada com níveis (So) de ferro-actinolita (Fac), hedenbergita (Hd) e maghemita (Mgh) com intercalação de níveis quartzosos (Qz), definindo Luz transmitida, nicóis paralelos.	81
Figura 39: Fotomicrografia de formação ferrífera bandada com bandamento composicional (So) formado por cristais de hedenbergita (Hd) de granulação muito grossa, com inclusões de quartzo (Qz), crescida sobre o microbandamento de maghemita (Mgh) e parcialmente substituída por ferro-actinolita (Fac). Luz transmitida, nicóis cruzados.....	81

- Figura 40:** Fotomicrografia de dolomito ferruginoso bandado com carbonato (Cb), maghemita (Mgh), tremolita (Tr) e ferro-actinolita (Fac). a) Nicóis paralelos, evidenciando bandamento composicional (So) b) Nicóis cruzados.....82
- Figura 41:** Fotomicrografia de xisto ferruginoso com hornblenda (Hbl), biotita (Bt), maghemita (Mgh) e quartzo (Qz). Luz transmitida, nicóis paralelos.83
- Figura 42:** Fotomicrografia de xisto ferruginoso com níveis granatíferos (Grt) intercalados com níveis de cummingtonita-grunerita (Cum-Gru) e maghemita (Mgh). Luz transmitida, nicóis paralelos.83
- Figura 43:** Formação ferrífera bandada com textura nematoblástica dada pela orientação preferencial de cummingtonita-grunerita (Cum-Gru), quartzo (Qz) e maghemita (Mgh) alongados. Fotomicrografia em microscópio óptico, luz transmitida e nicóis cruzados, evidenciando foliação principal (S1) e bandamento composicional (So)85
- Figura 44:** Formação ferrífera bandada com textura granonematoblástica formada por bandas ricas em maghemita (Mgh) subédrica a euédrica, níveis de quartzo (Qz), com contatos poligonais e cummingtonita-grunerita (Cum-Gru). Fotomicrografia em microscópio óptico, luz transmitida e nicóis cruzados.85
- Figura 45:** Formação ferrífera bandada com textura granoblástica com ferro-actinolita (Fac) e maghemita (Mgh) granulares. Fotomicrografia em microscópio óptico, luz transmitida e nicóis paralelos.....86
- Figura 46:** Formação ferrífera bandada em textura decussada, formada por cummingtonita-grunerita (Cum-Gru) de granulação grossa, aciculares e crescidas sobre o bandamento de maghemita (Mgh). Fotomicrografia em microscópio óptico, luz transmitida e nicóis cruzados.86
- Figura 47:** Formação ferrífera bandada com blastos de granada almandina (Alm) e turmalina (Tur) azul, em matriz lepidoblástica formada por cummingtonita-grunerita (Cum-Gru), Ferro-hornblenda (Hbl) e maghemita (Mgh) alongada. Fotomicrografia em microscópio óptico, luz transmitida e nicóis paralelos.....87
- Figura 48:** Blasto de granada (Grt) (limite do cristal definido pela linha contínua amarela) apresentando microestrutura com poiquiloblástos orientados, indicando deflexão da foliação principal (S1), formada por cummingtonita-grunerita (Cum-Gru) e quartzo (Qz) alongados. Fotomicrografia em microscópio óptico, luz transmitida e nicóis cruzados.....87
- Figura 49:** Formação ferrífera bandada composta por ferro-actinolita (Fac), quartzo (Qz), maghemita (Mgh) e relictos de hedenbergita (Hd). Fotomicrografia em microscópio óptico, luz transmitida e nicóis paralelos.....89
- Figura 50:** Nível de hedenbergita (Hd) de granulação muito grossa e crescida sobre os agregados de maghemita (Mgh) e cristais de quartzo (Qz). Fotomicrografia em microscópio óptico, luz transmitida e nicóis paralelos.....89
- Figura 51:** Cristal de hedenbergita (Hd) com inclusões de microclina (Mc) e quartzo (Qz), substituído crescida sobre os agregados de maghemita (Mgh) e parcialmente por ferro-actinolita (Fac). Fotomicrografia em microscópio óptico, luz transmitida e nicóis cruzados.....90
- Figura 52:** Cristal de hedenbergita (Hd) substituída, ao redor ou ao longo de microfraturas, por ferro-actinolita (Fac), carbonato (Cb) e quartzo (Qz). Fotomicrografia em microscópio óptico, luz transmitida e nicóis cruzados. A hedenbergita (Hd) está crescida sobre cristais de maghemita (Mgh).....90
- Figura 53:** Formação Ferrífera Bandada com bandamento de maghemita (Mgh), ferro-actinolita (Fac) e quartzo (Qz), com cristais de Enstatita-ferrossilita (Em-Fs) parcialmente substituído

por tremolita-ferro-actinolita e biotita (Bt). Fotomicrografia em microscópio óptico, luz transmitida e nicóis paralelos.	91
Figura 54: Formação Ferrífera Bandada formada por níveis de hedenbergita (Hd) parcialmente obliterada pela presença de cummingtonita-grunerita (Cum-Gru) em textura decussada. A hedenbergita (Hd) está crescida sobre agregados de maghemita (Mgh) e tem inclusões de quartzo (Qz). Fotomicrografia em microscópio óptico, luz transmitida e nicóis cruzados.	91
Figura 55: Formação Ferrífera Bandada composta por cummingtonita-grunerita (Cum-Gru), ferro-hornblenda (Hbl) e pirita (Py), ocorrendo todos orientados segundo a foliação principal. Fotomicrografia em microscópio óptico, luz transmitida e nicóis paralelos.....	92
Figura 56: Formação Ferrífera Bandada composta por cummingtonita-grunerita (Cum-Gru), ferro-hornblenda (Hbl) e ferro-augita (Aug). Fotomicrografia em microscópio óptico, luz transmitida e nicóis paralelos.....	92
Figura 57: Fotomicrografia do clorita xisto, com quartzo (Qz), clorita (Chl) e opaco (Opq). Nicóis cruzados. UTM: 531359/7675667.	94
Figura 58: Fotomicrografia do granada-clorita xisto, mostrando quartzo (Qz), clorita (Chl), granada (Grt) e opaco (Opq). Nicóis cruzados. UTM: 532403/7677967.....	94
Figura 59: a) biotita-muscovita xisto laminado. UTM: 532026/7676247. b) Granada-muscovita xisto. UTM: 531636/7675921.....	95
Figura 60: Fotomicrografia do clorita xisto, mostrando quartzo (Qz), clorita (Chl) e opaco (Opq), com presença de clivagem de crenulação. Nicóis paralelos. UTM: 532403/7677967.	95
Figura 61: Meta-granito Tabuões a) granulação média UTM: 534280/7672415. b) granulação grossa, com cristais de feldspato, euédricos, de até 3 cm. UTM: 532824/7668382.	96
Figura 62: Fotomicrografia do Meta-granito Tabuões, mostrando quartzo (Qz), ortoclásio (Or), plagioclásio (Pl) e biotita (Bt). Nicóis cruzados. UTM: 531885/7674771.	96
Figura 63: Sinforme aberto na Unidade Gnáissica. UTM: 534582/7681448.	100
Figura 64: Fotomicrografia do anfíbolito mostrando foliação reliquiar dobrada (Sanf), rotacionada e que é obliterada pela recristalização e reorientação mineral. Nicóis cruzados. UTM: 529163/7675972.	100
Figura 65: Diagrama de igual área, hemisfério inferior, dos pólos da foliação principal (S1) na Unidade Gnáissica.	101
Figura 66: Diagrama de igual área, hemisfério inferior, dos pólos do Sb com indicação do eixo calculado (atitude: 156/22).	101
Figura 67: a) Diagrama de igual área, hemisfério inferior, dos pólos de So, medido na formação ferrífera bandada b) Dobras isoclinais D1, na formação ferrífera bandada. UTM: 531930/7676919.	102
Figura 68: Diagrama de igual área, hemisfério inferior, dos eixos medidos de D1, evidenciando variação em um plano de atitude calculada 135/48, aprox. coincidente com a atitude modal de S1.	103
Figura 69: a) Dobras abertas D2 na formação ferrífera bandada, UTM: 534552/7679013 b) Diagrama de igual área, hemisfério inferior, dos eixos medidos de D2.	103
Figura 70: Diagrama de igual área, hemisfério inferior, dos pólos de So, evidenciando eixo calculado de D3.....	104
Figura 71: Diagrama de igual área, hemisfério inferior, dos pólos de S1.	105
Figura 72: S1 dobrada, Xisto Lagoa da Prata.....	105

Figura 73: Diagrama de igual área, hemisfério inferior, dos pólos de S1, evidenciando eixo calculado de atitude 84/45.	106
Figura 74: a) Fotomicrografia de muscovita xisto, da unidade Tabuãozinho, com presença de estrutura S-C. Nicóis cruzados, com objetiva de 2,5x + zoom ótico de 3x. UTM: 533573/7679007. b) Diagrama de igual área, hemisfério inferior, de lineações minerais medidos.	107
Figura 75: Micro falha normal de alto ângulo, observada na formação ferrífera bandada. Furo: DFBS-51 / Profundidade: 50 m.	108
Figura 76: Fotomicrografia de micro falha normal milimétrica, na formação ferrífera bandada, preenchida por carbonato (Cb), quartzo (Qz) e ferro-actinolita (Fac). Furo: FDBS-39 / Profundidade: 95 m.	108
Figura 77: Veios Tipo 1 com granada de granulação média a grossa e abundante. Furo: FDBS-51 / Profundidade: 42 m.	110
Figura 78: Fotomicrografia de veio Tipo 2 discordante ao bandamento (So) da formação ferrífera bandada, com magnetita disseminada e com granulação média a grossa. Furo:FDBS-30 Profundidade: 85 m.	111
Figura 79: Veio tipo 3 mostrando concentração de maghemita nas bordas. Furo:FDBS-39 Profundidade: 70 m.	111
Figura 80: Fotomicrografia de pirita euédrica em veio do Tipo 2, mostrando dolomita (Dol) e hedenbergita (Hd) Furo: FDBS-30 Profundidade: 89 m. Nicóis paralelos.	112
Figura 81: Veio tipo 2 associado a pirita e discordante ao bandamento da formação ferrífera bandada. Furo:FDBS-29 Profundidade: 243 m.	112
Figura 82: Contato do veio Tipo 3 com formação ferrífera bandada, cummingtonita-grunerita (Cum-Gru) em textura decussada, crescida sobre os agregados de maghemita (Mgh) e hedenbergita (Hd) parcialmente substituída por carbonato (Cb) e cummingtonita-grunerita. Fotomicrografia em microscópio óptico, luz transmitida e nicóis cruzados.	113
Figura 83: Fotomicrografia de contato do veio Tipo 2 com formação ferrífera bandada, hedenbergita (Hd) e microclina (Mc), parcialmente substituídos por carbonato (Cb) e cummingtonita-grunerita (Cum-Gru). Pirita (Py) de granulação média a grossa, subédrica a euédrica, e maghemita (Mgh) de granulação fina. Fotomicrografia em microscópio óptico, luz transmitida e nicóis cruzados.	114
Figura 84: Fotomicrografia de contato do veio Tipo 3 com formação ferrífera bandada, hedenbergita (Hd) parcialmente substituída por ferro-actinolita (Fac) e diminutos cristais de andradita (Adr) e biotita (Bt). Fotomicrografia em microscópio óptico, luz transmitida e nicóis paralelos.	114
Figura 85: Concentração de elementos maiores (A) FFB da Serra de Bom Sucesso em comparação com o Itibirito anfíbolítico e silicoso da Formação Cauê. (B) Xisto Ferruginoso da Serra de Bom Sucesso em comparação com Filito Sericítico da Formação Batatal.	118
Figura 86: Relação das razões Fe/Ti e Al/(Al+Fe+Mn) da FFB, e xisto ferruginoso, da Serra de Bom Sucesso, em comparação com os campos de valores apresentados nos itibiritos da Formação Cauê, no filito sericítico da Formação Batatal, nos sedimentos metalíferos da dorsal meso-oceânica do Pacífico (DP – Bostrom 1973, in Peter 2003) e nas argilas pelágicas do Pacífico (AP – Bostrom 1973, in Peter 2003).	119

Figura 87: Diagrama adaptado de Peter (2003): relação entre o índice de correlação interelementar e a fonte dos elementos traço de formações ferríferas, discriminando elementos essencialmente hidrotermais, detríticos e de transição.	120
Figura 88: Elementos traço normalizadas ao padrão UCC e discriminados os elementos detríticos, de transição e hidrotermais. A – amostras de FFB da Serra de Bom Sucesso em comparação com amostras de Itabiritos anfíbolíticos e silicosos da Formação Cauê. B – amostras de xisto ferruginoso da Serra de Bom Sucesso em comparação com amostras de filito sericítico da Formação Batatal.	121
Figura 89: Elementos Terras Raras normalizados ao padrão PAAS: A - amostras de FFB da Serra de Bom Sucesso em comparação com amostras de Itabiritos anfíbolíticos e silicosos da Formação Cauê; B - xisto ferruginoso da Serra de Bom Sucesso em comparação com filito sericítico da Formação Batatal.	122
Figura 90: Imagens de catodoluminescência de grãos de zircão e respectivos spots analisados (indicados com círculo e numerados).	125
Figura 91: Diagrama de concórdias das amostras (1, 2 e 3) da Unidade Xistosa Basal da Serra de Bom Sucesso.	126
Figura 92: Diagrama triangular A (Th vs Sc vs Zr/10 - Bhatia & Crook 1986) e diagrama binário B (Th/Sc vs Zr/Sc - McLennan <i>et al.</i> 1993). MCA – Margem continental ativa MCP – Margem continental passiva AIC – Arco de ilha continental AIO – Arco de ilha oceânico CCS – Crosta continental superior.	135
Figura 93: Diagrama binário de Ce/Ce*(PAAS) vs. Pr/Pr*(PAAS), usado para identificar as anomalias de La e Ce em sedimentos derivados da água do mar (ver Bau & Dulski, 1996).....	136
Figura 94: Diagrama binário de Ce/Ce* vs. Y/Ho.	137
Figura 95: Coluna lito-estratigráfica esquemática da Sequência Metassedimentar Bom Sucesso em comparação com o Supergrupo Minas no Quadrilátero ferrífero (Rosière <i>et al.</i> , 2008, mod. de Dorr, 1969).	140

LISTA DE TABELAS

Tabela 1: Base de cálculo para as anomalias de Ce, Eu e Pr. Fonte: Bau & Dulski (1996).	23
Tabela 2: Tabela de caracterização da sequência de litotipos da Unidade Lagoa da Prata, baseando-se na proporção relativa de quartzo.	72
Tabela 3: Associação mineral e zonas/fácies metamórficas das unidades aflorantes na região da Serra de Bom Sucesso.	98
Tabela 4: Divisão dos tipos de veios presentes na Sequência Metassedimentar Bom Sucesso, de acordo com a associação mineralógica.	109
Tabela 5: Tabela comparativa relacionando os dados geocronológicos disponíveis na literatura e os dados obtido nas análises de zircões detríticos (U-Pb) de amostras da Unidade Lagoa da Prata, Sequência Metassedimentar Bom Sucesso.	127
Tabela 6: Mineralogia principal caracterizada na FFB da Serra de Bom Sucesso em comparação com mineralogia principal típica dos Itabiritos da Formação Cauê, Supergrupo Minas (Rosière & Chemale Jr. 1993). Em negrito estão destacados os minerais com conteúdos em álcalis e/ou alumínio.....	129
Tabela 7: Tabela de estabilidade de minerais relacionando os minerais diagenéticos, caracterizados por Klein (2005) para formações ferríferas pré-cambrianas, e as transformações minerais observadas na Unidade FFB Bom Sucesso.	132

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	19
2. OBJETIVOS	20
3. LOCALIZAÇÃO E VIA DE ACESSO	20
4. METODOLOGIA	21
5. ASPECTOS FISIAGRÁFICOS	25
6. CONTEXTUALIZAÇÃO GEOLÓGICA REGIONAL	27
6.1. UNIDADES ARQUEANAS	28
6.1.1. Complexo Metamórfico Campo Belo (CMCB)	30
6.1.2. Meta-granito Bom Sucesso	33
6.1.3. Maciço Ultra Máfico Morro das Almas	33
6.2. UNIDADES PROTEROZÓICAS	34
6.2.1. Greenstone Belt Rio das Mortes	34
6.2.2. Sequência Metassedimentar	35
6.2.3. Suíte Gabro-Diorítica	39
6.2.4. Suíte TTG	40
6.3. ARCABOUÇO ESTRUTURAL	41
6.4. METAMORFISMO	45
6.5. MODELOS DE EVOLUÇÃO TECTÔNICA REGIONAL	49
7. FORMAÇÕES FERRÍFERAS PRÉ-CAMBRIANAS	51
7.1. DEFINIÇÃO E CLASSIFICAÇÕES	51
7.2. DISTRIBUIÇÃO TEMPORAL	55
7.3. ORIGEM DAS FORMAÇÕES FERRÍFERAS	56
8. GEOLOGIA DA SERRA DE BOM SUCESSO	59
8.1. LITOESTRATIGRAFIA	59
8.1.1. Complexo Metamórfico Campo Belo (CMCB)	60
8.1.2. Meta-granito Bom Sucesso	66
8.1.3. Meta-anortosito	67
8.1.4. Greenstone Belt Rio das Mortes (GBRM)	69
8.1.5. Sequência Metassedimentar Bom Sucesso (SMBS)	71
8.1.6. Meta-granito Tabuões	95
8.2. METAMORFISMO	97
8.3. GEOLOGIA ESTRUTURAL	99
8.3.1. Elementos estruturais das unidades arqueanas	99

8.3.2.	Elementos estruturais das unidades paleoproterozóicas	102
8.3.3.	Elementos estruturais macroscópicos	106
8.3.4.	Veios associados à Sequência Metassedimentar Bom Sucesso	108
8.3.5.	Modelo estrutural proposto.....	115
8.4.	GEOQUÍMICA DA FORMAÇÃO FERRÍFERA BANDADA.....	117
8.5.	IDADE DA SEQUÊNCIA METASSEDIMENTAR BOM SUCESSO.....	123
9.	DISCUSSÃO	128
10.	CONCLUSÃO	141
	REFERÊNCIAS	142
	ANEXO I: Mapa Geológico.....	159
	ANEXO II: Concentração dos elementos maiores, traço e terras raras	160

1. INTRODUÇÃO

O Quadrilátero Ferrífero (QF) representa uma das mais importantes províncias minerais do mundo, com o maior histórico de produção de ouro e ferro do Brasil. Sua denominação é dada pelo arranjo grosseiramente quadrangular formado por sinclinais onde afloram sedimentos plataformais do Supergrupo Minas, de idade Paleoproterozóica. A região do QF compreende a porção NE do Cinturão Mineiro (Teixeira e Figueiredo 1991), localizado na porção meridional do Cráton do São Francisco (Almeida 1977), no estado de Minas Gerais.

No extremo sudoeste do QF, próximo à cidade de Bom Sucesso, em uma estreita faixa supracrustal, orientada na direção N30°E, com 500 a 1.000 metros de largura e 30 quilômetros de extensão, aflora uma sequência metassedimentar, metamorfisada em fácies anfíbolito, constituída por quartzito, xistos e formações ferríferas bandadas ricas em magnetita. Essas formações ferríferas compõem variedades quartzosas, dolomítico-calcíticas e anfíbolíticas cortadas por diques máficos e corpos pegmatíticos (Quéméneur et al., 2003).

Diversos trabalhos correlacionam essa sequência metassedimentar ao Supergrupo Minas (Machado Filho et al., 1983 in: Oliveira & Carneiro, 2001; Quéméneur et al., 2003; Chemale Jr. et al., 1992; Marshak et al., 1992), com base na concordância geral entre as estruturas do lineamento Jaceaba-Bom Sucesso. No entanto, a posição estratigráfica e o arcabouço estrutural dessa sequência de rochas metassedimentares são bastante controversos já que a região sofreu aparentemente o efeito de diversos eventos tectônicos associados a duas orogêneses desde o Paleo ao Neoproterozóico, além de estar posicionada próxima ao domínio de influência da Faixa Ribeira. Essa estreita faixa supracrustal, que contém formações ferríferas bandadas, está situada em uma zona de sutura (Quéméneur et al., 2003; Campo & Carneiro, 2008), onde divide a região em dois blocos distintos. No bloco oeste afloram unidades arqueanas, constituída por gnaisses, granitóides, anfíbolitos, rochas máficas e ultramáficas, xistos e quartzitos (Machado Filho et al. 1983). O bloco leste é caracterizado pela associação de faixas alongadas de rochas vulcano-sedimentares do tipo greenstone belt (Greenstone Belt Rio das Mortes, Nazareno e Dores do Campo) intrudidas por plútons graníticos e tonalíticos paleoproterozóicos, associados aos estágios pré, sin e pós-tectônicos do Cinturão Mineiro (Noce et al. 2000; Teixeira et al. 2000).

4. METODOLOGIA

O mapeamento geológico de detalhe, em escala de 1 : 25.000, e a coleta de amostras de afloramentos e de furos de sondagem, para análise petrológica e geoquímica, restringem-se a uma área aproximada de 140 Km² e contêm a porção norte da Serra de Bom Sucesso e perfaz 12 quilômetros na extensão da serra. As etapas de investigação de campo, escritório e laboratório tiveram como metas principais:

- Amostragem de campo com maior detalhamento na formação ferrífera distribuída na Serra de Bom Sucesso.
- Caracterização mineralógica-petrológica da sequência de rochas metassedimentares, com ênfase na formação ferrífera bandada.
- Levantamento, análise e interpretação dos dados estruturais.
- Elaboração de um mapa geológico da área de estudo, com inserção no contexto geológico regional.
- Geoquímica dos elementos maiores, traços e terras raras (ETRs) da formação ferrífera.
- Análises isotópicas de U – Pb de zircões detríticos da unidade basal à formação ferrífera.

Mapeamento geológico e descrição de furos de sondagem

A pesquisa tem o apoio financeiro e logístico da empresa MMX, detentora dos direitos minerais da região norte da Serra de Bom Sucesso. Foram colocados à disposição, mapa geológico em escala 1:25.000 e testemunhos da sondagem. As campanhas de campo realizadas na Serra de Bom Sucesso começaram em julho de 2010, sendo a última com término no final de novembro. Ao todo foram realizados sessenta dias de trabalho, envolvendo quarenta e cinco dias de mapeamento geológico e quinze dias de descrição de furos de sondagem.

Estudos petrográficos macro e microscópicos

Estudar as características petrográficas/mineralógicas de protominérios, minérios e encaixantes por meio da descrição detalhada de amostras de campo e testemunhos de sondagem. Os estudos microscópicos detalhados para a caracterização das rochas graníticas, metassedimentares e básicas foram realizados sobre preparações delgadas e as formações ferríferas, em preparações polidas, descritas em microscópio ZEISS (**Axioskop**). Utilizou-se luz transmitida e refletida respectivamente com objetivas de 2.5, 5.0, 10.0 e 50.0 vezes. Posteriormente, foram analisadas seis amostras de formação ferrífera bandada, em microsonda eletrônica, no Centro de Microscopia Eletrônica da UFMG. Para caracterizar a mineralogia magnética foram plotadas curvas termomagnéticas, suscetibilidade magnética em função da temperatura, de dez amostras de formação ferrífera bandada.

Geoquímica

Foram selecionadas onze amostras, nove de FFB e duas de xisto ferruginoso. As amostras são provenientes de furos de sondagem e foram analisadas pelo método ICP-OES (**Inductively Coupled Plasma Optical Emission Spectrometry**), realizado por ACME *Analytical Laboratories*.

Os Elementos Terras Raras (ETR) foram normalizados aos padrões PAAS_(SN) (McLennan *et al.*, 1989), e Condritos_(NC) (Taylor & McLennan, 1985). O Y foi adicionado entre o Dy e o Ho e a base de cálculo para as anomalias dos ETR+Y estão apresentados na tabela 1. Os dados utilizados das análises de amostras da Serra de Bom Sucesso são apresentados no Anexo II. Dados analíticos de Spier *et al.* (2007) e do Projeto Magnetitos (CNPq - Proc. Nr 472602/2009-8) foram utilizados a fim de compará-los com os resultados obtidos nas amostras analisadas da FFB da Serra de Bom Sucesso. Os dados analíticos de Spier *et al.* (2007), referentes ao filito sericítico da formação Batatal, unidade basal ao Grupo Itabira, foram comparados com o litotipo do topo da FFB Bom Sucesso (xisto ferruginoso – ver tópico 6), devido a falta de dados geoquímicos relacionados à unidade de topo do Grupo Itabira, o Grupo Piracicaba.

<u>Razões</u>	<u>Base de cálculo</u>
Ce/Ce*	$Ce_{(SN)} / (0,5La_{(SN)} + 0,5Pr_{(SN)})$
Eu/Eu*	$Eu_{(SN)} / (0,66Sm_{(SN)} + 0,33Tb_{(SN)})$
Pr/Pr*	$Pr_{(SN)} / (0,5Ce_{(SN)} + 0,5Nd_{(SN)})$

Tabela 1: Base de cálculo para as anomalias de Ce, Eu e Pr. Fonte: Bau & Dulski (1996).

Estudos geocronológicos U-Pb em Zircão

Os estudos geocronológicos pelo método de U-Pb em zircões detríticos têm por finalidade definir a idade máxima de deposição da unidade Tabuãozinho (Base da Unidade Formação Ferrífera Bandada) e compará-la com as idades obtidas no contexto regional.

As razões isotópicas foram obtidas em **NEW WAVE 213 Laser Ablation System** (LA) acoplado a um **Agilent 7700 ICPMS** do departamento de geologia da UFOP. A técnica aplicada é a mesma desenvolvida por Lana *et al.* (2011), Romano *et al.* (2012) e Buick *et al.* (2011). O instrumento foi calibrado para maior detecção alternada das massas 204, 206, 207, 232, 238 usando *dwell times* 10, 15, 40, 10, 15 (ms), respectivamente. O nível de reprodutibilidade e precisão foram constantemente testados utilizando-se padrões internacionais como o 609 Ma Gemoc (Jackson *et al.*, 2004), 337 Ma Plessovice (Sláma *et al.*, 2008). Tanto os padrões como as amostras de zircão foram perfurados sob mesmas condições de energia e frequência do laser. O *spot size* adotado foi de 30 um.

Efeitos de *Mass Bias* instrumental e fracionamento por ablação foram externamente corrigidos usando padrões minerais compatíveis com as matrizes dos minerais amostrados. Tal correção e conversão dos dados para razões Pb/Pb e U/Pb, Th/Pb foram feitas por meio do programa **GLITTER**.

Como preparação para as análises **LA-ICPMS**, foi feito intenso uso de fotomicrografia sob luz transmitida e refletida junto com imageamento por catodoluminescência (CL) utilizando microsonda eletrônica de varredura (MEV), para detalhar complexidades no crescimento de cristais de zircão e determinar as melhores áreas para análises *in situ*. Toda a preparação de amostras foi efetuada no DEGEO e as imagens de CL foram realizadas no IGUSP.

Caracterização da Mineralogia Magnética – Curvas Termomagnéticas

As observações ao microscópio ótico confirmam que os óxidos de ferro presentes na FFB Bom Sucesso têm cor característica de hematita, mas macroscopicamente são magnéticos, o que sugere magnetita ou maghemita como mineral mais provável.

Para melhor caracterizar a mineralogia magnética, foram determinadas curvas termomagnéticas (susceptibilidade magnética em função da temperatura) de dez amostras de formação ferrífera bandada.

A variação da susceptibilidade com a temperatura fornece informações sobre o tipo de mineral magnético presente nas amostras (Thompson e Oldfield, 1986). As curvas de alta temperatura permitem identificar o momento em que toda a magnetização da rocha é perdida. Curvas de aquecimento e resfriamento não reversíveis indicam que ocorreu alteração mineral durante o aquecimento.

A transição do estado ferrimagnético para o estado antiferrimagnético, ponto de inflexão no gráfico, é chamada de temperatura de Curie e para substâncias paramagnéticas de temperatura de Neel. Similarmente, o ponto de Verwey (ferrimagnéticos) e Morin (paramagnéticos) caracteriza essa transição de estados em baixas temperaturas. Segundo Dunlop e Özdemir (1997), a transição de Verwey e Curie ocorre na magnetita a -153°C e 580°C e na hematita a -15°C e 680°C . A maghemita possui temperaturas de transição variáveis, com parâmetros termomagnéticos variando de valores próximos aos apresentados na magnetita até os valores apresentados na hematita. Segundo Deer *et al.* (1992), a maghemita é metaestável e é transformada em hematita por aquecimento, com temperatura de inversão variando de 200°C a 700°C .

As curvas termomagnéticas foram geradas no Kappabridge KLY-4, da AGICO, pertencente ao Laboratório de Paleomagnetismo do IAG, pela Prof^a Márcia Ernesto, Departamento de Geofísica, IAG-USP.

5. ASPECTOS FISIOGRAFICOS

O controle litoestrutural associado à erosão diferencial são os mecanismos responsáveis pela evolução do relevo na região da Serra de Bom Sucesso (Fig. 2), o que gera duas regiões morfológicamente distintas: 1) Regiões modeladas por dissecação diferencial, associadas a processos estruturais de elaboração do relevo tais como as falhas normais e de empurrões, fatores litológicos, que se manifestam como cristas de rochas mais resistentes principalmente em formações ferríferas, compondo a Serra de Bom Sucesso; 2) Relevos de dissecação homogênea, que constituem o entorno da serra, abrangendo colinas um pouco alongadas e topos convexos e tabulares de rochas graníticas ou gnáissicas.

A Serra de Bom Sucesso está localizada na porção central da área de estudo e encontra-se estruturalmente alinhada, com direção predominantemente NE- SW. As altitudes na região estão em torno de 900 metros, podendo chegar à 1300 metros nas porções mais altas da serra.

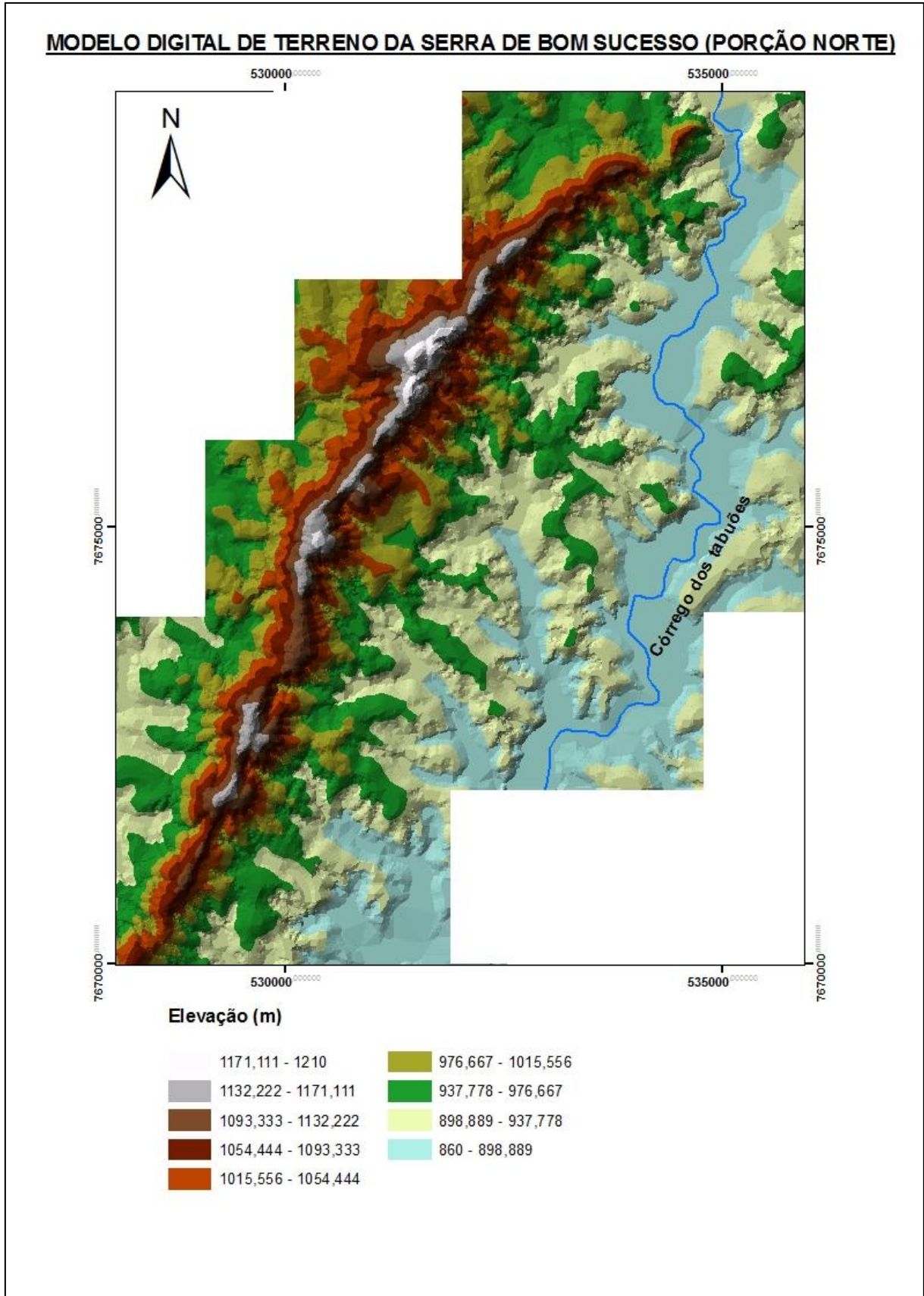


Figura 2: Modelo digital de terreno da Serra de Bom Sucesso (Porção Norte). Levantamento altimétrico realizado pela Mineração MMX, curvas de níveis de 10x10 metros.

6. CONTEXTUALIZAÇÃO GEOLÓGICA REGIONAL

Em termos geotectônicos, a região da Serra de Bom Sucesso está situada na porção meridional do Cráton São Francisco, inserida no Cinturão Mineiro (Teixeira, 1985 in: Bizzi *et al.*, 2003). Esse Cráton faz parte da plataforma pré-cambriana (Almeida, 1977; Alkmim *et al.*, 1993), que engloba grande parte dos territórios dos estados de Minas Gerais e Bahia.

Estabilizado ao final do Período Orosiriano (1,9 Ga) o substrato cratônico caracteriza feições tectônicas de um orógeno paleoproterozóico e seu antepaís. Exposto de forma apenas fragmentada no interior do cráton, esse orógeno apresenta uma pequena porção do seu cinturão externo exposta no extremo sul do cráton, abrangendo o Quadrilátero Ferrífero e adjacências (Alkmim, 2004).

A porção meridional desse cráton é um segmento crustal siálico de evolução policíclica, tectonicamente estável em relação aos cinturões móveis do ciclo Brasileiro (Alkmim *et al.*, 1993), e apresenta uma significativa exposição de terrenos granito-*greenstone* neoarqueanos com evolução tectônica iniciada no Mesoarqueano (Teixeira *et al.*, 1996, 1998, 2000; Carneiro *et al.*, 1998).

Nesse contexto, o Cinturão Mineiro constitui toda a porção do embasamento exposto ao sul do cráton que experimentou deformação (Alkmim & Marshak, 1998; Endo, 1997) e ação termal (Noce *et al.*, 1998; Machado *et al.*, 1992; Oliveira, 2004) na tectônica paleoproterozóica. Dessa forma, o cinturão engloba o Quadrilátero Ferrífero e os terrenos adjacentes a sudoeste (Fig. 3), tendo suas extensões nordeste e sudoeste, fora do cráton, intensamente retrabalhadas durante o evento Brasileiro e constituem o substrato das faixas Araçuaí e Brasília Sul, respectivamente (Alkmim, 2004).

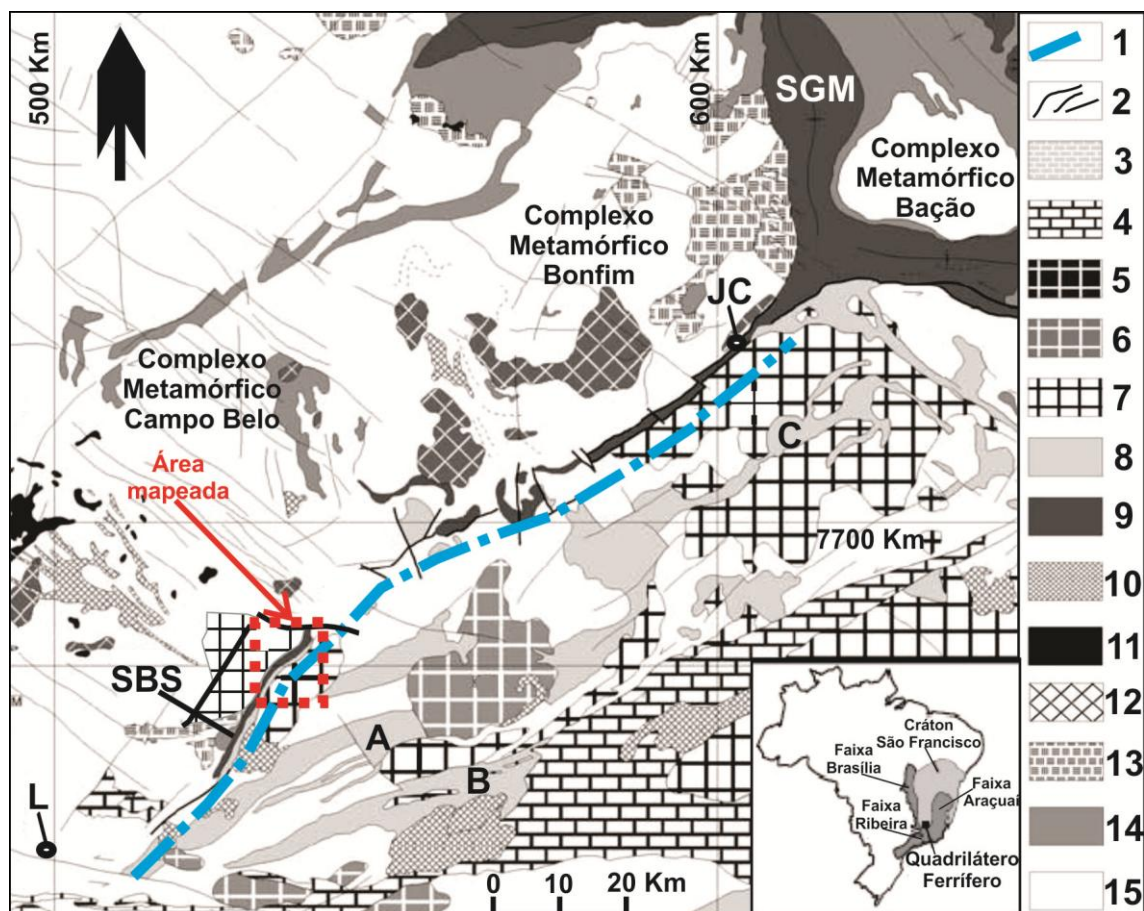


Figura 3: Mapa litológico da porção sul do Cinturão Mineiro, extremo sudoeste do Quadrilátero Ferrífero (modificado de Campos *et al.*, 2003). 1 – Lineamento Jeceaba - Bom Sucesso 2- Lineamentos estruturais 3 – Cobertura cratônica indivisa (Neoproterozóico) 4- Unidades Mesoproterozóicas indiviso 5 – Granitos proterozóicos (< 2.0 Ga) 6 e 7 – Plútons paleoproterozóicos (Suíte Ritápolis e Cassiterita-Tabuões, respectivamente) 8 – Sequência paleoproterozóica tipo *greenstone belt*: **A** – *Greenstone Belt* Rio das Mortes; **B** – *Greenstone Belt* Nazareno; **C** – *Greenstone Belt* Dolores do Campo 9 – Sequências de metassedimentos com formação ferrífera bandada: **SGM** – Supergrupo Minas; **SBS** – Sequência Metassedimentar Bom Sucesso 10 – Dioritos e gabros (diques e *sills*) neoarqueanos, paleoproterozóicos e mesoproterozóicos 11 – Complexo Charnokítico Babilônia 12 – Suíte Salto Paraopeba 13 – Suíte Bom Sucesso Samambaia 14 – Supergrupo Rio das Velhas (Neoarqueano) 15 – Unidades arqueanas indivisas, **JC** – Município de Jeceaba; **L** – Município de Lavras.

6.1. UNIDADES ARQUEANAS

As unidades arqueanas, em destaque na região da Serra de Bom Sucesso, são o Complexo Campo Belo, o Meta-granito Bom Sucesso e o Maciço Ultramáfico Morro das Almas (Fig. 4).

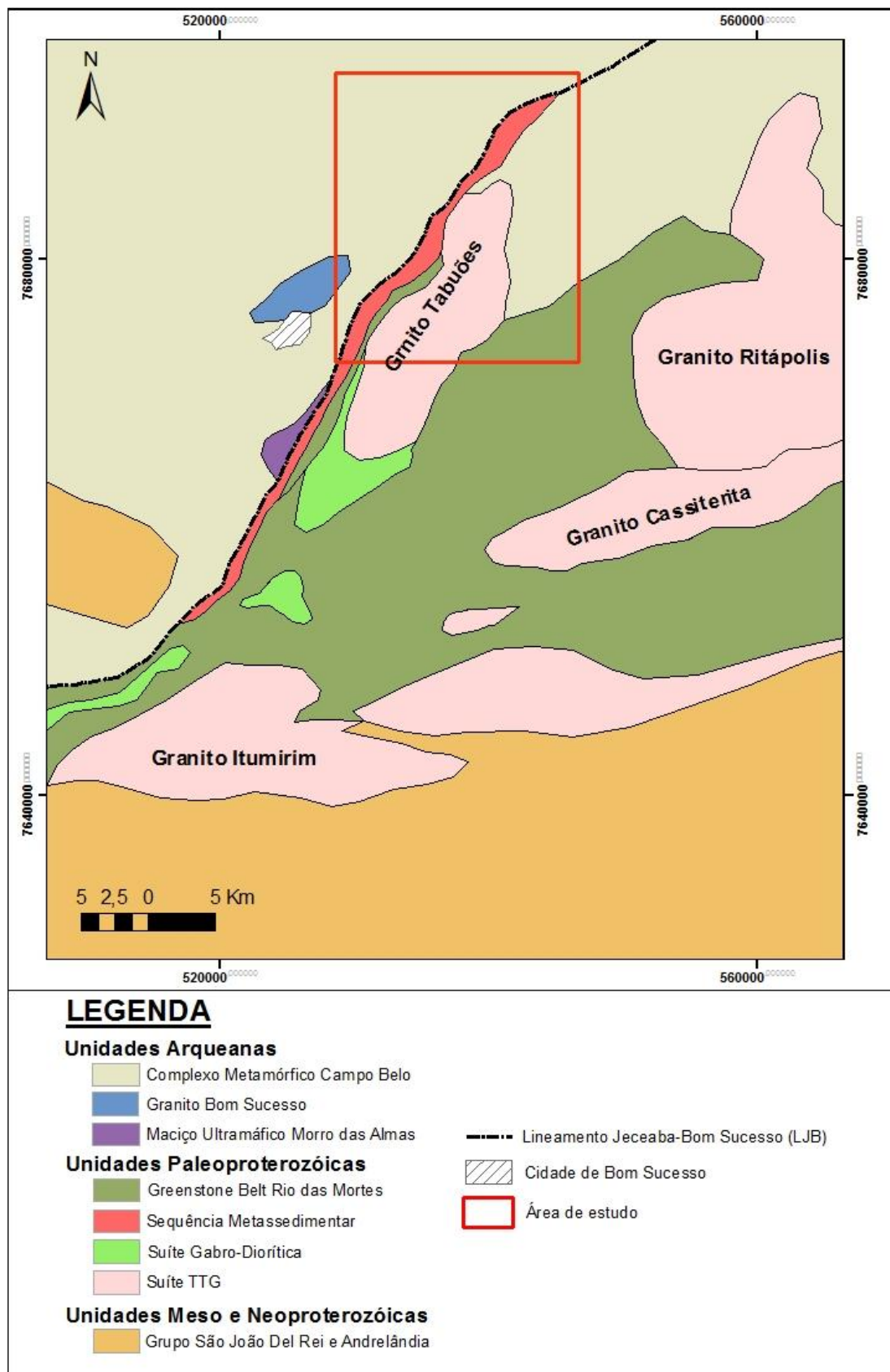


Figura 4: Mapa Geológico Regional simplificado (compilação dos dados de Campos *et al.*, 2003 e Quéméneur *et al.*, 2003).

6.1.1. Complexo Metamórfico Campo Belo (CMCB)

A crosta siálica a sul do Cráton São Francisco é constituída por gnaisses, granitóides, anfibolitos, rochas máficas e ultramáficas, xistos e quartzitos que foram agrupados por Machado Filho *et al.* (1983, in: Oliveira & Carneiro, 2001) nos Complexos Divinópolis e Barbacena. Para esses autores, o Complexo Barbacena, que engloba os complexos metamórficos Belo Horizonte e Bonfim, situado na parte oriental dessa porção do cráton, seria constituído por metatexitos com paleossomas xistosos básicos e ultrabásicos e neossomas granodioríticos e graníticos de idade fundamentalmente arqueana, mas parcialmente retrabalhados no Paleoproterozóico. Rochas charnockíticas, anfibolíticas, magnetitos, gnaiss facoidal e granito estanífero têm ocorrência mais restrita nesse complexo. Já o Complexo Divinópolis, situado na metade ocidental da região em questão, é caracterizado predominantemente por um conjunto de granitóides, similares aos do Complexo Barbacena e raros enclaves de metaultrabasitos e magnetitos.

Teixeira *et al.* (1996) denominaram de Complexo Metamórfico Campo Belo a crosta siálica, predominantemente arqueana, que aflora a oeste do Complexo Metamórfico Bonfim (Fig. 3), englobando nessa definição os complexos Divinópolis e Barbacena, reconhecidos originalmente na região por Machado Filho *et al.* (1983 in: Fernandes & Carneiro, 2000). A região é formada por rochas metamórficas e, subordinadamente ígneas, pertencentes ao Complexo Campo Belo.

A maioria das unidades caracterizadas no CMCB apresenta três principais direções de deformação e/ou fraturamento (Machado Filho *et al.* (1983 in: Oliveira & Carneiro, 2001):

- Direção N-S, deformação de caráter dúctil, que seria responsável pela compressão das sequências supracrustais em um sinclinal apertado.
- Estruturas NW-SE, que deslocam as estruturas N-S. Durante essa fase os diques básicos que ocorrem nesse *trend* foram metamorfisados.

- Uma última direção, NE-SW, correlacionada à geração do Cinturão Móvel Atlântico na margem sudeste ao sul do Cráton São Francisco.

Segundo Fernandes & Carneiro (2000) e Oliveira & Carneiro (2001), as rochas do CMCB podem ser englobadas em sete unidades litodêmicas, denominadas da seguinte forma:

1) Gnáissica, 2) Anfibolítica, 3) Metaultramáfica, 4) Quartzítica, 5) Gabronorítica, 6) Granítica, e 7) Gabróica.

UNIDADE GNÁISSICA

As rochas gnáissicas serviram de encaixantes para os eventos magmáticos posteriores e substrato siálico para a deposição das sequências supracrustais geradas do Neoarqueano ao Neoproterozóico. Elas têm predominância na região e sua composição varia de tonalítica a granítica. Por essa razão, e devido à presença de ortopiroxênio metamórfico modal, as variedades gnáissicas foram classificadas como: 1) hiperstênio-biotita-hornblenda gnaiss tonalítico; 2) hiperstênio-diopísídio-biotita gnaiss tonalítico; 3) hiperstênio-biotita-hornblenda gnaiss granítico e 4) hiperstênio-diopísídio-biotita gnaiss granítico. A foliação dos gnaisses apresenta uma direção geral NW.

UNIDADE ANFIBOLÍTICA

As ocorrências de anfibolito estão encaixadas nos gnaisses, paralelas ao bandamento, e são encontradas na forma de diques deformados, boudins e, às vezes, como encraves em fases migmatíticas das rochas gnáissicas. São rochas melanocráticas, de composição básica, em tons cinza-esverdeados e granulação média a grossa.

UNIDADE METAULTRAMÁFICA

As rochas metaultramáficas são ultramelanocráticas, do tipo metaperidotito e metapiroxenito, com texturas ígneas reliquias (cumulática) e paragêneses metamórficas de fácies granulito, mas retrometamorfizadas para as fácies anfibolito e xisto verde. Essa unidade

corresponde a sequência de rochas metaultramáficas, denominada de Sequência Ribeirão dos Motas (Carneiro *et al.*, 1996), amplamente distribuída na região.

UNIDADE QUARTZÍTICA

A unidade Quartzítica é representada por um granada-sillimanita-quartzito, ocorre de forma esparsa e sem clara relação estratigráfica com os gnaisses (Corrêa da Costa, 1999 in: Fernandes & Carneiro, 2000). O quartzito é intrudido por diques da Unidade Gabronorítica. Apresenta uma foliação milonítica de direção variável entre NEE e SEE, mergulhando para SE e SW (ângulos entre 40° e 60°), e apresenta indicadores de movimento normal com componente direcional sinistral.

UNIDADE GABRONORÍTICA

A unidade Gabrodiorítica correspondem os diques máficos orientados segundo a direção N65-70W, intrusivos nas rochas das unidades gnáissica e metaultramáfica, que apresentam xenólitos de ambas. Além disso, esses diques invadem a Unidade Quartzítica e são truncados lateralmente pelas rochas da Unidade Granítica.

UNIDADE GRANÍTICA

As rochas da Unidade Granítica podem ser classificadas como tonalito e granito e ocorrem como diques de variadas dimensões ou como grandes corpos intrusivos.

Os tonalitos ocorrem na forma de corpos tabulares paralelos ao bandamento gnáissico, (possivelmente diques) têm tons acinzentados, granulação média e apresentam texturas do tipo porfirítica, granítica e algumas vezes mostram um alinhamento marcante de minerais máficos, mais subordinadamente, de quartzo e feldspato, caracterizando uma textura magmática fluidal. Os granitos têm cor clara, em tons rosados ou brancos, granulação média e apresentam texturas porfirítica e granítica. Ocorrem, comumente, na forma de grandes corpos intrusivos nas rochas da Unidade Gnáissica.

UNIDADE GABRÓICA

Os diques de gabro, dessa unidade, estão orientados, preferencialmente, segundo a direção N50-55W. Cortam os diques da Unidade Gabronorítica, mas não mostram relações de intrusão com os granitóides. Apresentam textura do tipo ofítica, subofítica e fluidal.

6.1.2. Meta-granito Bom Sucesso

O Meta-granito Bom Sucesso forma um maciço elipsoidal de orientação NE (Fig. 4), nas proximidades da cidade de Bom Sucesso a oeste da serra homônima (Quéméneur, 1987 in: Quéméneur *et al.*, 2003). Trata-se de uma rocha mesocrática, cinza azulada, com orientação mineral incipiente de direção EW. Mineralogicamente é constituída de: 30 a 35% feldspato potássico, 20 a 25% plagioclásio, 25 a 30% quartzo e 4 a 6% biotita verde. A composição química desse meta-granito sugere um magma de fonte mantélica, com uma tendência alcalina, classificado como cálcio-alcalino potássico. A idade de intrusão do Meta-granito Bom Sucesso é dada por uma isócrona de Rb-Sr de ca. 2708 Ma (Quéméneur *et al.*, 2003).

6.1.3. Maciço Ultra Máfico Morro das Almas

O maciço ultramáfico Morro das Almas está localizado na borda oeste da Serra de Bom Sucesso (Fig. 4), e sua porção oriental mostra-se xistificada, com xistosidade paralela à orientação da Serra de Bom Sucesso. Junto à essa, observa-se uma lente tectônica de milonito de composição granítica. As rochas do maciço são serpentínitos com raros vestígios de olivina (Quéméneur *et al.*, 2003).

6.2. UNIDADES PROTEROZÓICAS

6.2.1. Greenstone Belt Rio das Mortes

Ao longo da borda sul do Cráton São Francisco ocorrem diversas faixas de *Greenstone Belt* (Rio das Mortes, Nazareno e Dores do Campo) associados a vários corpos de intrusões plutônicas máficas e félsicas (Fig. 3).

A porção norte do *Greenstone Belt* Rio das Mortes (Fig. 4) é formada por anfibolitos de composição toleítica com delgadas intercalações metassedimentares e pequenos corpos ultramáficos lenticulares. Os anfibolitos são, mineralogicamente, constituídos por hornblenda ou actinolita (40-60%), labradorita (30-50%), quartzo (10-15%) e, em proporção menor, biotita, titanita, apatita, magnetita e ilmenita.

Segundo Quéméneur *et al.* (2003), os anfibolitos não mostram grandes variações composicionais, são metabasaltos toleíticos de composição química do tipo *MORB*. Intercalados nos anfibolitos ocorrem delgados níveis metassedimentares interderrames formados por quartzo-biotita xistos grafitosos, quartzitos micáceos e, frequentemente, gonditos a espessartita igualmente grafitosos.

O Greenstone Belt Rio das Mortes é intrudido por plútons graníticos e tonalíticos paleoproterozóicos, associados aos estágios pré, sin e pós-tectônicos do Cinturão Mineiro (Noce *et al.*, 2000; Teixeira *et al.*, 2000). Segundo Ávila *et al.* (2006), isótopos de Nd ($\epsilon\text{Nd}(T) = -3,4$; TDM = 2,68 Ga) obtidos dos granitos intrusivos, de idade 2188 ± 29 Ma, apontam que sua fonte magmática envolveu material juvenil paleoproterozóico contaminada por protólitos arqueanos. Segundo Vasques *et al.* (2010), anfibolitos desse *Greenstone* apresentaram valores de $\epsilon\text{Nd}(2,2\text{Ga})$ variando de +0,1 a -1,5, o que sugere que os anfibolitos corresponderiam ao fundo oceânico associado ao desenvolvimento do cinturão Mineiro, no qual diversos corpos plutônicos Paleoproterozoicos intrudiram. No entanto, a idade de deposição da sequência

vulcano-sedimentar do Greenstone Belt Rio das Mortes, possivelmente mais antiga que os anfíbolitos datados pelo autor, ainda não foi definida.

6.2.2. Sequência Metassedimentar

SERRA DE BOM SUCESSO

No extremo sudoeste do Quadrilátero Ferrífero, sul do Cinturão Mineiro, estão expostas diversas faixas de metassedimentos, descontínuas, que se estendem paralelamente ao lineamento Jeceaba-Bom Sucesso. Próximo ao município de Bom Sucesso, em uma estreita faixa supracrustal (Fig. 4), orientada na direção N30°E, com 500 a 1.000 m de largura e extensão de cerca de 30 km, aflora uma sequência metassedimentar, metamorfisada em fácies anfíbolito, constituída por quartzito, xistos e formações ferríferas bandadas. Essas formações ferríferas compõem variedades quartzosas, dolomítico-calcíticas e anfíbolíticas cortadas por diques máficos e corpos pegmatíticos (Quéméneur *et al.*, 2003).

Quéméneur *et al.* (2003) propõem a seguinte sucessão estratigráfica, da base para o topo:

- Xisto e quartzito inferior (50 a 300 m)
- Quartzito (10 a 350 m)
- Formação ferrífera bandada (0 a 350 m)
- Xisto de granulação fina (100 a 200 m)
- Quartzito-biotita-muscovita-xisto granatífero (150 a 200m)

Xisto e quartzito inferior

O xisto e quartzito inferior é composto por um quartzito-muscovita-biotita xisto com intercalações de leitos de 1 a 60 cm de quartzito. Localmente, notam-se “fantasmas” de grandes cristais prismáticos substituídos por uma mistura de pirofilita e quartzo, que parecem ter sido originalmente cristais de andalusita. Na porção norte da serra, o xisto contém uma

grande quantidade de granada, provavelmente devido ao metamorfismo de contato do Meta-granito Tabuões.

Quartzito

A camada de quartzito mostra acentuada variação de espessura. Nas porções mais espessas, onde a camada alcança cerca de 300 m de espessura, observam-se estratificações cruzadas.

Formação ferrífera bandada

A Formação ferrífera bandada é xistosa, constituída pela alternância de níveis centimétricos a milimétricos de óxidos de ferro e quartzo. Os óxidos de ferro são hematita (10 a 15%), magnetita (5 a 10%) e goethita ou lepidocrocita (10 a 15%); o restante da rocha é constituído de quartzo e, na forma de lentes ou bolsões, anfibólios ferruginosos (grunerita). A grunerita é abundante no norte da Serra de Bom Sucesso, perto do contato com Meta-granito Tabuões. A camada de formação ferrífera apresenta dois espessamentos importantes. O primeiro, ao norte, onde a camada alcança cerca de 250 m. O segundo, na porção central da serra de Bom Sucesso, com aproximadamente 300 m. No resto da serra, a espessura da unidade não passa de 40 m.

Xisto de granulação fina

Trata-se de uma rocha homogênea, de granulação fina, constituída por quartzo, muscovita e restos de biotita.

Quartzo-biotita-muscovita-xisto granatífero

O quartzo-biotita-muscovita-xisto granatífero aflora somente em alguns vales estreitos de córregos que descem da parte norte da Serra de Bom Sucesso. Ela é constituída por

quartzo-biotita-muscovita xisto granatífero com sillimanita e estauroilita. Esses xistos foram encontrados no contato com o pequeno meta-granito situado entre o Meta-granito Tabuões e a serra (Quéméneur *et al.*, 2003).

SUPERGRUPO MINAS

O Supergrupo Minas foi primeiramente definido por como "Série Minas" (Derby, 1906, in Dorr, 1969). Pflug *et al.* (1969) redefiniram como "Grupo Minas" e ,posteriormente, Pflug & Renger (1973) como Supergrupo Minas. É uma sequência metassedimentar, de idade paleoproterozóica (Babinski *et al.*,1991), e ocorre na porção norte do Cinturão Mineiro, na região do Quadrilátero Ferrífero. É interpretada como bacia intracratônica por Chemale Jr. *et al.* (1994) ou como sequência supracrustal de plataforma com substrato siálico (Alkmim & Marshak, 1998). Datações U-Pb em zircões detríticos em quartzitos da base sugerem o início da deposição da bacia em cerca de 2,60-2,52 Ga (Babinski *et al.*, 1995). O Supergrupo Minas se subdivide da base para o topo nos seguintes grupos:

Grupo Caraça

O Grupo Caraça (Dorr *et al.*, 1957, in Dorr, 1969) é composto predominantemente por sedimentos clásticos. É dividido em duas unidades com contato transicional, da base para o topo: 1) Formação Moeda (Wallace, 1958, in Dorr, 1969), composta por duas fácies sedimentares. A base é formada, por conglomerados, quartzitos grossos e filitos, que gradam para quartzitos finos intercalados com filitos. 2) Formação Batatal (Maxwell, 1958, in Dorr, 1969) composta por filitos sericíticos, filitos grafitosos e carbonosos e lentes de metachert. Essas duas unidades representam deposição em ambiente de transição, deltáico a plataformal.

Grupo Itabira

O Grupo Itabira (Dorr *et al.*, 1957, in Dorr, 1969) é formado predominantemente por metassedimentos químicos. Datações do tipo Pb-Pb de zircões detríticos, realizados por

Babinski *et al.* (1991 e 1995) nas rochas do limite superior da Formação Moeda e nos dolomitos da Formação Gandarela, sugerem deposições das formações ferríferas bandadas (BIF) da Formação Cauê entre 2,52-2,42 Ga e deposição dos dolomitos em 2,42 Ga.

Tal unidade foi subdividida em duas formações intergradacionais da base para o topo: 1) Formação Cauê (Dorr & Barbosa, 1963, in Dorr, 1969), composta por itabirito, itabirito dolomítico, itabirito anfíbolítico e lentes de dolomito e filito. 2) Formação Gandarela (Dorr, 1958, in Dorr, 1969), constituída de dolomitos, mármore, filito dolomítico, filito e lentes de formação ferrífera dolomítica. O ambiente de sedimentação das referidas unidades é muito discutido na literatura, sendo interpretado por Dorr (1969), como um ambiente marinho.

Grupo Piracicaba

O Grupo Piracicaba (Dorr *et al.*, 1957, in Dorr, 1969) é constituído predominantemente por metassedimentos clásticos e, em menor quantidade, por rochas metassedimentares químicas, em contatos intergradacionais. O ambiente deposicional do Grupo Piracicaba é plataformar, marcado inicialmente por sedimentos costeiros ou deltáicos, com indícios de uma gradual transgressão e regressão do mar. A idade de deposição do Grupo em questão é pouco conhecida, entretanto, insere-se entre os limites datados entre a Formação Gandarela e o Grupo Sabará, sugerida em 2,40 Ga (Renger *et al.*, 1994).

Essa unidade é dividida em quatro formações da base para o topo: 1) Formação Cercadinho (Pomerene, 1958, in Dorr, 1969), constituída por quartzitos ferruginosos, quartzitos, filitos sericíficos, filitos ferruginosos, metaconglomerados e lentes pequenas de dolomito. 2) Formação Fecho do Funil (Simmons, 1958, in Dorr, 1969), composta por filito dolomítico, filito, siltito e lentes de dolomito impuro. 3) Formação Taboões (Pomerene, 1958, in Dorr, 1969), constituída exclusivamente por ortoquartzitos. 4) Formação Barreiro (Pomerene, 1958, in Dorr, 1969), constituída por uma sequência de xistos, filitos e filitos grafitosos.

Grupo Sabará

O Grupo Sabará (Renger *et al.*, 1994), correspondente à Formação Sabará (Gair, 1958, in Dorr, 1969), é separado do Grupo Piracicaba por uma discordância erosiva. Os sedimentos dessa unidade foram depositados em uma bacia de ante-país durante a Orogenia Transamazônica (Renger *et al.*, 1994 e Alkmim & Marshak, 1998), interpretados como uma sequência do tipo *Flysh*.

Esta unidade é composta por xistos, filitos, quartzitos, metagrauvas, filitos carbonosos, metadiamicritos, metaconglomerados, formações ferríferas subordinadas e rochas metavulcânicas félsicas a intermediárias.

Segundo Renger *et al.* (1994), a idade máxima do Grupo Sabará é balizada por um cristal de zircão detrítico com 2,124 Ga. (Machado *et al.*, 1992), idade coincidente com o Evento Transamazônico.

6.2.3. Suíte Gabro-Diorítica

Os dioritos e gabros formam um alinhamento que bordeja a Serra de Bom Sucesso a sudeste (Fig. 4). São corpos pré-tectônicos exibindo bordas e faixas internas muito deformadas e núcleos preservados.

Os dioritos apresentam a seguinte composição mineralógica: 40 a 50% andesina fortemente epidotizada, 10 a 20% hornblenda, 5 a 15% quartzo, 3 a 10% microclina, e 1 a 4% biotita. Os gabros têm a mesma composição, mas com uma proporção maior de anfibólio, magnetita e ausência de quartzo (Quéméneur *et al.*, 2003).

6.2.4. Suíte TTG

É composta por dois plútons, o Meta-granito Tabuões e o Meta-granito Cassiterita, somados a vários outros corpos graníticos na região.

META-GRANITO TABUÕES

O meta-granito Tabuões cobre uma superfície ovalada adjacente à borda NE da Serra de Bom Sucesso. O meta-granito apresenta-se como uma rocha leucocrática a mesocrática, cinza clara, grão fino a médio, localmente porfirítica, com fenocristais de oligoclásio. Petrograficamente, o meta-granito é constituído por 50 a 60% ortoclásio (An22-An26), 25 a 30% quartzo, 5 a 10% microclina, e 5 a 8% biotita verde. A distribuição dos elementos traço é típica de um TTG com teores em TiO₂ e Ba relativamente baixos (Quéméneur *et al.*, 2003). Teixeira e Martins (1996) definiram a idade do meta-granito como 2,2 Ga (Rb-Sr).

META-GRANITO CASSITERITA OU DE CONCEIÇÃO DA BARRA

Segundo Quéméneur *et al.* (2003), o meta-granito Cassiterita aflora a sudeste da Serra de Bom Sucesso. Sua composição mineralógica é idêntica à do meta-granito Tabuões, mas com textura gnaíssica. Do ponto de vista geoquímico, ele apresenta uma grande similitude como o meta-granito Tabuões. O meta-granito Tabuões apresenta um carácter mais mantélico do que o meta-granito Cassiterita e corresponde, possivelmente, a um magma diferente como sugerido pelos dados geocronológicos e estruturais. o corpo de Cassiterita seria ligeiramente mais antigo do que o meta-granito Tabuões (Quéméneur *et al.*, 2003).

6.3. ARCABOUÇO ESTRUTURAL

A sobreposição de três eventos tectônicos principais marca a atual estruturação da região. O primeiro evento é arqueano, responsável pela formação dos terrenos Granito-*Greenstones*. Tal evento é evidenciado por dobras abertas a isoclinais e uma foliação de direção aproximadamente N-S (Romano, 1989). O segundo evento (Transamazônico - Brito Neves *et al.*, 1980) é de idade Paleoproterozóica, marcado por uma fase colisional e uma extensional. A fase colisional é responsável pela formação de um cinturão de dobramentos e empurrões de direção NE-SW e vergência para NW, com o desenvolvimento de uma foliação com mergulho para SE (Alkmim & Marshak, 1998). A fase extensional é responsável pelo soergimento relativo dos domos em relação às rochas supracrustais, com geração de zonas de cisalhamento e falhas normais no contato entre as rochas (Alkmim & Marshak, 1998).

O último evento é de idade Neoproterozóica e inclui, na porção norte do Cinturão Mineiro, uma série de dobramentos e falhas de empurrões com vergência para W. As tramas tectônicas penetrativas relacionadas a esse evento sobrepõem estruturas pré-existentes na região leste do Cinturão Mineiro (Fig. 5), o que mostra um traço de foliação com *trend* aproximadamente N-S (Rosière *et al.*, 2001). Na porção sul do Cinturão Mineiro, a tectônica Neoproterozóica afeta principalmente as unidades meso e neoproterozóicas, com intensidade crescente de norte para sul e traço de foliação com *trend* NE-SW (Quéméneur *et al.*, 2003).

Os três eventos tectônicos que marcam a atual estruturação da porção norte do Cinturão Mineiro, também atuaram na porção sul do cinturão. No entanto, a região sul é marcada pelo lineamento Jeceaba-Bom Sucesso, de direção NE-SW, que se estende do Sinclinal Moeda até a cidade de Lavras.

Segundo Campos & Carneiro (2008), o Lineamento Jeceaba-Bom Sucesso separa duas unidades crustais distintas, um continente Neoarqueano e um terreno de acreção Paleoproterozóico, de oeste para leste respectivamente. Tais unidades são consequência de

uma sucessão de episódios de acreção via subducção de placas em um ambiente de margem convergente, possivelmente envolvendo diferentes segmentos de um arco de ilhas e o continente consolidado no final do Neoarqueano. Para os referidos autores, a evolução tectônica paleoproterozóica na região sul do Cinturão Mineiro, pode ter ocorrido em três etapas (Fig. 6). Na primeira, ao mesmo tempo que uma subducção, de direção NE-SW, foi instalada, um arco de ilhas foi evoluindo para SE. Na segunda etapa, uma colisão oblíqua arco-continente culminou em um deslocamento essencialmente horizontal e sinistral, de direção NE-SW, do arco de ilhas recentemente acrescido e do continente Neoarqueano. O deslocamento ocorreu marginalmente à plataforma marinha do continente Neoarqueano, onde estava encoberta pelos sedimentos do Supergrupo Minas. Este deslocamento corresponde ao lineamento Jeceaba-Bom Sucesso, que funcionou como uma zona de transferência de grandes dimensões. Na terceira e última etapa, o progresso desta convergência resultou na deformação e metamorfismo dos sedimentos da margem continental.

Quéméneur *et al.* (2003) identifica, na região da Serra de Bom Sucesso, a atuação de duas fases de deformação D_n e D_{n+1} que geraram as xistosidades S_n e S_{n+1} . D_n associa-se a empurrões e dobras isoclinais de eixo horizontal ou de baixo ângulo, paralelos à direção geral da serra, e com vergência para WNW. S_{n+1} é uma xistosidade plano axial de dobras em *chevron*. O eixo de tais dobras D_{n+1} apresenta um forte mergulho para SE. Essa fase D_{n+1} parece resultar do desenvolvimento das falhas transcorrência sinistral que limitam a serra.

Na porção sul do Cinturão Mineiro, a tectônica Neoproterozóica afeta principalmente as unidades meso e neoproterozóicas, com intensidade crescente de norte para sul e traço de foliação com *trend* NE-SW (Quéméneur *et al.*, 2003).

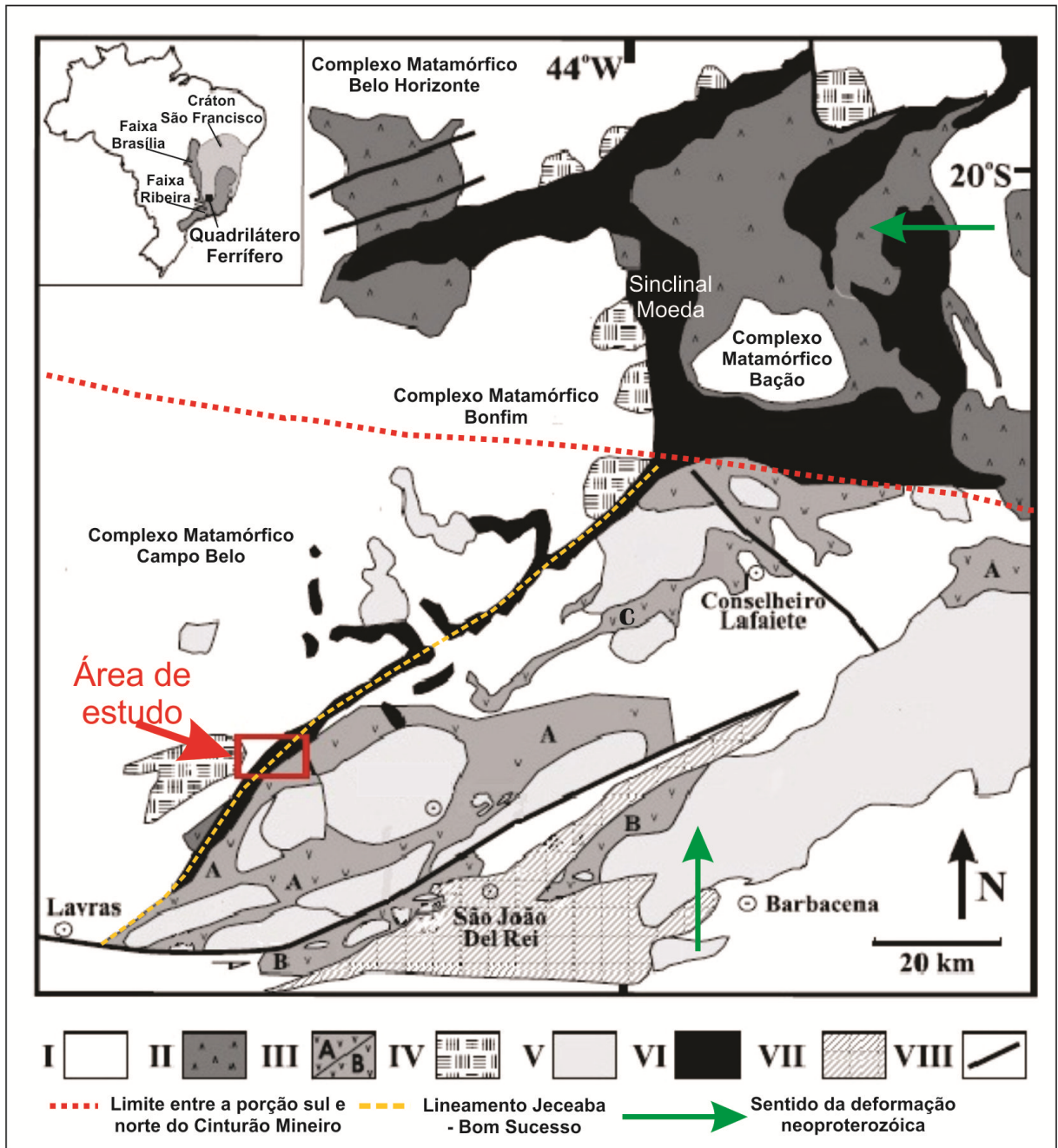


Figura 5: Mapa Geológico simplificado indicando porção norte e sul do Cinturão Mineiro, e sentido da deformação neoproterozóica (adaptado de Ávila *et al.*, 2003 in: Ávila *et al.*, 2006). I- Crosta Arqueana parcialmente retrabalhada no Paleoproterozóico. II- *Greenstone Belt* Rio das Velhas (Arqueano). III- *Greenstone Belt* Rio das Mortes (A), Nazareno (B) e Dores do Campo (C). IV- Granitóides arqueanos. V- Pluton máficos e félsicos paleoproterozóicos. VI- Metassedimentos (Paleoproterozóico). VII- Seqüências supracrustais São João Del Rei, Carandaí (Mesoproterozóico), e Andrelândia (Neoproterozóico). VIII- Fotolineamentos.

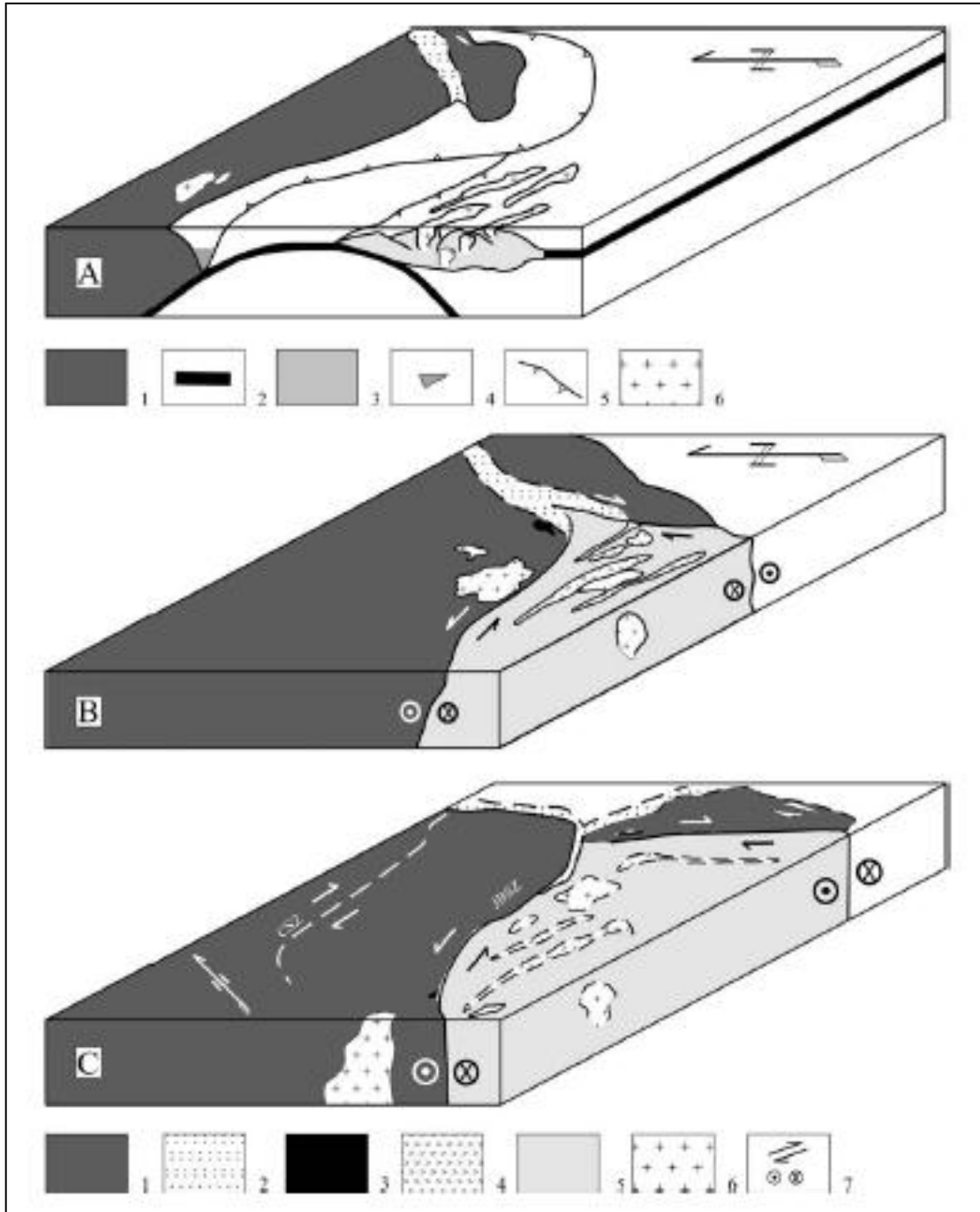


Figura 6: Evolução tectônica da porção sul do Cinturão Mineiro no Paleoproterozóico (Campos & Caneiro, 2008): (A) configuração pré-orogênese, margem convergente; (B) colisão oblíqua arco-continente; (C) configuração no final da terceira etapa de evolução. (A): 1- crosta continental, 2- crosta oceânica, 3- sedimentos do Supergrupo Minas, 4- rochas supracrustais paleoproterozóicas, 5- traço de subducção, 6- arco. (B e C): 1- paleocontinente Arqueano, 2- Supergrupo Minas, 3- rochas supracrustais Paleoproterozóicas (rochas meta-vulcano sedimentares), 4- granitóides pré-colisionais, 5- granitóides sin-colisionais, 6- granitóides pós-colisionais e 7- direção de movimento do bloco, CSZ = Zona de cisalhamento Cláudio e JBSZ = Zona de cisalhamento Jeceaba-BomSucesso.

6.4. METAMORFISMO

O grau metamórfico da porção norte do Cinturão Mineiro aumenta progressivamente da fácies xisto verde na região oeste e central, atinge a fácies almandina-anfibolito, na região leste (Dorr, 1964, *in* Dorr, 1969). Herz (1978) sugere duas unidades de metamorfismo paleoproterozóico, uma relacionada ao metamorfismo regional e outra ao metamorfismo de contato dos domos gnáissicos com as rochas supracrustais, o que individualiza, assim, três zonas metamórficas (clorita, biotita e estaurolita). O zonamento metamórfico distinto na porção norte do Cinturão Mineiro é acompanhado de um progressivo aumento no grau de deformação de oeste para leste (Rosière *et al.*, 2008).

Jordt-Evangelista *et al.* (1992) descreve a presença de auréolas metamórficas de contato em xistos do Grupo Sabará em Ibitité, próximo ao contato com o domo Belo Horizonte. Segundo esses autores, os metarenitos e filitos dão lugar à mica-xistos contendo os três polimorfos de Al_2SiO_5 . A presença de estaurolita e granada em xistos do Grupo Sabará foi também relatada por Pires (1995), que considerou o metamorfismo de contato devido a intrusões de rochas graníticas. No entanto, dados geocronológicos (Noce *et al.*, 1998) indicam que os corpos graníticos são mais antigos que o Supergrupo Minas, o que leva o autor a considerar que a fonte de calor seja atribuída a fenômenos de extensão crustal, descritos por Marshak *et al.* (1992).

A porção norte do Cinturão Mineiro é dividida em dois domínios estruturais principais, relacionados ao grau metamórfico e à deformação. O domínio de baixa deformação que ocupa a porção oeste compreende principalmente as zonas metamórficas da Grunerita e Cummingtonita. Apresenta megassinclinais bem preservados como estruturas regionais principais. O domínio leste, de alta deformação, compreende principalmente as zonas metamórficas da Actinolita-Tremolita e é marcado por empurrões e zonas de cisalhamentos transcorrentes, dobras isoclinais a apertadas, além de faixas miloníticas

(Chemale Jr. *et al.*, 1994). Pires (1995) sugere a divisão em três zonas metamórficas para a porção norte do Cinturão Mineiro, correlacionadas com as zonas da Grunerita, Cummingtonita, Actinolita e Tremolita-antofilita (Fig. 7).

Segundo Quéménéur *et al.* (2003), o lineamento Jeceaba-Bom Sucesso divide a porção sul do Cinturão Mineiro em dois domínios metamórficos distintos. O domínio oeste predomina um metamorfismo Arqueano e o domínio leste Paleoproterózoico. O metamorfismo Arqueano é de alto grau, anfíbolito alto na porção oriental desse domínio e granulito na porção ocidental. O fácies anfíbolito alto é caracterizado pelo desenvolvimento de oligoclásio, andesina, quartzo, biotita e hornblenda, na Unidade Gnássica do Complexo Metamórfico Campo Belo. O metamorfismo da fácies granulito afeta a porção ocidental do bloco oeste e é caracterizado pelo desenvolvimento de piroxênios, biotita titanífera (com cerca de 5% em TiO₂) e espinélio, na Unidade Metaultramáfica do Complexo Metamórfico Campo Belo. No domínio leste, Paleoproterózoico, o metamorfismo é de fácies anfíbolito, caracterizado nos anfíbolitos do Greenstone Belt do Rio das Mortes. Os anfíbolitos são constituídos por labradorita ou andesina + hornblenda + actinolita e pargasita + quartzo + titanita + biotita.

Em estudos petrográficos na Serra de Bom Sucesso, Quéménéur *et al.* (2003) evidencia três fases de metamorfismo, associadas ao desenvolvimento de três planos de xistosidade. A primeira fase, com crescimento de biotita, estauroлита e, talvez, sillimanita, associa-se à xistosidade Sn, desenvolvida durante uma primeira deformação Dn quase totalmente obliterada pela fase Dn+1. Nessa constata-se o crescimento de muscovita e biotita paralelas a uma xistosidade Sn+1, em condições de metamorfismo na fácies xisto verde. Ainda segundo esses autores a xistosidade Sn+2 é materializada por planos axiais de microdobras afetando Sn+1. Um plano de xistosidade Sn+2 desenvolve-se localmente, associado ao cisalhamento que delimita a serra e em regime metamórfico da fácies xisto

verde. Evidências de metamorfismo de contato associado ao meta-granito Tabuões ocorrem na borda ocidental desse maciço com a presença de biotita-muscovita xisto granatífero a sillimanita e estaurolita e lentes de rochas ultramáficas com rosetas de tremolita.

Na região da Serra de Bom Sucesso, o registro metamórfico da tectônica Neoproterozóica não é claro, com intensidade crescente de norte para sul, afeta principalmente a unidades meso e neoproterozóicas e caracteriza um metamorfismo regional progressivo, que vai do fácies xisto verde a granulito (Quéméneur *et al.*, 2003).

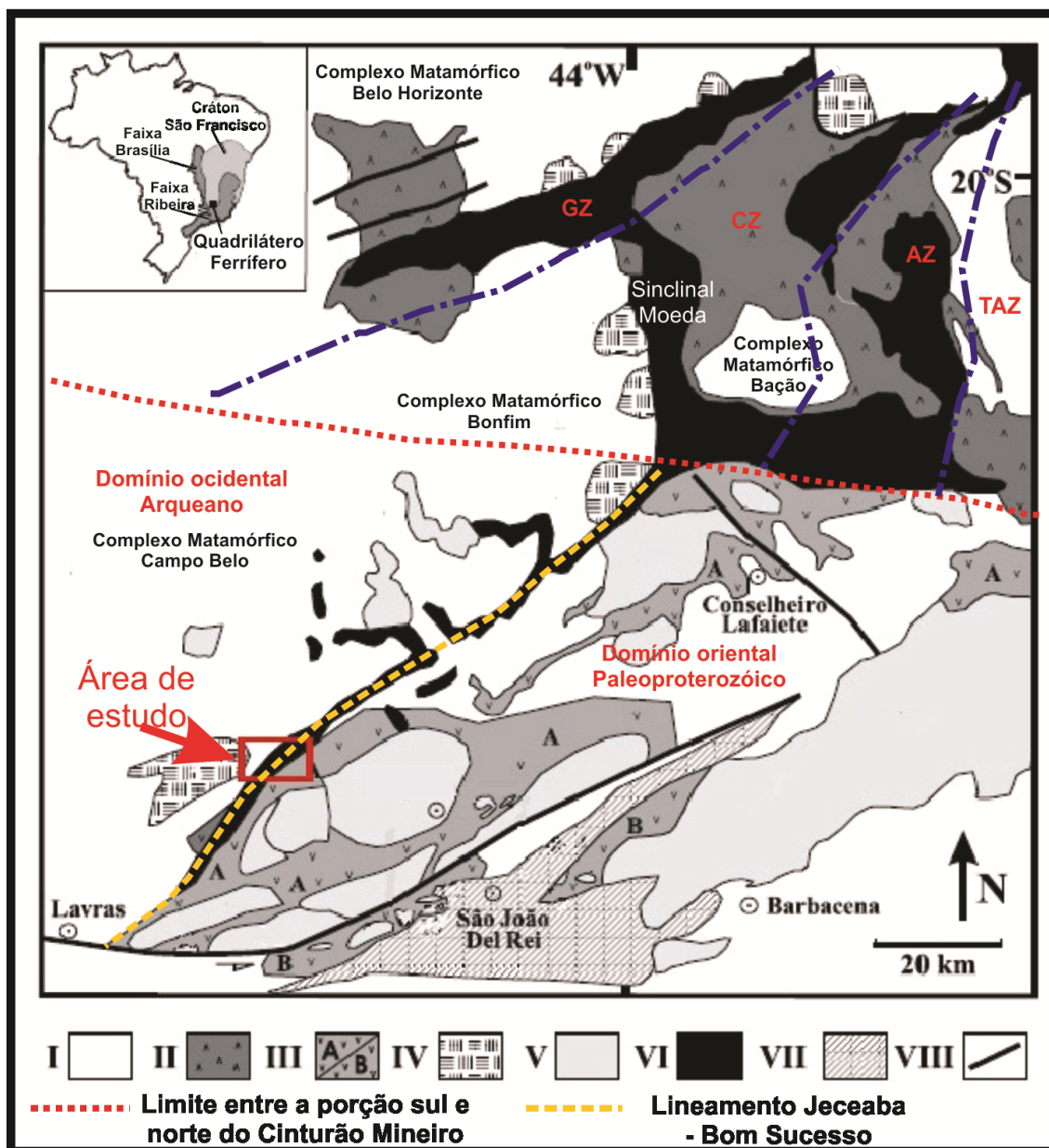


Figura 7: Mapa Geológico simplificado indicando porção norte e sul do Cinturão Mineiro, e zonas metamórficas (adaptado de Ávila *et al.*, 2003 in: Ávila *et al.*, 2006). I- Crusta Arqueana parcialmente retrabalhada no Paleoproterozóico. II- *Greenstone Belt* Rio das Velhas (Arqueano). III- *Greenstone Belt* Rio das Mortes (A) e Nazareno (B). IV- Granitoides arqueanos. V- Pluton máficos e félsicos paleoproterozóicos. VI- Metassedimentos (Paleoproterozóico). VII- Seqüências supracrustais São João Del Rei, Carandaí (Mesoproterozóico), e Andrelândia (Neoproterozóico). VIII- Estruturas maiores. TAZ = tremolita-antofilita; AZ = actinolita, CZ = cummingtonita e GZ = grunerita.

6.5. MODELOS DE EVOLUÇÃO TECTÔNICA REGIONAL

Entre 3,2 e 3,0 Ga ocorreu grande geração de crosta arqueana associada a uma acreção magmática progressiva, o que deu origem ao protólito do Gnaiss Belo Horizonte, parte do protólito do Gnaiss Bonfim, e metamorfismo de fácies granulito (Carneiro *et al.*, 1998; Teixeira *et al.*, 1996; Noce *et al.*, 1998).

O Ciclo Jequié, ocorrido entre 2,90 e 2,60 Ga, foi responsável pela consolidação dos terrenos granito-greenstone, proposto originalmente por Brito Neves *et al.* (1980). O resultado dessa orogênese neoarqueana foi a formação do Órogeno Rio das Velhas. Carneiro (1992) propõe a formação do Greenstone Belt Rio das Velhas concomitante ao retrabalhamento da crosta arqueana juvenil, gera a individualização de corpos tonalíticos, granodioríticos e graníticos, entre 2,78 e 2,77 Ga. O período final da evolução é marcado por intrusões graníticas de 2,60 Ga (Romano, 1989; Romano *et al.*, 1991; Machado *et al.*, 1992; Machado & Carneiro, 1992; Noce *et al.*, 1998).

Para Alkmim & Marshak (1998), a formação dos terrenos Granito-Greenstone se deu a partir dos complexos Granito-Gnáissicos, que serviram de embasamento para a sequência Rio das Velhas. Concomitantemente a essa fase ocorreu plutonismo intermediário, que evoluiu para um sistema de domos e quilhas. Desse modo, foram edificadas os complexos metamórficos Campo Belo, Belo Horizonte, Caeté, Bonfim e Passa Tempo, cuja estabilização tectônica se deu no neoarqueano (Noce *et al.*, 1997).

Entre 2,60 – 2,40 Ga um evento extensional (Renger *et al.*, 1994) teria instalado um rift continental que evoluiu para uma bacia de margem passiva, evidenciado pela distribuição das fácies e ambientes deposicionais dos grupos Caraça, Itabira e Piracicaba.

O Evento Transamazônico pode ser dividido em duas fases (Fig. 8), uma colisional (2,125 Ga) e outra extensional (2,095 Ga) (Alkmim & Marshak, 1998). A fase colisional resultou no fechamento da Bacia Minas, juntamente com a deposição do Grupo Sabará. Nesse

contexto, os greenstone belts representam partes de prismas acrescionários da crosta arqueana. Nessa fase formou-se um cinturão de dobramentos e empurrões denominado Cinturão Mineiro (Teixeira & Figueiredo, 1991). A fase extensional, por sua vez, é originada pelo colapso orogênico, e forma um novo sistema de domos e quilhas que cortaram e reativaram o sistema arqueano. Essas depressões formaram bacias nas quais foi depositado o Grupo Itacolomi (Alkmim & Marshak, 1998).

Em torno de 1,75 Ga, as massas continentais que foram reunidas durante a Orogenia Transamazônica sofreram um processo de rifteamento, associados com magmatismo bimodal (Brito Neves *et al.*, 1996).

Na porção SE da parte meridional do Cráton São Francisco, a Orogênese Transamazônica produziu uma série de rochas plutônicas peraluminosas e cálcio-alcalinas, e induziu um metamorfismo regional nas rochas supracrustais do Supergrupo Minas, assim como em parte do embasamento cristalino Arqueano (Noce *et al.*, 1997).

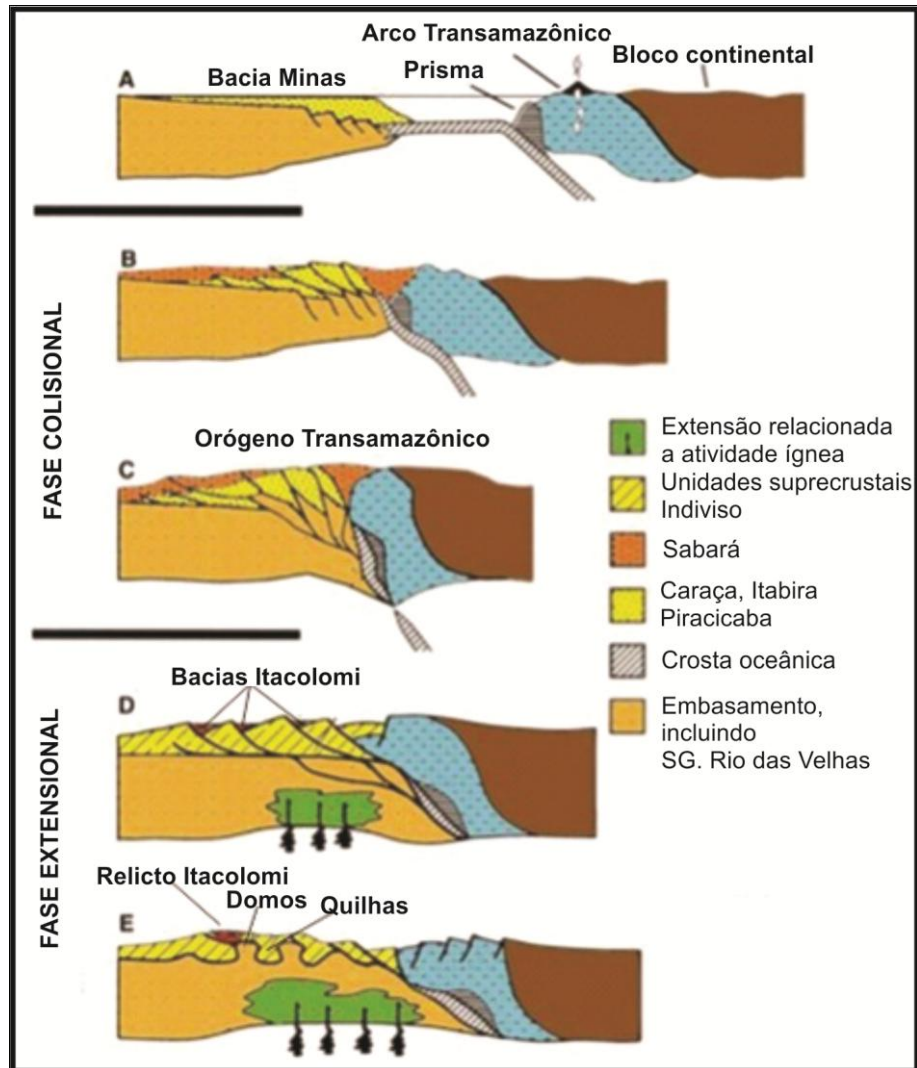


Figura 8: Modelo de evolução tectônica do Quadrilátero Ferrífero durante a Orogenia Transamazônica (Alkmim & Marshak, 1998).

7. FORMAÇÕES FERRÍFERAS PRÉ-CAMBRIANAS

7.1. DEFINIÇÃO E CLASSIFICAÇÕES

O termo “Formação ferrífera” foi originalmente usado, na região do Lago Superior (EUA), em referência a rochas ricas em ferro de origem sedimentar. Essas rochas geralmente contêm camadas finas ou lâminas de chert, que se alternam com camadas constituídas essencialmente de um mineral rico em ferro. No entanto, em diversas formações ferríferas no

mundo, camadas ou lâminas de chert podem não ocorrer. Do mesmo modo, o ferro pode ocorrer na forma de óxidos (magnetita, martita, especularita, hematita vermelha (*soft red hematite*), silicatos (minnesotaita, siderita, clorita, grenalita, stilplomelana, grunerita, faialita) ou sulfeto (pirita) (James, 1954). James (1954) define “formação ferrífera” como uma rocha sedimentar química, tipicamente bandada e/ou laminada, com quantidade igual ou superior a 15% de ferro e, comumente, mas não obrigatoriamente, contendo camadas de chert.

As formações ferríferas receberam diferentes denominações em diversos continentes, como por exemplo, itabirito no Brasil, BHQ (*banded hematite quartzite*) na Índia, taconito na região do Lago Superior e jaspilite na Austrália. Diferentes alternativas de classificação de formações ferríferas foram elaboradas. No geral, levam em consideração aspectos como mineralogia, textura, estrutura, idade e rochas associadas. As de maior relevância estão descritas a seguir.

James (1954), ao estudar as formações ferríferas na região de Lago Superior, propôs uma divisão nas fácies óxido, sulfeto, carbonato e silicato (Fig. 9), como um modelo genético que prediz a localização das fácies sedimentares no ambiente marinho. Seu estudo, levou em consideração principalmente o potencial de oxi-redução do ambiente sedimentar. Esse modelo de fácies é baseado em experimentos físico-químicos, construídos a partir de diagramas de precipitação bivariantes (Eh e pH) com os campos de estabilidade dos minerais hematita, siderita e pirita, e por analogia, tais campos representariam de forma simplificada os ambientes marinhos de plataforma, talude e zona abissal próxima a centros exalativos, respectivamente. Embora os experimentos de James (1954) pudessem ser reproduzidos em laboratório, vários autores questionaram a inexistência de fatos suficientes para a aplicação do modelo na natureza. Trendall (1983) defendeu a utilização das “fácies de James” como termo de conotação descritiva, e não genética. Segundo essa divisão, a fácies sulfeto forma-se em águas profundas, onde Fe precipita pela ação bacteriana na forma de pirita. A fácies carbonato

e óxido formam-se na zona intermediária entre a porção anóxica e oxigenada da bacia, onde o ferro precipita-se no estado ferroso como siderita e ankerita (fácies carbonato) ou no estado férrico-ferroso como magnetita (fácies óxido). Já a fácies silicato não ocupa posição fixa, porém sugere-se que a posição mais favorável para sua deposição seria a zona limítrofe entre os campos da oxidação e redução.

Outra classificação, bastante difundida na literatura, é a de Gross (1973), que leva em consideração as características geológicas-geotectônicas das sequências que hospedam as formações ferríferas. O autor as divide em três tipos principais denominadas Lago Superior, Algoma e Rapitan (Fig. 10).

As formações ferríferas do tipo- Lago Superior são sedimentos químicos tipicamente bandados e/ou laminados, identificados pela alternância de estratos de óxidos de ferro intercaladas com estratos de quartzo (chert), carbonato ou sulfeto. Constituem extensas unidades geológicas, precipitadas principalmente durante o Paleoproterozoico em margens cratônicas, nas plataformas continentais marinhas e em bacias rasas do tipo *rift*. São tipicamente associadas a sedimentos com boa maturidade e sedimentos químicos, como quartzo arenito, dolomito, folhelho negro e argilito. Eventualmente as formações ferríferas do tipo Lago Superior podem ocorrer interdigitadas com estratos tufáceos e rochas vulcânicas (Gross, 1996)

As formações ferríferas do tipo Algoma são encontradas comumente em *greenstone belts* de idade arqueana, no registro geológico. Ocorrem associadas às sequências depositadas em ambiente marinho limitado por arco vulcânico de ilhas, em centros exalativos próximo à cadeia meso-oceânica na zona abissal e também em zonas extensionais ao longo de fraturas. Apresentam bandamento e/ou laminação identificado pela alternância de camadas de jaspe (chert impregnado com hematita microcristalina) ou quartzo, e camadas ricas em minerais de ferro, como magnetita, hematita, pirita, pirrotita, carbonatos e silicatos de Ferro. Ocorrem

associados a grauvascas, turbiditos, sedimentos metalíferos, em depósitos do tipo VMS (Gross, 1996).

As formações ferríferas do tipo Rapitan são associadas a sedimentos glaciais como diamictito, conglomerado, grauvasca, arenito e argilito incluindo *dropstones*. Ocorrem em seqüências do Proterozóico superior e Paleozóico inferior, depositadas em bacias do tipo *rift*.

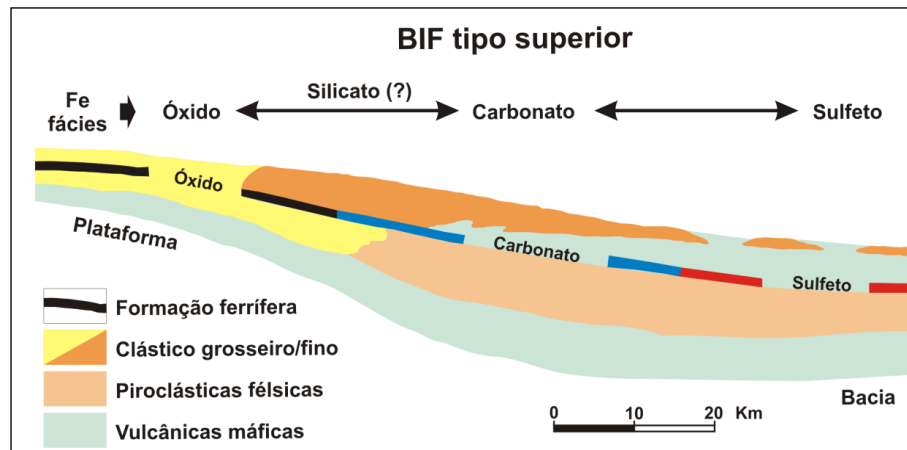


Figura 9: Seção esquemática da variação de fácies que ocorre em formações ferríferas, segundo James (1954). A composição do minério muda do litoral para o oceano, de óxidos ou silicatos de ferro, para carbonatos, e depois para sulfetos (Goodwin, 1973).

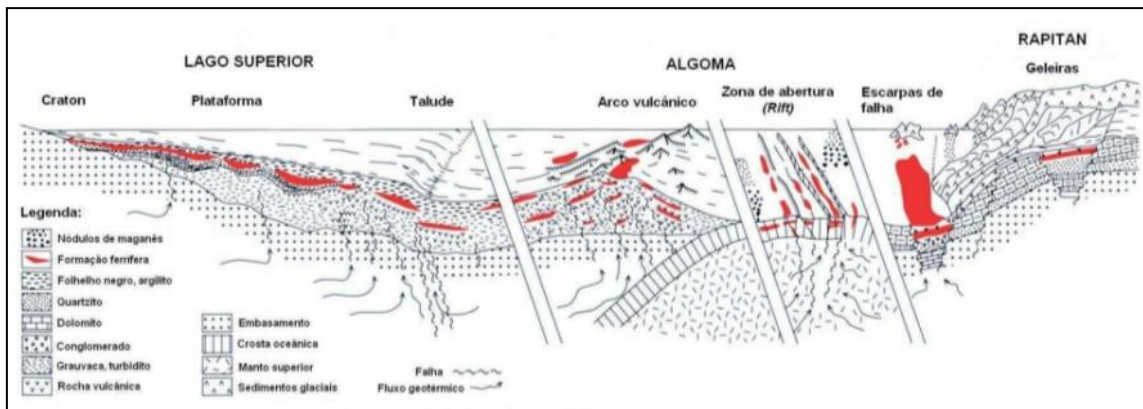


Figura 10: Classificação de Gross (1973) para as formações ferríferas e os ambientes tectônicos associados, desenho esquemático modificado de Gross (1996).

7.2. DISTRIBUIÇÃO TEMPORAL

A sequência mais antiga de formações ferríferas conhecida é a de Isua, de 3,8 Ga, localizada no oeste da Groelândia. A formação ferrífera de Isua é, segundo a classificação de Gross (1973), do tipo Algoma, o qual abrange do Eoarqueano ao final do Paleoproterozóico. Segundo James (1983), 90% das formações ferríferas pré-cambrianas estão restritas a um período anterior a 1,8 Ga, sendo que a maior parte dos depósitos de ferro formou-se em duas etapas distintas, em 2,8 Ga e entre 2,0 e 2,2 Ga. Já Gole & Klein (1981) acreditam que a deposição das formações ferríferas foi contínua e crescente, no intervalo de 3,7 até 1,8 Ga, de maneira similar ao diagrama da **Figura 11**, onde foi destacada a posição das formações ferríferas pertencentes ao Grupo Itabira e Formação Carajás.

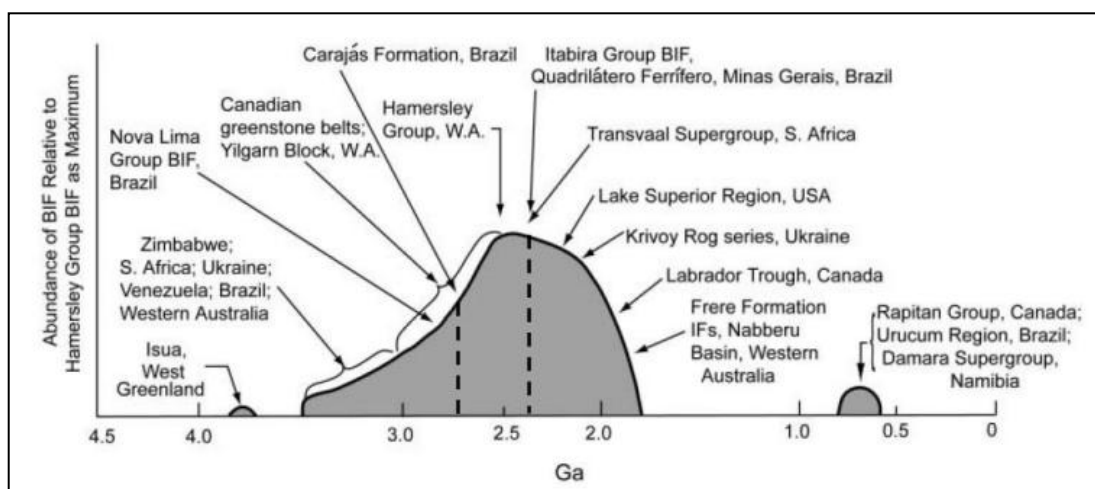


Figura 11: Diagrama esquemático mostrando o volume relativo das principais formações ferríferas do mundo em relação ao tempo (Klein, 2005).

Becker *et al.* (2010) supõem que processos tectônicos e a presença de megaplumas mantélicas impuseram um grande controle sobre a deposição e preservação de formações ferríferas. Tais autores sugerem que a deposição de grandes depósitos de formações ferríferas

corresponde aproximadamente em tempo com os maiores eventos de megaplumas mantélicas, eventos esses associados à quebra de megacontinentes.

No Arqueano, devido ao fato do vulcanismo ter sido muito mais intenso que no Pré-Cambriano, camadas de rochas extrusivas são muito mais numerosas e variações litofaciológicas são menos abundantes. Além disso, as formações ferríferas arqueanas geralmente apresentam metamorfismo e deformação de maiores magnitudes. O bandamento mostra-se, geralmente, mais regular nas formações ferríferas arqueanas e oólitos e grânulos são encontrados quase que exclusivamente em formações ferríferas proterozóicas (Klein, 2005).

As formações ferríferas do Neoproterozóico, depositadas cerca de 1250 Ma depois da deposição das principais formações ferríferas paleoproterozóicas, distinguem-se destas radicalmente em diversos aspectos. A associação a rochas glaciogênicas, como tilitos, varvitos e *dropstones* é a característica mais marcante das formações ferríferas neoproterozóicas (Klein & Beukes, 1993).

7.3. ORIGEM DAS FORMAÇÕES FERRÍFERAS

A distinção entre minerais primários e secundários em formações ferríferas é baseada, principalmente, em observações texturais e na compatibilidade química com ambientes de cristalização, sedimentares ou diagenéticos (James, 1954). No geral, cristais primários são muito mais finos que os formados na diagênese. Entretanto, muitas vezes a diagênese proporciona apenas uma recristalização sem mudança de composição, o que torna o parâmetro do tamanho dos grãos questionável. Minerais primários respeitam todas as estruturas e texturas sedimentares. Cristais formados discordantemente a estruturas sedimentares e cristais

que preenchem pequenas fraturas ou cavidades, geralmente têm origem diagenética (Clout & Simonson, 2005).

Muitas vezes, minerais formados por substituição apresentam-se como pseudomorfos, o que é um claro indicativo de origem secundária. Texturas reliquiares são bons indícios de mineralogia secundária. Grãos que variam em composição mineralógica são, também, ótimos indícios de que tipo de substituição ocorreu no ambiente diagenético e quais grupos aniônicos estavam reagindo com a rocha (Clout & Simonson, 2005).

Níveis de stilplomelano de grandes extensões devem ser interpretados como primários, uma vez que são típicos sedimentos piroclásticos que podem cobrir uma grande área da bacia sedimentar após explosões vulcânicas. A Distinção entre mineralogias diagenéticas e metamórficas em formações ferríferas metamorfasadas podem ser muito complicada, uma vez que a mineralogia simples das formações ferríferas resulta em fácies metamórficas pouco perceptíveis (Clout & Simonson, 2005).

Segundo Hammeijer (2003), as condições físico-químicas para a precipitação de silicatos e de carbonatos diferem-se bastante. Enquanto a sílica é mais solúvel em águas mais quentes, os carbonatos precipitam-se com mais facilidade nessa condição. A solubilidade da sílica não depende muito do pH.

No modelo proposto por Klein & Beukes (1989), de um antigo oceano estratificado (Fig. 12), um fácies carbonático precipitaria em porções mais rasas da bacia onde o teor de CO₂ dissolvido e as condições de temperatura seriam mais propícios. O fácies siderítico depositaria, em porções rasas, o bastante para que houvesse CO₂ suficiente e, profundas, o para que houvesse Fe⁺². O baixo pH no ambiente de precipitação do fácies siderítico pode ter sido consequência de atividade orgânica nas proximidades. A precipitação de silicatos se dá onde o ambiente é redutor para que o ferro esteja como Fe⁺² e haja saturação em sílica em função das condições físico-químicas.

O ambiente diagenético é, provavelmente, mais redutor que o ambiente sedimentar. Sem estarem em contato com o oceano relativamente rico em oxigênio, sedimentos ricos em matéria orgânica abaixam o pH e, juntamente com o aumento da pressão e da temperatura, mudam as condições físico-químicas. Como consequência ocorrem várias substituições mineralógicas (James, 1954). Na diagênese, silicatos são muitas vezes substituídos por carbonatos. Por sua vez, carbonatos são comumente substituídos por pirita. Minersotaíta comumente ocorre com hábito acicular em diferentes arranjos de cristais interceptando o bandamento primário de chert, quartzo granular, greenalita microcristalina, stilplomelano e carbonatos. A sílica, por ser mais solúvel a pressões mais altas, pode ser dissolvida e migrar para ambientes de menor pressão. A escala de tamanho desses ambientes pode variar muito desde interstícios entre cristais a grandes extratos (Klein, 2005).

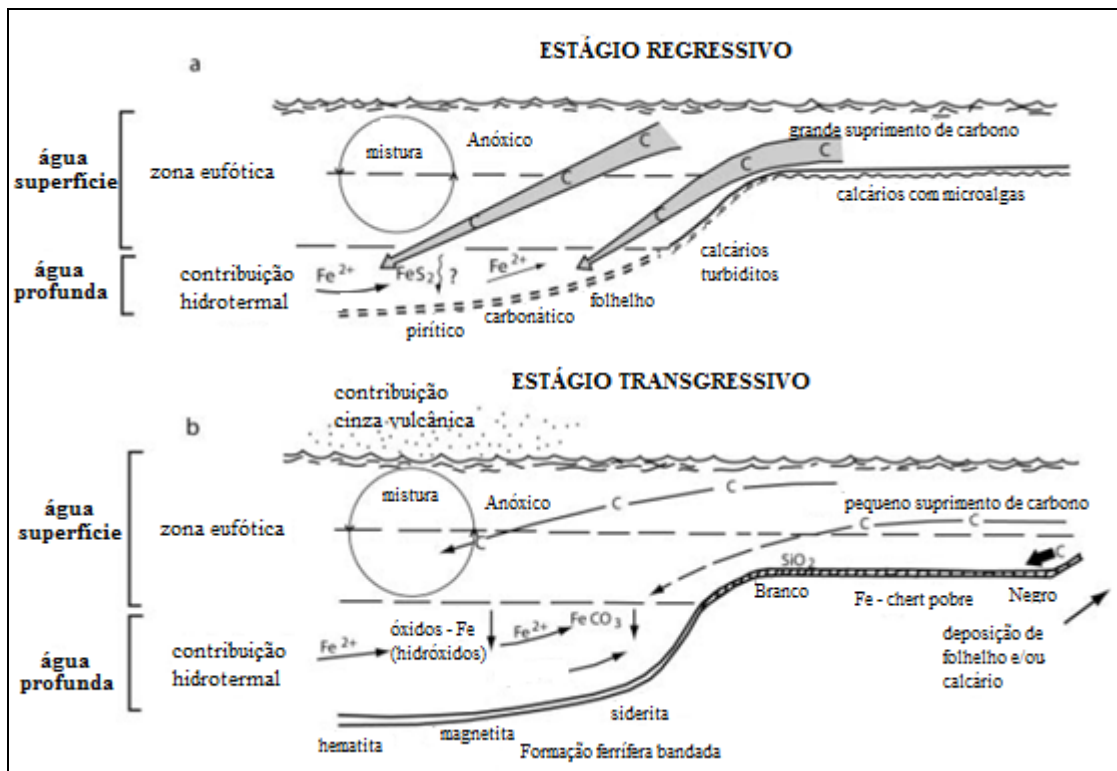


Figura 12: Esquema do ambiente deposicional para formações ferríferas e aquelas litofácies associadas no sistema marinho com coluna de água estratificada. Em (a), estágio regressivo e (b) estágio transgressivo. Em (a) a zona eufótica da plataforma continental profunda, permite deposição de calcários laminados com microalgas. Em (b) a zona eufótica esta consideravelmente acima do fundo da plataforma continental profunda, causando a deposição de vários tipos de formação ferrífera e chert. A seta espessa rotulada C (carbono) em (a) representa alta produtividade e suprimento de carbono, e a estreita seta em (b) representa a menor produção e suprimento de carbono. (Klein & Beukes, 1989).

8. GEOLOGIA DA SERRA DE BOM SUCESSO

Este capítulo aborda a geologia da área mapeada, apresentada no mapa geológico e seções representativas, no **Anexo I**. Os dados, as análises e interpretações dos aspectos petrográficos e estruturais serão descritos a seguir.

8.1. LITOESTRATIGRAFIA

Na região mapeada afloram as seguintes unidades geológicas: Complexo Campo Belo (Unidade Gnáissica e Unidade Anfibolítica), Meta-granito Bom Sucesso, Meta-anortosito, *Greenstone Belt* Rio das Mortes (GBRM), Sequência Metassedimentar Bom Sucesso (SMBS) e Meta-granito Tabuões (Fig. 13). A SMBS foi subdividida, da base para o topo, em três unidades litodêmicas: Lagoa da Prata, Formação Ferrífera Bandada Bom Sucesso e Tabuãozinho.

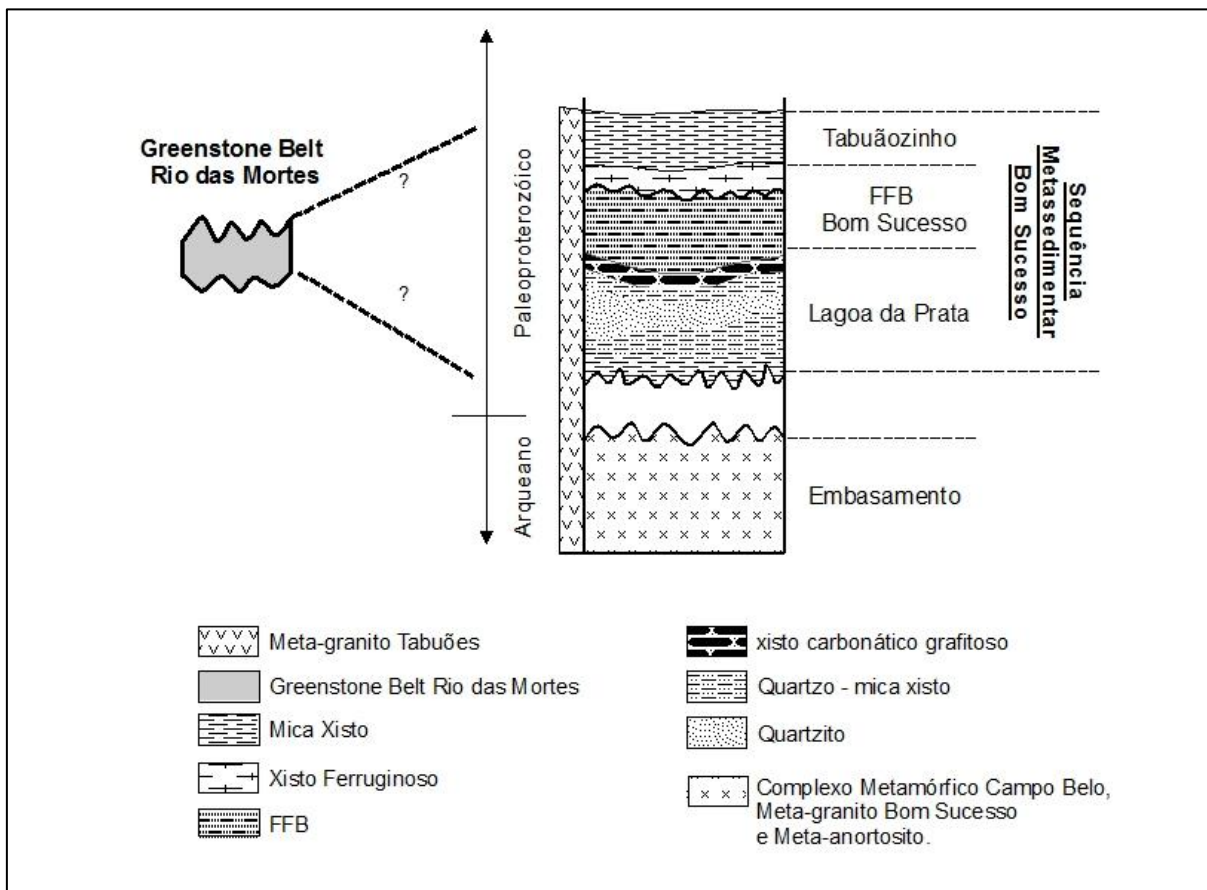


Figura 13: Coluna litoestratigráfica proposta para a região da Serra de Bom Sucesso.

8.1.1. Complexo Metamórfico Campo Belo (CMCB)

Segundo a classificação das unidades litodêmicas de Fernandes & Carneiro (2000), os dois tipos de unidades aflorantes da região, relacionados ao Complexo Metamórfico Campo Belo são: a Unidade Gnáissica e a Unidade Anfibolítica.

Unidade Gnáissica

A unidade Gnáissica é composta essencialmente por granitos-gnaisses e abrange aproximadamente 2% da área, aflorante em drenagens, lajedos e morros rochosos.

No extremo nordeste da área de estudo, ocorre um grande desnível topográfico que marca um contato tectônico da Unidade Gnáissica com a Unidade Metassedimentar e o meta-granito Tabuões. Esse contato é caracterizado por um lineamento estrutural fotointerpretado, de direção geral NW-SE, que trunca e limita a Serra de Bom Sucesso. Contatos discordantes também ocorrem ao norte com o meta-granito Tabuões (Fig. 14). É comum o leucossoma predominar nos afloramentos. É possível identificar corpos melanocráticos encaixados segundo o bandamento gnáissico, sob a forma de corpos descontínuos e de espessura variável (Fig. 15 a e b). Essas bandas possivelmente são paleossomas e apresentam estruturas reliquiares dobradas e *boudinadas* segundo o novo bandamento marcado pelo neossoma.

A Unidade Gnáissica tem composição granítica, saprólitos rosa a bege, com bandamento variando de centimétrico a decimétrico. Em lâminas delgadas, os leucossomas são compostos por quartzo (40%), feldspato potássico (microclina e ortoclásio – 30 %), plagioclásio (20 %), biotita e hornblenda (10% - Fig. 16), de granulação média a grossa (entre 0,1 mm a 1,5 mm). Os minerais acessórios são piroxênio, apatita, titanita e opaco. A mineralogia dos melanossomas, apenas caracterizada macroscopicamente, é composta por anfibólio, biotita e, em menores quantidades, quartzo e feldspato de granulação fina. Os minerais de alteração são principalmente produtos da saussuritização de plagioclásio e sericitização de ortoclásio.

A composição mineralógica dos minerais máficos, nessa unidade, pode variar por conter gnaisses em maior proporção em biotita, comum no extremo noroeste da área de estudo, e gnaisses em maior proporção em hornblenda, predominante na região sudoeste, fora da área mapeada e próximo ao município de Bom Sucesso.

A foliação nos gnaisses é materializada por hornblenda e biotita, entretanto a trama varia de granolepidoblástica a granonematoblástica, característica que depende da proporção de minerais lamelares (biotita) e prismáticos (anfíbólio) (Fig. 17). O quartzo apresenta extinção ondulante e está alongado ao longo da foliação. Cristais de feldspato apresentam maclas deformadas e interrompidas e também estão alongados segundo a foliação. Os contatos intergranulares variam de poligonal a interlobado.

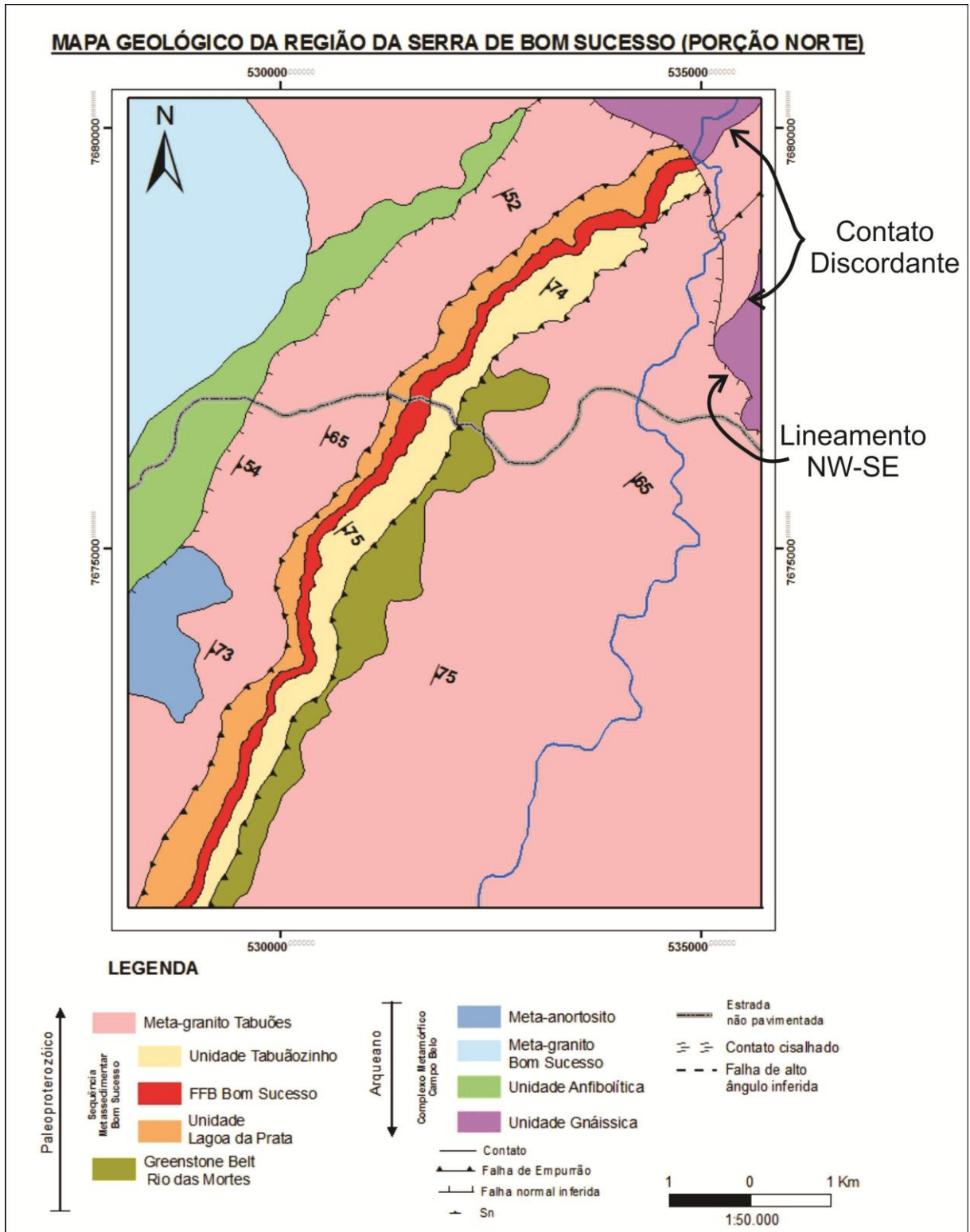


Figura 14: Mapa geológico da região da Serra de Bom Sucesso, mostrando lineamento NW-SE e contato intrusivo da Unidade Gnáissica com o meta-granito Tabuões, a norte, e com o meta-granito Bom Sucesso a oeste.

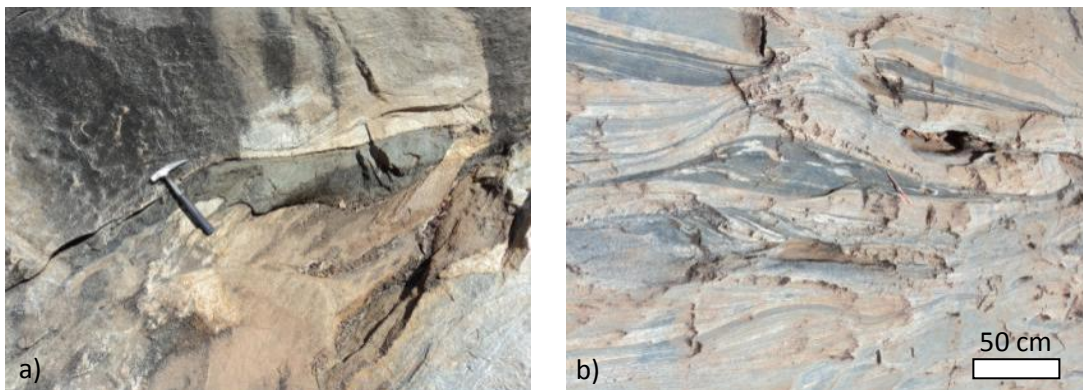


Figura 15: a) Corpos descontínuos de anfibolito em gnaiss. Visada para NW. b) Paleossoma em gnaiss, com estrutura reliquiar dobrada, boudinadas e estiradas. UTM: 534721/7680287 (mesmo afloramento, visada para NW).

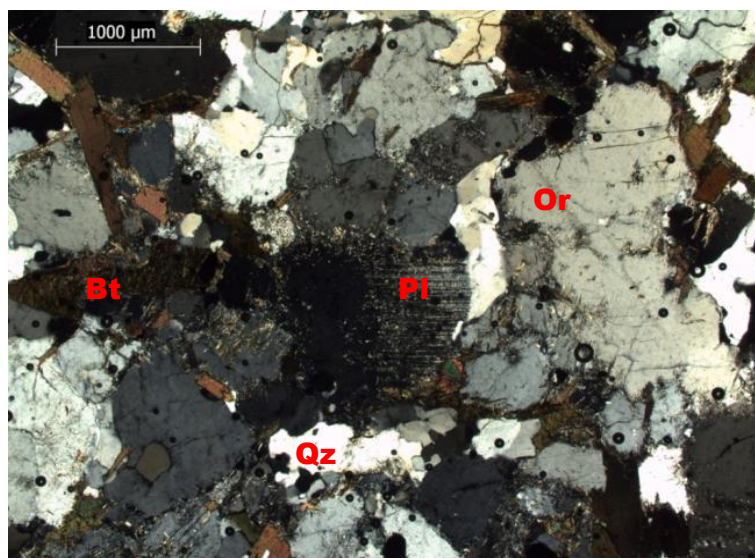


Figura 16: Fotomicrografia do gnaiss, mostrando quartzo (Qz), plagioclásio (Pl), ortoclásio (Or) e biotita (Bt). Nicóis cruzados. UTM: 537184/7680457.

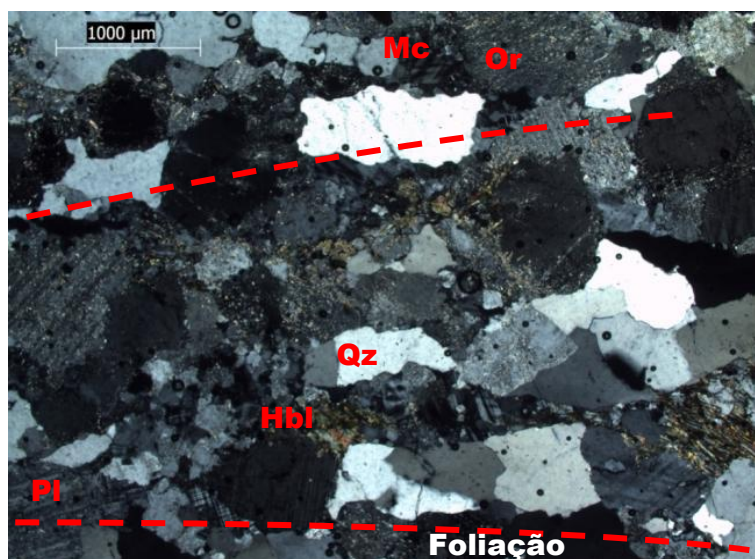


Figura 17: Fotomicrografia do anfibólito gnaiss evidenciando foliação (linha pontilhada vermelha) e quartzo (Qz), plagioclásio (Pl), ortoclásio (Or), microclina (Mc) e hornblenda (Hbl). Nicóis cruzados. UTM: 537184/7680457.

Unidade Anfibolítica

A unidade anfibolítica perfaz 8% da área mapeada, é composta por um único corpo de anfibolito disposto em uma faixa alongada, de direção NE-SW, a oeste da Serra de Bom Sucesso. Ocorre em regiões de baixo relevo e forma pequenos morrotes arredondados.

O contato dessa unidade com os litotipos adjacentes não estão expostos devido ao espesso manto de alteração. No entanto, o anfibolito é limitado na sua margem leste por um lineamento estrutural, foto interpretado, de direção NE-SW.

Anfibolitos são comuns no contexto regional da área e são caracterizados por Fernandes & Carneiro (2000) como bandas anfibolíticas remobilizadas do gnaiss. Outra hipótese seria que esse anfibolito seja um dique que intrude o Complexo Metamórfico Campo Belo. Não é possível, até o momento, determinar se tal corpo é anterior ou posterior à intrusão do meta-granito Bom Sucesso.

O anfibolito é melanocrático, formado por hornblenda de granulação média a grossa (0,1 mm a 1,5 mm) e, subordinadamente, por plagioclásio e quartzo de granulação fina (Fig. 18). Os minerais acessórios são clinopiroxênio e opacos, com saussuritização do plagioclásio.

A trama é granonematoblástica marcada pela orientação preferencial de hornblenda, plagioclásio e quartzo, com cristais em contatos poligonais. No entanto, aglomerados de hornblenda formam uma foliação reliquiar que está dobrada e é obliterada pela recristalização de novos grãos de hornblenda e reorientação de plagioclásio e quartzo (Fig. 19).



Figura 18: Fotomicrografia do anfibolito mostrando hornblenda (Hbl), plagioclásio (Pl) e quartzo (Qz). Nicóis paralelos . UTM: 529163/7675972.

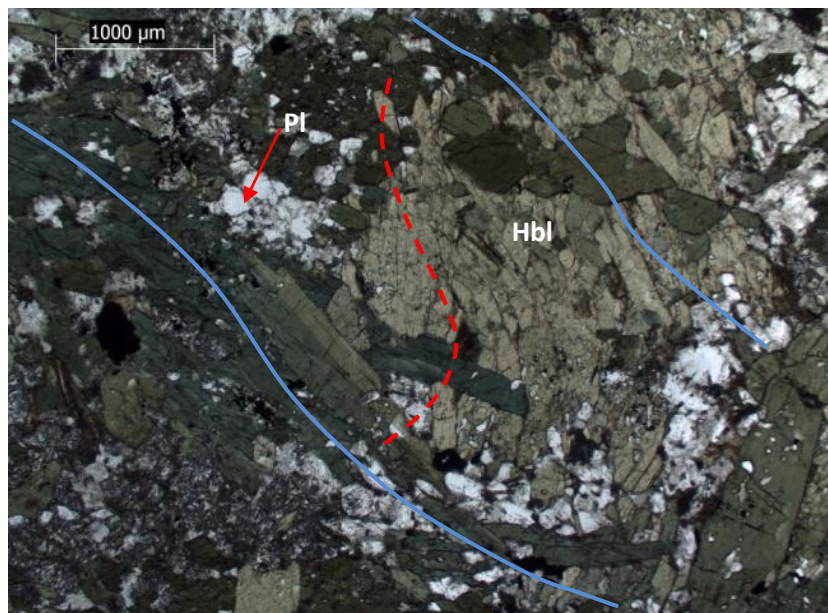


Figura 19: Fotomicrografia do anfibolito mostrando foliação principal (linha contínua azul) e foliação reliquiar (linha pontilhada vermelha) dobrada, rotacionada e que é obliterada pela recristalização e reorientação mineral. Nicóis cruzados. UTM: 529163/7675972.

8.1.2. Meta-granito Bom Sucesso

O meta-granito Bom Sucesso perfaz cerca de 20% da área e aflora na extremidade noroeste do mapa. Os contatos do litotipo em questão não foram observados. No entanto, Quémeneur *et al* (2003) o descreve como um corpo intrusivo no Complexo Metamórfico Campo Belo.

Essa rocha pode ser caracterizada como meta-biotita granito foliado, cinza azulado, quando são, onde é aflorante em lajedos e morros rochosos de superfície arredodada (Fig. 20a e b).

Ao microscópio, o meta-meta-granito possui trama granoblástica, de granulação fina a média (0,01 mm a 1,00 mm), com cristais de quartzo, feldspato potássico e plagioclásio, de granulação grossa, subordinados. A mineralogia essencial é composta por quartzo, ortoclásio, plagioclásio, microclina e biotita (Fig. 21). Anfibólio, clinopiroxênio, apatita e zircão são acessórios. Sericitização de ortoclásio, gerando sericita, e saussuritização de plagioclásio, gerando carbonato, são os principais processos de alteração.

A foliação é marcada pela orientação de biotita, feldspatos e quartzo alongado. Extinção ondulante é comum em quartzo e plagioclásio apresenta maclas deformadas e interrompidas. Os contatos intergranulares são interlobados a poligonais.



Figura 20: a) Afloramento do meta-granito Bom Sucesso UTM: 527021/7677373 b) Meta-biotita granito foliado. UTM: 525742/7677165.

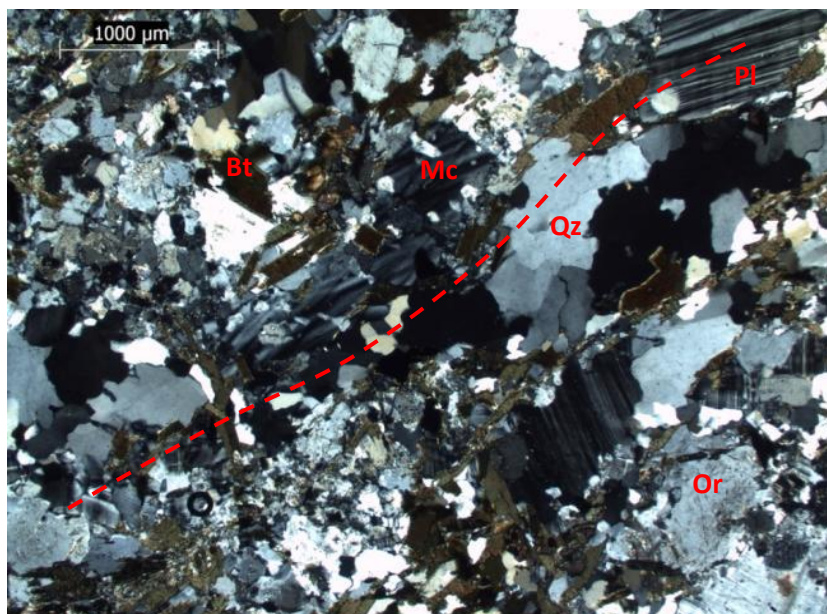


Figura 21: Fotomicrografia do meta-granito Bom Sucesso, mostrando quartzo (Qz), microclina (Mc), plagioclásio (Pl), ortoclásio (Or) e biotita (Bt). Evidenciando foliação (pontilhado vermelho) marcada pela orientação dos minerais. Nicóis cruzados. UTM: 526328/7675717.

8.1.3. Meta-anortosito

A unidade Meta-anortosito perfaz cerca de 2% da área, aflorante na região oeste do mapa, entre a Serra de Bom Sucesso e a cidade homônima. Os afloramentos são blocos ou pequenos lajedos de rochas menos intemperizadas.

O anortosito constitui um plúton isolado, metamorfisado, no qual preserva uma marcante textura ígnea cumulática de cristais euédricos a subédricos de feldspato centimétricos (até 3 cm) emersos em uma matriz de granulação fina (Fig. 22a e b).

Ao microscópio essa rocha apresenta na matriz trama granonematoblástica, de granulação fina (0,04 mm). A mineralogia essencial é constituída por 40% plagioclásio, 50% epidoto, 5% hornblenda e 5% quartzo. Piroxênio ocorre como mineral acessório (Fig. 23). Os cúmulos são exclusivamente de plagioclásio intensamente substituídos por epidoto (Fig. 24). A matriz é composta por plagioclásio, hornblenda e quartzo, de granulação fina e orientados

formando a xistosidade. Os contatos intergranulares são interlobados a poligonais. Extinção ondulante é comum em quartzo e plagioclásio apresenta maclas deformadas e interrompidas.



Figura 22: a) Textura cumulática do anortosito. UTM: 528359/7673419 b) Detalhe da figura 22a.

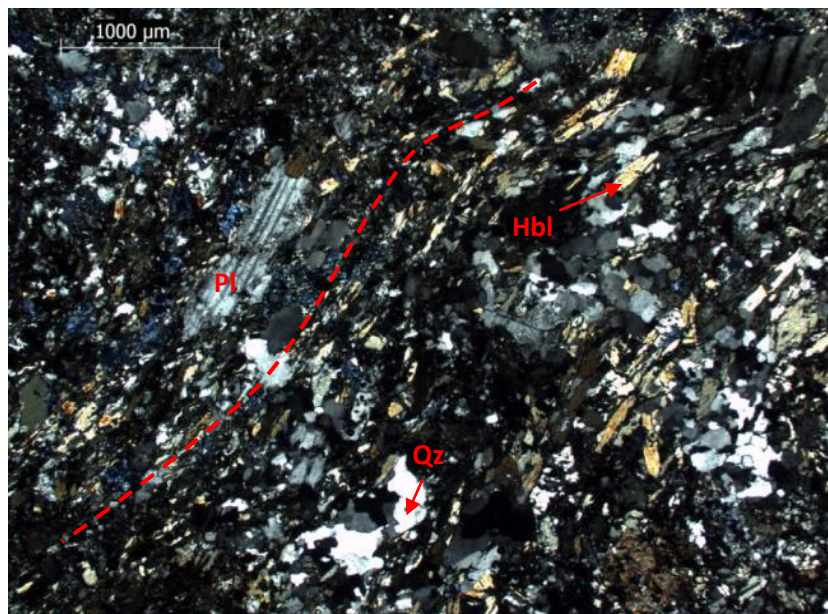


Figura 23: Fotomicrografia da matriz do anortosito, mostrando quartzo (qz), plagioclásio (Pl) e hornblenda (Hbl), e foliação penetrativa (pontilhado vermelho), marcada pela orientação dos minerais. Nicóis cruzados. UTM : 527785/7674126.

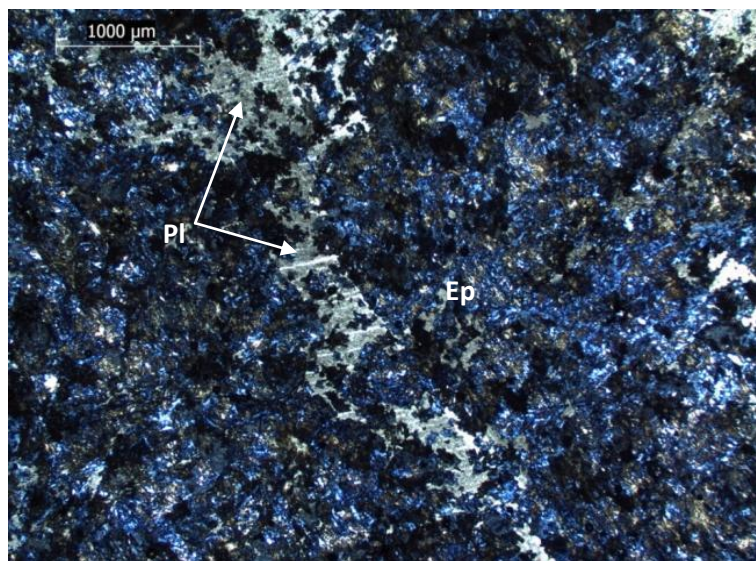


Figura 24: Fotomicrografia da porção central dos cúmulos de plagioclásio (Pl) intensamente substituídos por epidoto (Ep). Nicóis cruzados. UTM : 527785/7674126.

8.1.4. Greenstone Belt Rio das Mortes (GBRM)

O *Greenstone Belt* Rio das Mortes ocorre como uma faixa ligeiramente alongada, de direção NE-SW, adjacente à encosta leste da Serra de Bom Sucesso, e representa 2% da área mapeada. Os contatos de tal unidade, na área mapeada, não são aflorantes.

Foram observados apenas metabasaltos xistosos meso- a melanocráticos (Fig. 25a), trama nematoblástica e granulação média (0,1 a 1 mm). A mineralogia essencial é composta por tremolita e plagioclásio muito saussuritizado (25b) e estão orientados segundo à foliação principal (S1). Quartzo e opacos ocorrem como minerais acessórios. Próximo aos contatos com o Meta-granito Tabuões ocorre antofilita-gedrita granada xisto (Fig. 26a), com granada de granulação grossa (> 2,00 mm) e alongada segundo a foliação principal (S1). Ao microscópio essa rocha tem mineralogia principal composta por antofilita-gedrita, cummingtonita-grunerita, granada, cordierita e quartzo. A antofilita ocorre com textura decussada (Fig. 26b), de granulação grossa (~ 2 mm). A granada está envolta pela foliação e os poiquiloblóstos de quartzo não indicam rotação ou deflexão da xistosidade. A cordierita

está marginal e pinitizada. A foliação principal (S1) é caracterizada por cummingtonita-grunerita, cordierita e quartzo alongados.

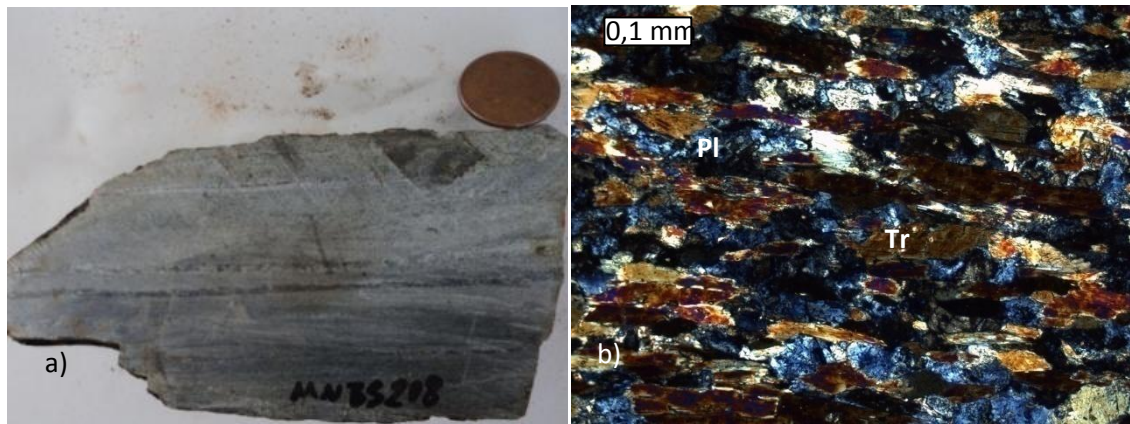


Figura 25: a) Metabasalto mesocrático. UTM: 531569/7674724 b) Fotomicrografia de metabasalto com tramolita (Tr) e plagioclásio (Pl) muito epidotizado, orientados segundo à foliação principal (S1).

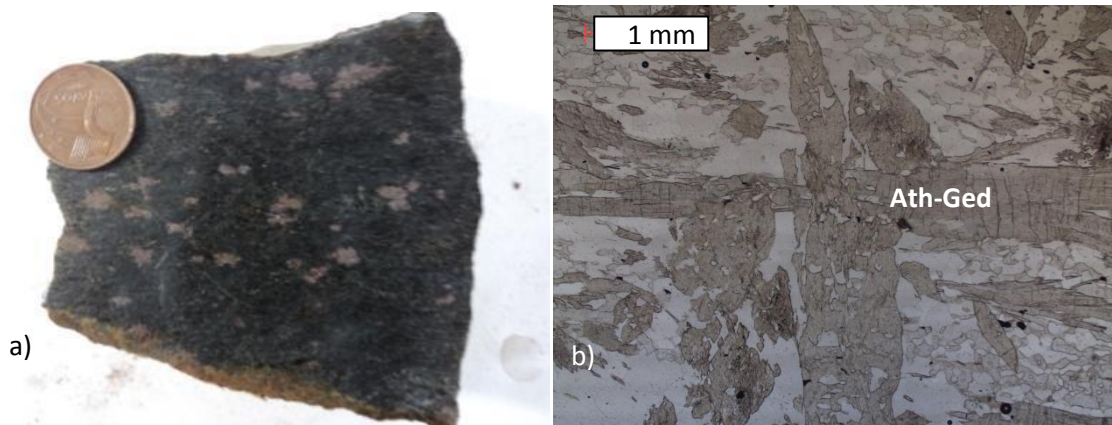


Figura 26: a) Metabasalto melanocrático granatífero, com granada de granulação grossa e alongada segundo à foliação principal (S1) UTM: 531569/7674724 b) fotomicrografia do metabasalto melanocrático granatífero evidenciando antofilita (Ath-Ged) de granulação grossa e textura decussada.

8.1.5. Sequência Metassedimentar Bom Sucesso (SMBS)

A Sequência Metassedimentar Bom Sucesso foi subdividida, neste trabalho, em três unidades, da base para o topo denominadas Lagoa da Prata, Formação Ferrífera Bandada Bom Sucesso e Tabuãozinho. Está disposta em faixas alongadas de direção predominantemente NE-SW, que define a morfologia da Serra de Bom Sucesso. A sequência é limitada por um contato discordante com o Meta-granito Tabuões e por um contato tectônico com o Greenstone Belt Rio das Mortes. Os litotipos que compõem a sequência possuem grandes variações de espessura (Fig 27) e ocupam a região central da área mapeada, perfazendo 8% da mesma.

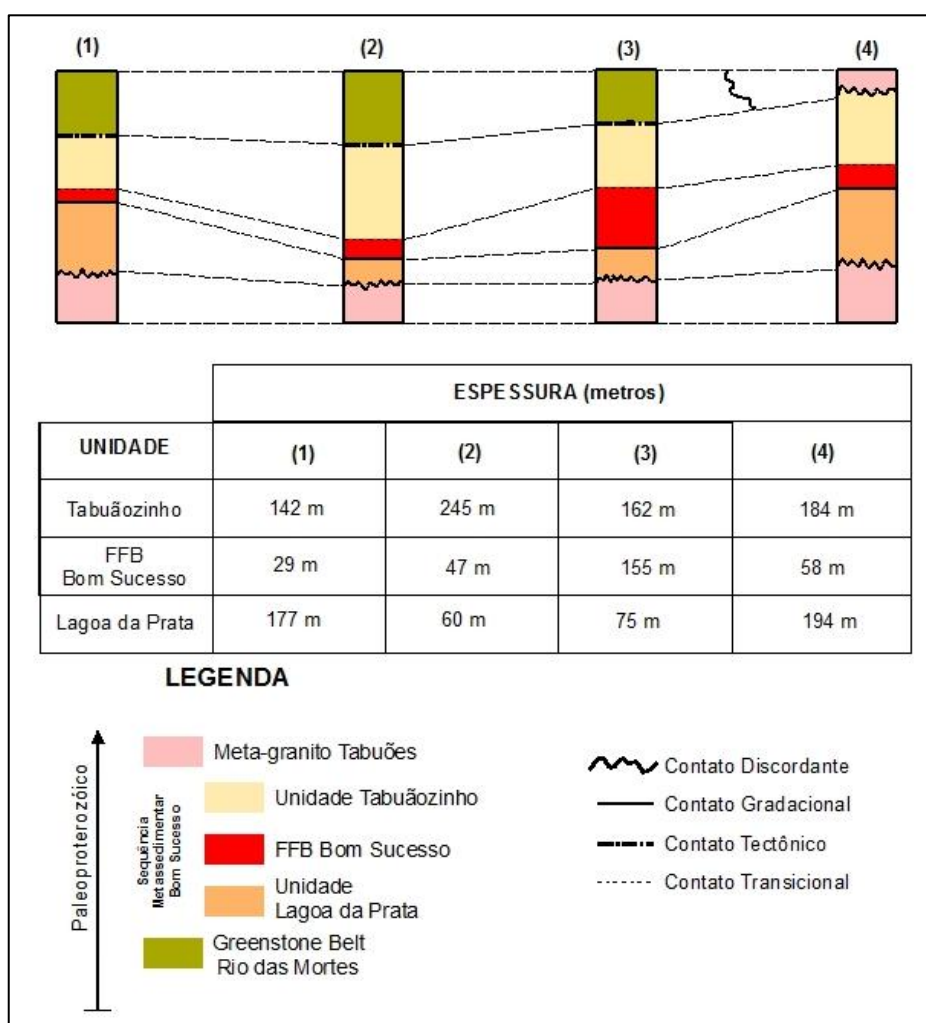


Figura 27: Colunas litoestratigráficas simplificadas, de quatro perfis distintos, evidenciando a variação das espessuras reais das unidades que compõem a Sequência Metassedimentar Bom Sucesso.

Unidade Lagoa da Prata

A unidade Lagoa da Prata é constituída por uma associação de xistos e quartzitos e aflora na vertente oeste da Serra de Bom Sucesso formando escarpas íngremes. A espessura mínima dessa sequência é estimada em 200 m.

Os litotipos caracterizam uma sequência, da base para o topo, de mica xisto, quartzo-mica xisto, mica-quartzo xisto, quartzito micáceo (Fig. 28a) e quartzito, em geral de granulação fina a média (0,01 mm a 1,00 mm). Os xistos têm contatos, laterais e verticais, gradacionais e são de espessura muito variável ao longo da unidade. Possuem espessuras variáveis de escala centimétrica a métrica. Os xistos são cinza e bege se pouco alterados, ora avermelhados e rosados se intemperizados (Fig. 28b). Os litotipos foram denominados de acordo com a tabela 2, baseando-se na proporção relativa de quartzo.

Denominação	Porcentagem (%) relativa de Quartzo
Mica xisto	0 %
Quartzo-mica xisto	< 50 %
Mica-quartzo xisto	< 80% e >50%
Quartzito micáceo	< 100 % e > 80%
Quartzito	= 100%

Tabela 2: Tabela de caracterização da sequência de litotipos da Unidade Lagoa da Prata, baseando-se na proporção relativa de quartzo.

Petrograficamente são constituídos por quartzo, biotita e muscovita, com eventual ocorrência de turmalina, além de minerais opacos como acessórios. No geral, têm uma trama lepidoblástica nas porções micáceas e subordinadamente granoblástica nas porções mais quartzosas (Fig. 29), com contatos interlobados a poligonais.

O quartzito micáceo (Fig. 30) é bege claro e tem granulação fina (0,06 mm). Ao microscópio é constituído essencialmente por quartzo, muscovita e minerais opacos disseminados. Sotoposto a essa unidade ocorre um quartzito puro, branco, com granulação fina a média (0,01 mm a 1,00 mm).

No geral, tais litotipos apresentam, da base para o topo, um aumento gradativo na proporção de quartzo. Ocorre, desse modo, uma variação transicional do mica xisto basal para

o quartzito, no topo da sequência analisada. Variações laterais também são observadas ao longo da serra.

No mapeamento de superfície, o contato de topo com a Unidade FFB Bom Sucesso ocorre, quando aflorante, tectonizado. No entanto, em análises de furos de sondagem, nota-se que o quartzito grada para um xisto carbonático grafitoso, caracterizado pela diminuição gradual de quartzo e pelo aumento de anfibólio (hornblenda), carbonato e grafita (Fig. 31). O xisto carbonático grafitoso é preto a cinza escuro, com granulação variando de muito fina a média (< 0,01 mm a 1,00 mm) e textura granonematoblástica, com carbonato alongado, grafite e hornblenda orientados segundo a foliação principal (S1). É comum apresentar-se laminado, com níveis carbonosos e anfibolíticos dispostos nos planos e orientados. No topo dessa unidade, ocorre intercalação de níveis de FFB xistosa.

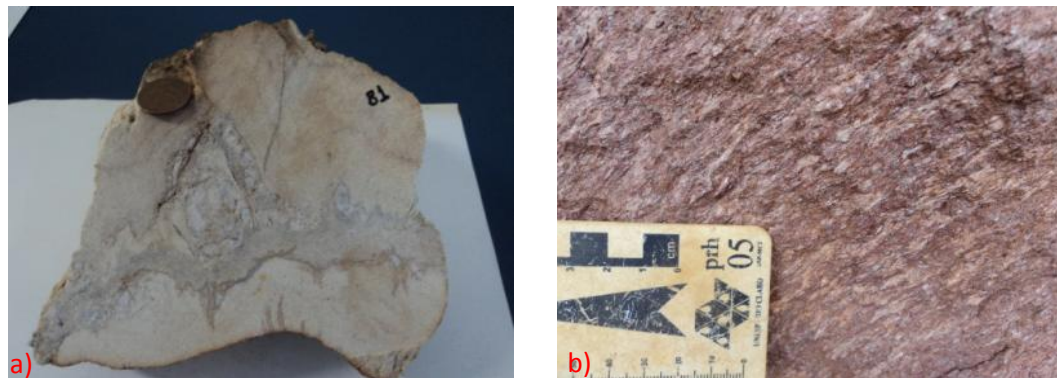


Figura 28: a) Quartzito micáceo. UTM: 533573/7679007 b) Mica xisto alterado, visada para SW. UTM: 531498/7676962.

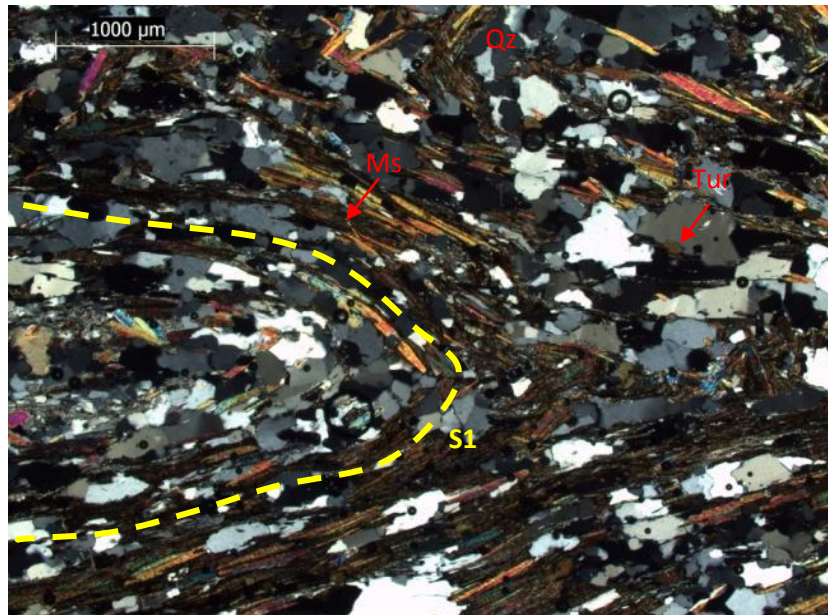


Figura 29: Fotomicrografia mostrando níveis micáceos e níveis quartzosos, com presença de turmalina (Tur), em quartzo-mica xisto. Foliação S1 (linha amarela) dobrada e formada por quartzo alongado (Qz) e muscovita (Ms). Nicóis cruzados. UTM: 531687/7677139.

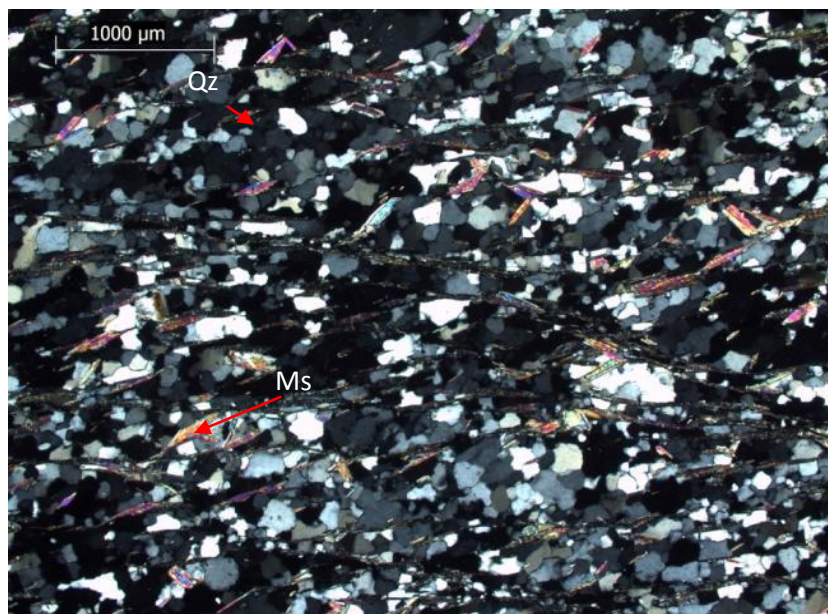


Figura 30: Fotomicrografia do quartzito micáceo com quartzo (Qz) e muscovita (Ms). Nicóis cruzados. UTM: 531237/7676446.

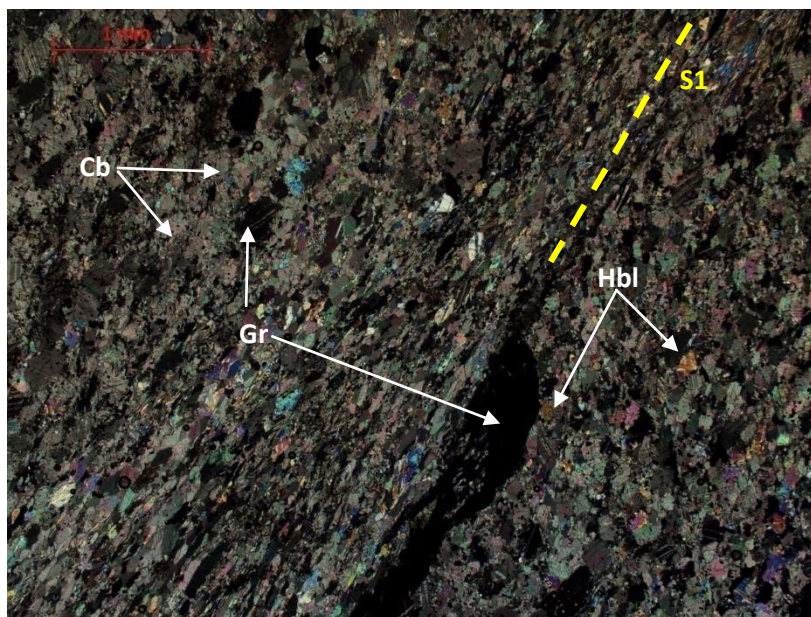


Figura 31: Fotomicrografia do xisto carbonático grafitoso com carbonato (Cb), grafita (Gr) e hornblenda (Hbl). Furo: FDDBS-39 UTM: 531387 / 7675977 - Profundidade: 182m

Unidade Formação Ferrífera Bandada Bom Sucesso

A FFB Bom Sucesso representa a unidade de maior importância econômica da área mapeada. Níveis ricos em quartzo ocupam as partes mais altas da serra enquanto os dolomíticos ou anfibolíticos tendem a aflorar na vertente leste da Serra de Bom Sucesso.

O contato com a Unidade Lagoa da Prata é transicional, como caracterizado anteriormente, definido pela intercalação métrica a centimétrica de xistos carbonosos e formação ferrífera bandada. A espessura do pacote varia muito ao longo da serra, apresenta porções com espessura mínima estimada de 25 metros e porções onde a camada alcança cerca de 250 m. A FFB é geralmente cinza se pouco intemperizada ou marrom onde alterada em limonita/goethita.

O óxido de ferro pode ocorrer de duas formas:

- 1) cristais euédricos a subédricos, individualmente ou constituindo agregados (Fig. 32).
- 2) cristais xenoblásticos alongados, orientados segundo a foliação da rocha (Fig. 33).

A granulação é variável de muito fina a média (<0,01 mm a 1,00 mm) e as curvas termomagnéticas de dez amostras de FFB mostram que são desmagnetizados em torno de 620 °C e - 138 ° C (Fig. 34a e b), e indicam o mineral maghemita (Gehring *et al.*, 2009). Localmente, em análises de lâminas delgadas polidas, foi observada a presença de relictos de magnetita que se distingue da primeira pela cor cinza escura (Fig. 35) ou ocorrendo como cristais subédricos a euédricos.

A foliação da rocha, definida pela orientação dos minerais anfibólio, quartzo e maghemita, é paralela ao bandamento. Ocasionalmente o bandamento apresenta-se dobrado, e neste caso, a foliação da rocha é paralela à foliação plano-axial de dobras apertadas a isoclinais (Fig.36). É comum a presença de vênulas de quartzo ou carbonato concordantes ou discordantes ao bandamento. Diques máficos e pegmatitos, de espessura variável (30 cm a 10 m), concordantes ou discordantes à foliação principal (S1), também são comuns.

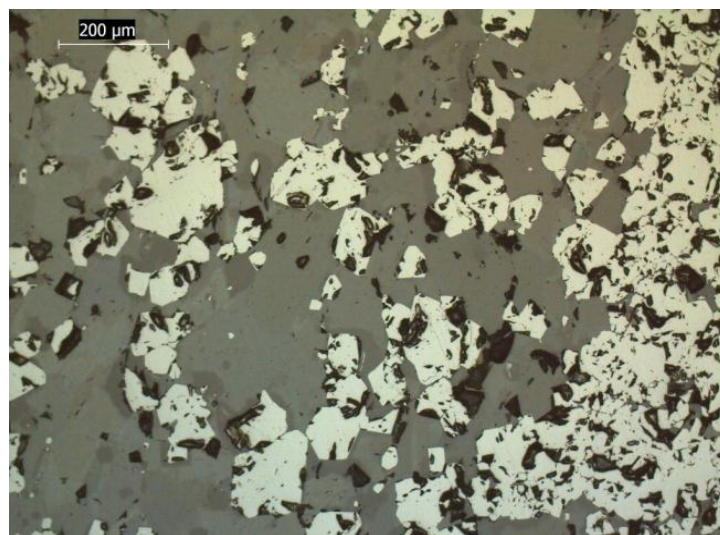


Figura 32: Maghemita como cristais subédricos a euédricos, individualmente e constituindo agregados. Furo FDBS-51 / Profundidade: 42 m – UTM: 534635 / 7679369. Fotomicrografia em microscópio óptico de luz refletida, nicóis parcialmente cruzados.

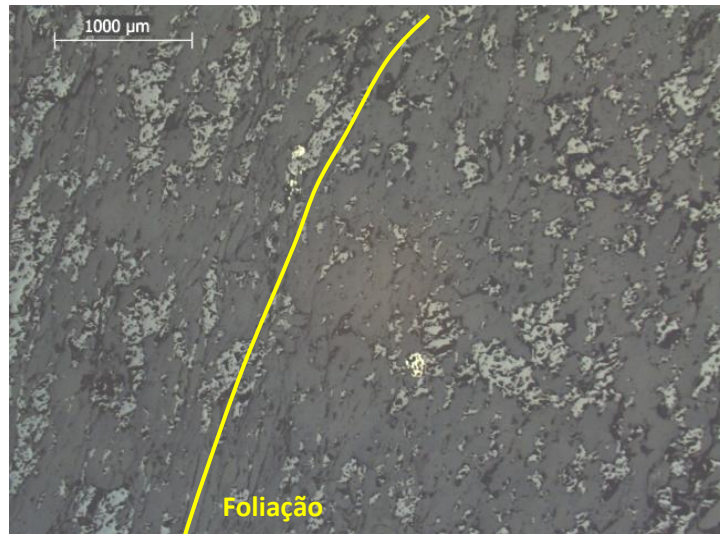


Figura 33: Cristais de maghemita xenoblásticos, constituindo agregados alongados e orientados segundo a foliação da rocha. Furo: FDBS-29 / Profundidade 160 m – UTM: 530195 / 7673668. Fotomicrografia em microscópio ótico de luz refletida, nicóis parcialmente cruzados.

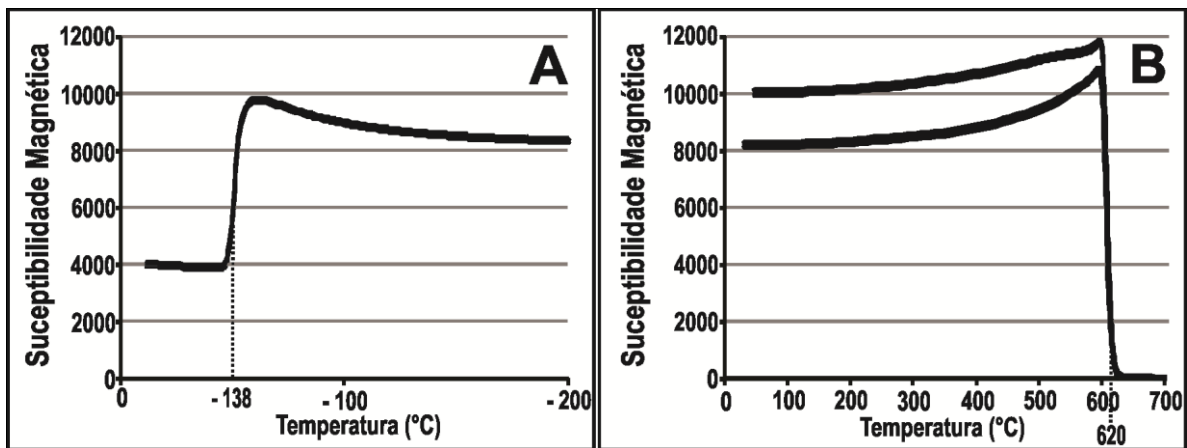


Figura 34: Curvas termomagnéticas de susceptibilidade magnética em função da temperatura: a) desmagnetização em -138°C e b) desmagnetização em 620°C , amostra do furo de sondagem FDBS038, profundidade 53,35 metros – UTM: 534671 / 7679575.

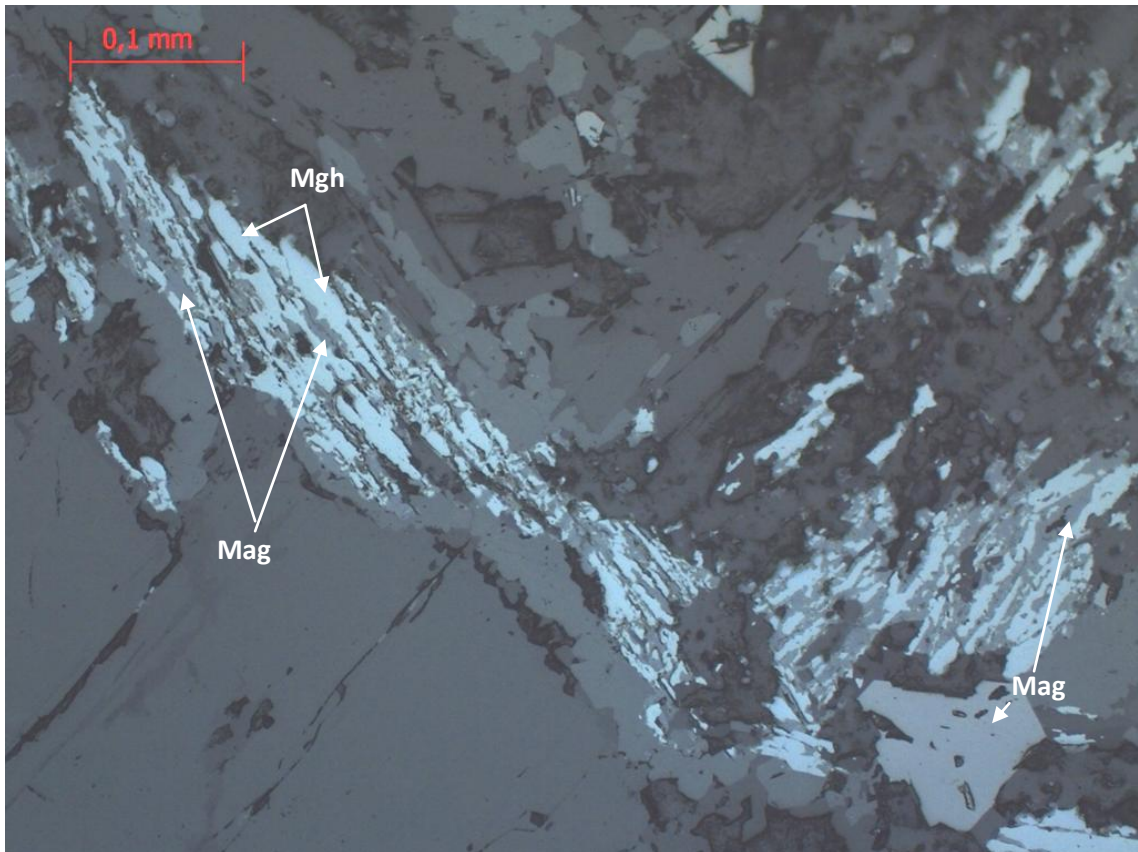


Figura 35: Cristais de magnetita (Mag) parcialmente substituída em maghemita (Mgh) e magnetita (Mag) subédrica. Furo FDBS-51 / Profundidade: 60 m. – UTM: 534635 / 7679369. Fotomicrografia em microscópio ótico de luz refletida, nicóis parcialmente cruzados.



Figura 36: isoclinal em formação ferrífera bandada, visada para SW. UTM: 531665 / 7676957

No mapeamento de superfície associado à análise de furos de sondagem, observam-se três tipos principais de formação ferrífera: (I) Formação Ferrífera Bandada Anfibolítica, (II) Dolomito Ferruginoso e (III) Xisto Ferruginoso. Essa subdivisão é determinada pelas proporções variáveis de minerais de ganga e óxidos de ferro.

A formação ferrífera bandada anfibolítica compõe a maior parte da unidade e caracteriza-se pela intercalação, milimétrica a centimétrica, de níveis de óxido de ferro e silicatos. A mineralogia silicática é constituída predominantemente por níveis anfibolíticos onde predominam minerais da série cumingtonita-grunerita (Fig. 37), de granulação de fina a média (0,02 mm a 0,9 mm) e, subordinadamente, tremolita-ferro-actinolita de granulação média (~ 0,2 mm) intercalados com níveis quartzosos que definem o bandamento (Fig. 38). Os níveis de quartzo contêm maghemita de granulação muito fina disseminada. No entanto, é comum ocorrer hedenbergita, ferroaugita, hornblenda, almandina e turmalina como mineralogia principal. Biotita, carbonato, apatita, talco, microclina, andradita, pirita e ortopiroxênio da série enstatita-ferrosilita ocorrem como minerais acessórios. Os orto e clinopiroxênios geralmente são relictos nos níveis anfibolíticos, mas ocorrem também como níveis compondo o bandamento, de granulação muito grossa (até 6 mm), crescidos sobre o microbandamento de maghemita e contendo inclusões de microclina e quartzo (Fig. 39).

Os níveis de quartzo podem também ocorrer formando porções delgadas de formação ferrífera bandada silicosa (até 1 metro de espessura), com intercalção de níveis de óxido de ferro e com anfibólios subordinados.

Observam-se a presença de porções delgadas de dolomito ferruginoso em contato transicional com a FFB. São corpos descontínuos, de espessura variável (até 5 m), róseos, granulação fina a média (0,01 mm a 0,4 mm) e contatos intergranulares poligonais a interlobados. O dolomito ferruginoso pode ocorrer bandado, formado pela intercalção de níveis mais ricos de maghemita de granulação muito fina a fina a média (0,01 mm a 0,4 mm).

A trama é granonematoblástica formada pela orientação de tremolita, ferro-hornblenda, dolomita e maghemita alongados (Fig. 40 a e b).

O xisto ferruginoso ocorre no topo da unidade, em contato transicional com a FFB. O xisto é constituído por hedembergita, hornblenda, maghemita, biotita e quartzo (Fig. 41), com granulação média (0,1 mm a 0,4 mm). Próximo ao contato com a FFB ocorrem porções de xisto laminado granatífero (Fig. 42), com diminutos cristais de almandina (0,01 mm a 0,1 mm), intercalados com níveis de cumingtonita-grunerita e maghemita disseminada. O anfibólio possui granulação média (0,1 a 0,8 mm) e a maghemita, granulação fina (0,01 mm). Os xistos granatíferos são descontínuos e podem chegar a 5 metros de espessura.

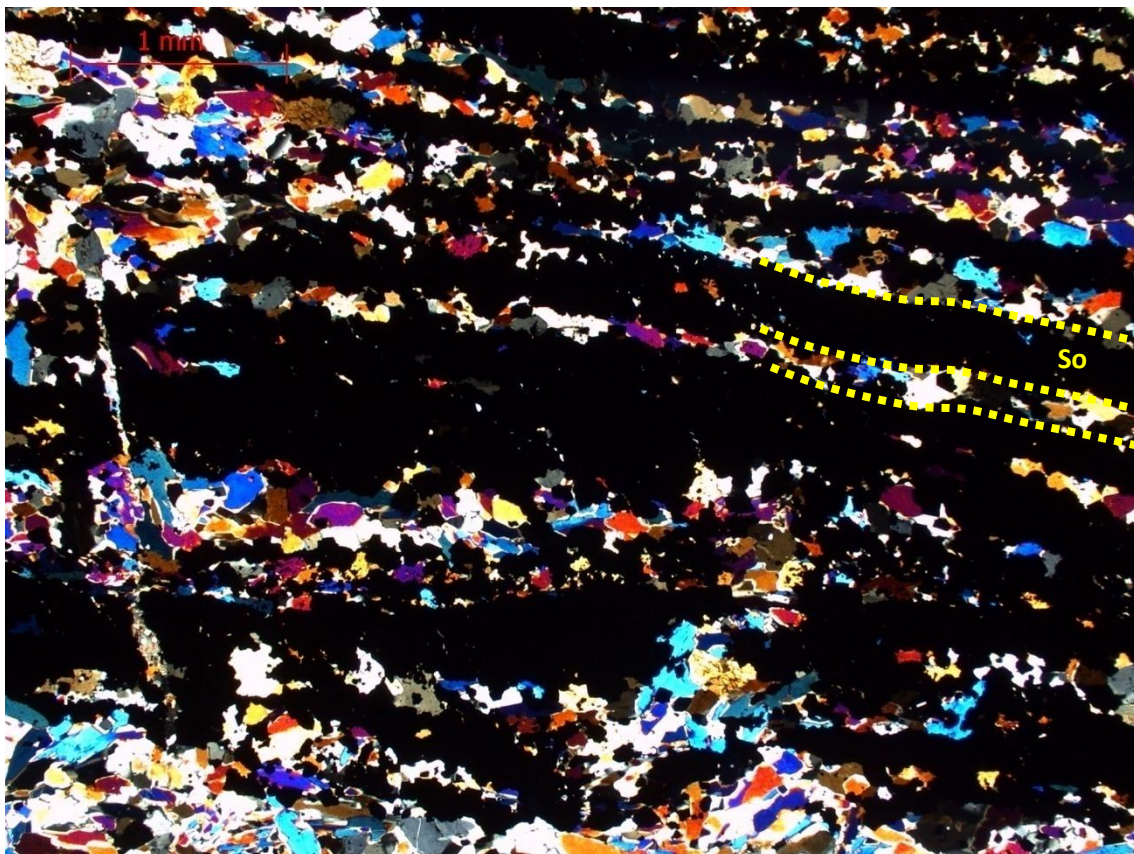


Figura 37: Fotomicrografia de formação ferrífera bandada com bandamento (So) definido pela intercalação de níveis de cumingtonita-grunerita e maghemita. Luz transmitida, nicóis cruzados.

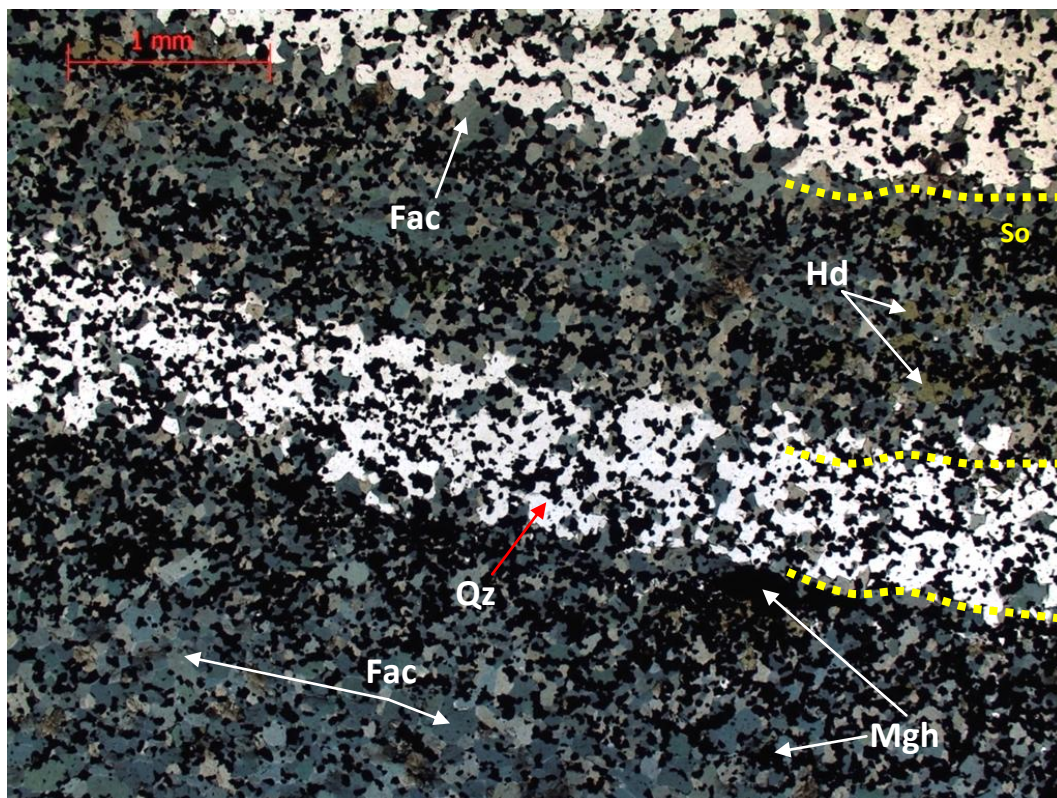


Figura 38: Fotomicrografia de formação ferrífera bandada com níveis (So) de ferro-actinolita (Fac), hedenbergita (Hd) e maghemita (Mgh) com intercalação de níveis quartzosos (Qz), definindo Luz transmitida, nicóis paralelos.

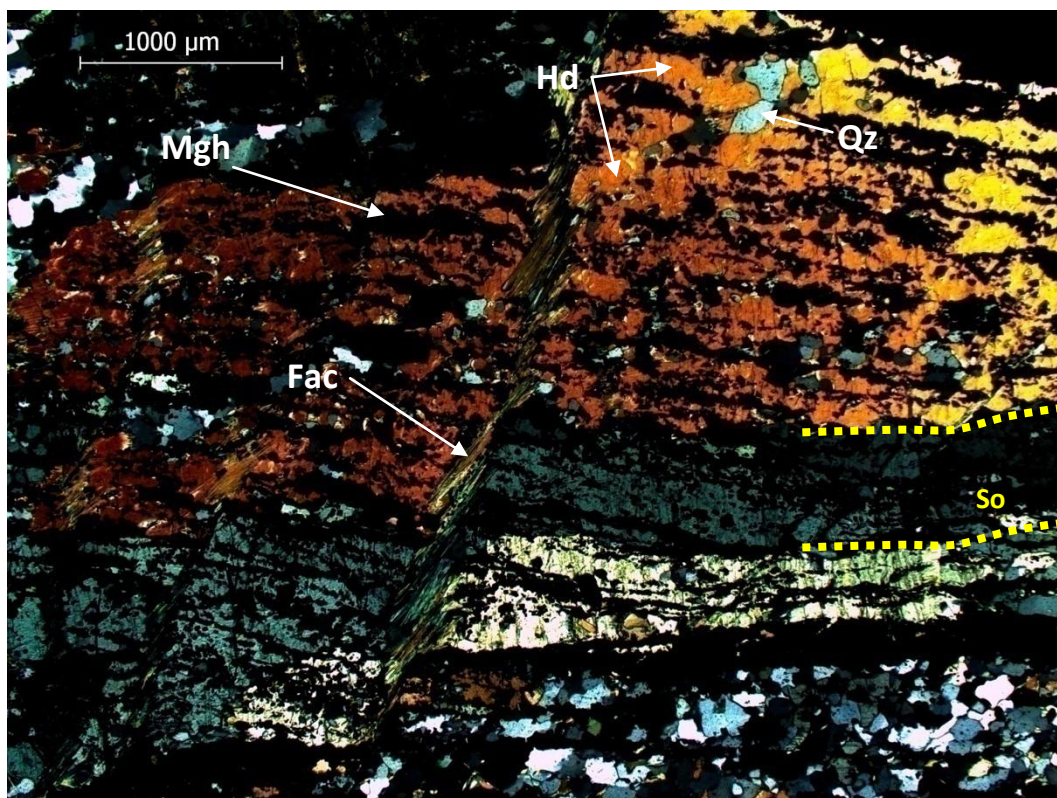


Figura 39: Fotomicrografia de formação ferrífera bandada com bandamento composicional (So) formado por cristais de hedenbergita (Hd) de granulação muito grossa, com inclusões de quartzo (Qz), crescida sobre o microbandamento de maghemita (Mgh) e parcialmente substituída por ferro-actinolita (Fac). Luz transmitida, nicóis cruzados.

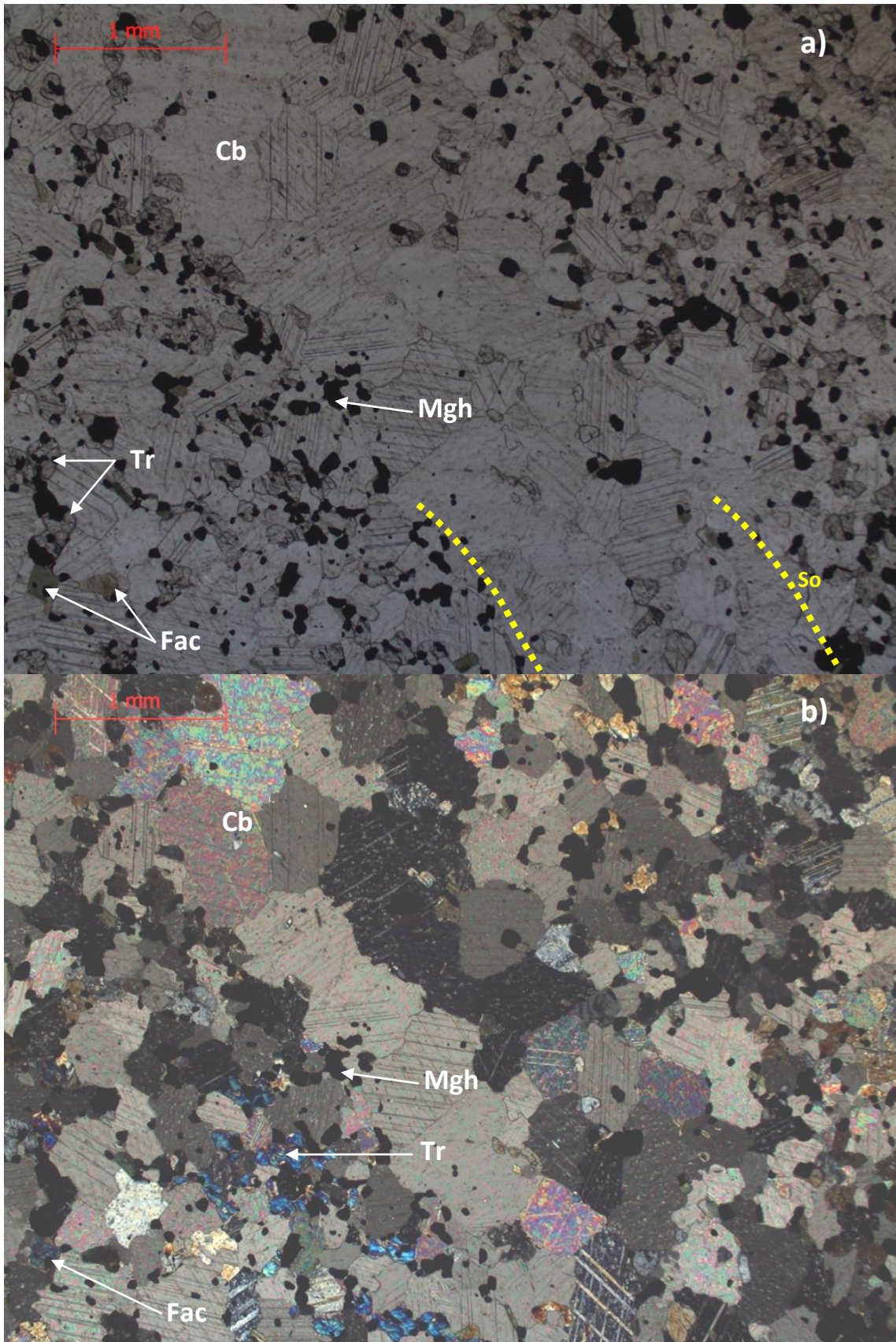


Figura 40: Fotomicrografia de dolomito ferruginoso bandado com carbonato (Cb), maghemita (Mgh), tremolita (Tr) e ferro-actinolita (Fac). a) Nicóis paralelos, evidenciando bandamento composicional (So) b) Nicóis cruzados.

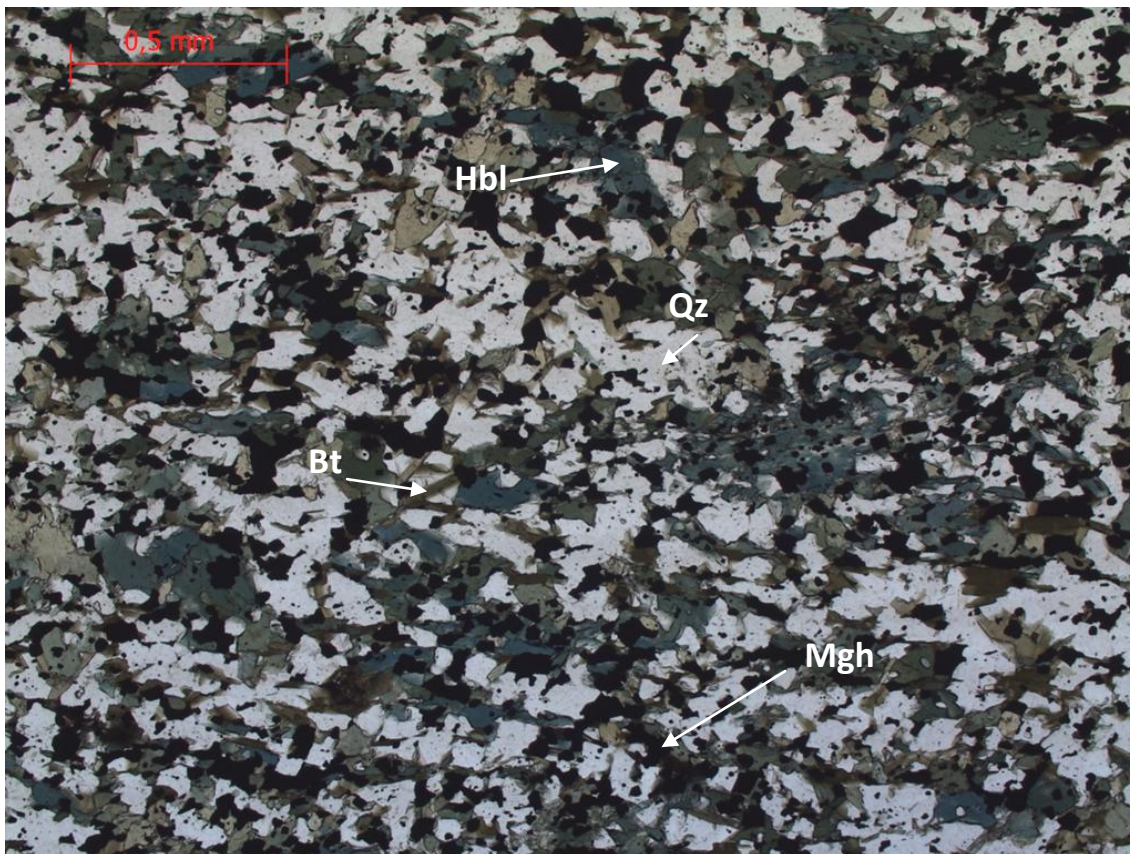


Figura 41: Fotomicrografia de xisto ferruginoso com hornblenda (Hbl), biotita (Bt), maghemita (Mgh) e quartzo (Qz). Luz transmitida, nicóis paralelos.

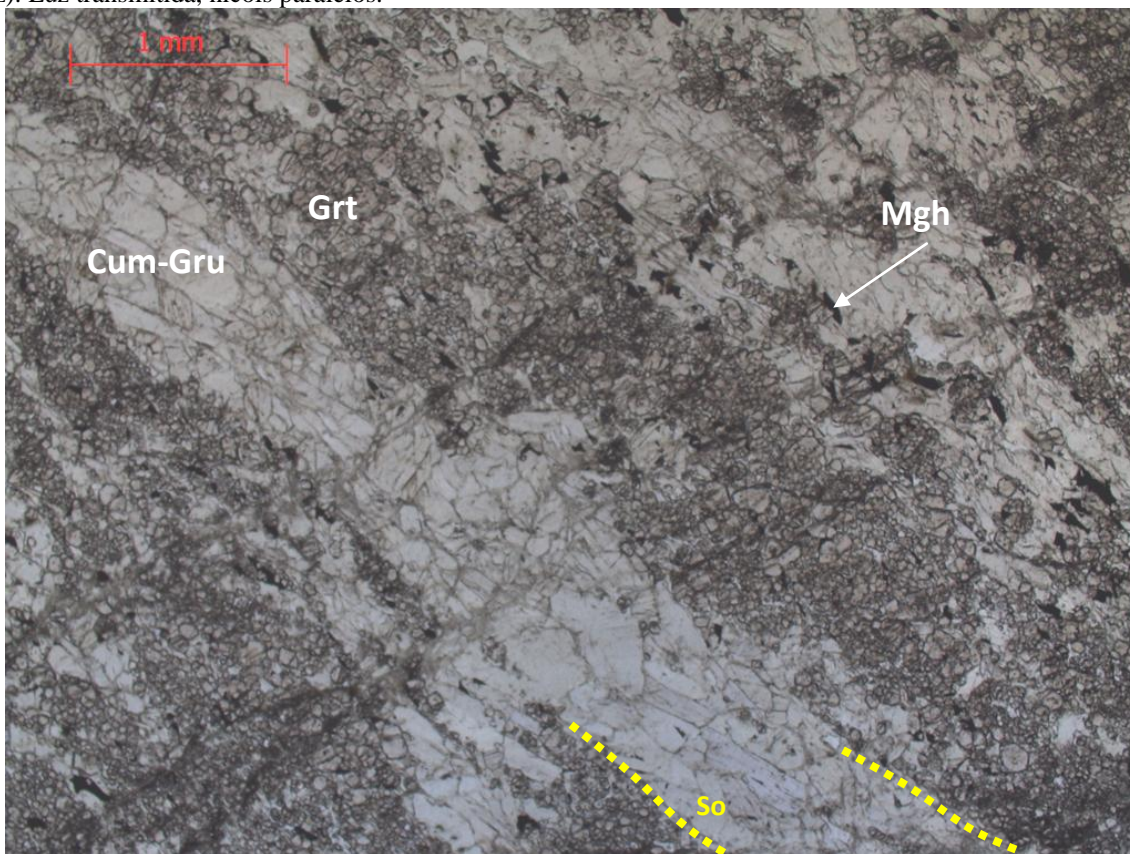


Figura 42: Fotomicrografia de xisto ferruginoso com níveis granatíferos (Grt) intercalados com níveis de cummingtonita-grunerita (Cum-Gru) e maghemita (Mgh). Luz transmitida, nicóis paralelos.

A FFB, em geral, tem textura nematoblástica dada pela orientação preferencial de cummingtonita-grunerita, quartzo e maghemita alongados (Fig. 43). No entanto, é comum ocorrer em porções de textura granonematoblástica, formada pela intercalação dos níveis de quartzo, com contatos poligonais a interlobados e extinção ondulante, ou por bandas ricas em maghemita subédrica a euédrica, individualmente ou constituindo agregados (Fig. 44). Em porções aonde o bandamento é formado por níveis de anfibólios da série tremolita-ferro-actinolita, com cummingtonita-grunerita subordinada, agregados de maghemita e intercalação de bandas quartzosas, a textura, em geral, é granoblástica (Fig. 45), com anfibólio e óxido de ferro granular, de granulação fina a média (<0,01 mm a 1,00 mm) e contatos poligonais. São observadas também porções descontínuas, em textura decussada, formada por cummingtonita-grunerita de granulação grossa (0,5 mm a 2 mm), aciculares e crescidas sobre o bandamento de maghemita (Fig. 46).

Níveis granatíferos, descontínuos, ocorrem intercalados a FFB, apresentam textura porfiroblástica, com blastos de granada almandina e turmalina azul (Fig. 47). A granada tem granulação média a muito grossa (0,1 mm até 7 mm) e cristais subédricos a euédricos. A turmalina tem granulação fina a média (0,05 mm a 1 mm) e cristais também subédricos a euédricos. A matriz é lepidoblástica formada por cummingtonita-grunerita, Ferro-hornblenda e maghemita alongada. Os cristais de granada estão envolvidos pela foliação principal, mas apresentam microestrutura com poiquiloblastos orientados, indicando deflexão da foliação principal, formada por cummingtonita-grunerita, maghemita e quartzo alongados (Fig. 48).

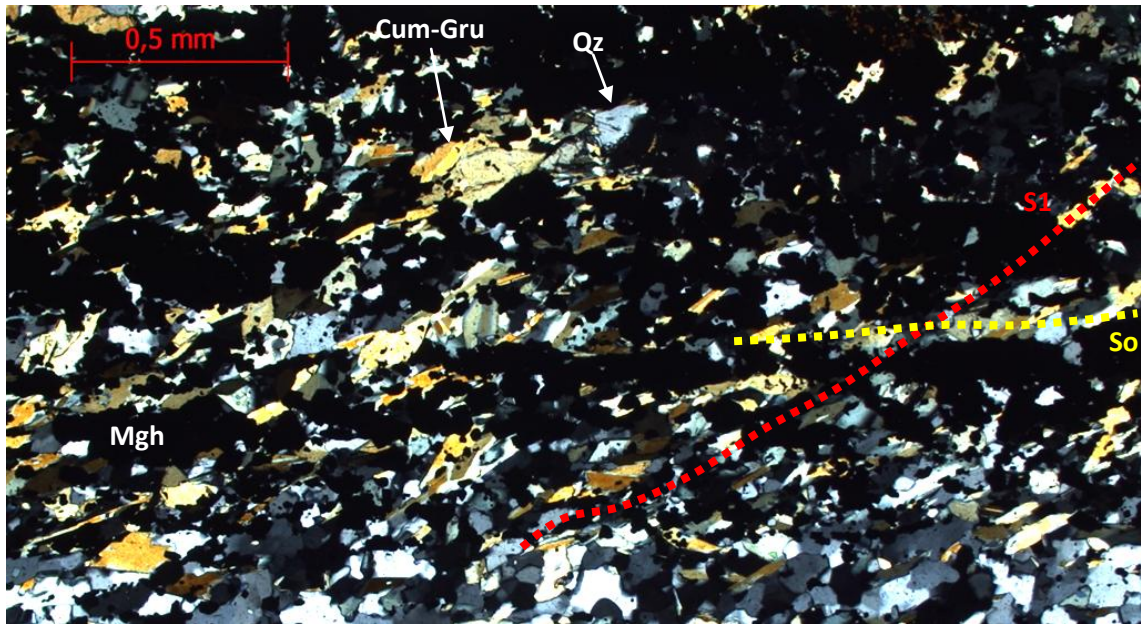


Figura 43: Formação ferrífera bandada com textura nematoblástica dada pela orientação preferencial de cummingtonita-grunerita (Cum-Gru), quartzo (Qz) e maghemita (Mgh) alongados. Fotomicrografia em microscópio óptico, luz transmitida e nicóis cruzados, evidenciando foliação principal (S1) e bandamento composicional (So)

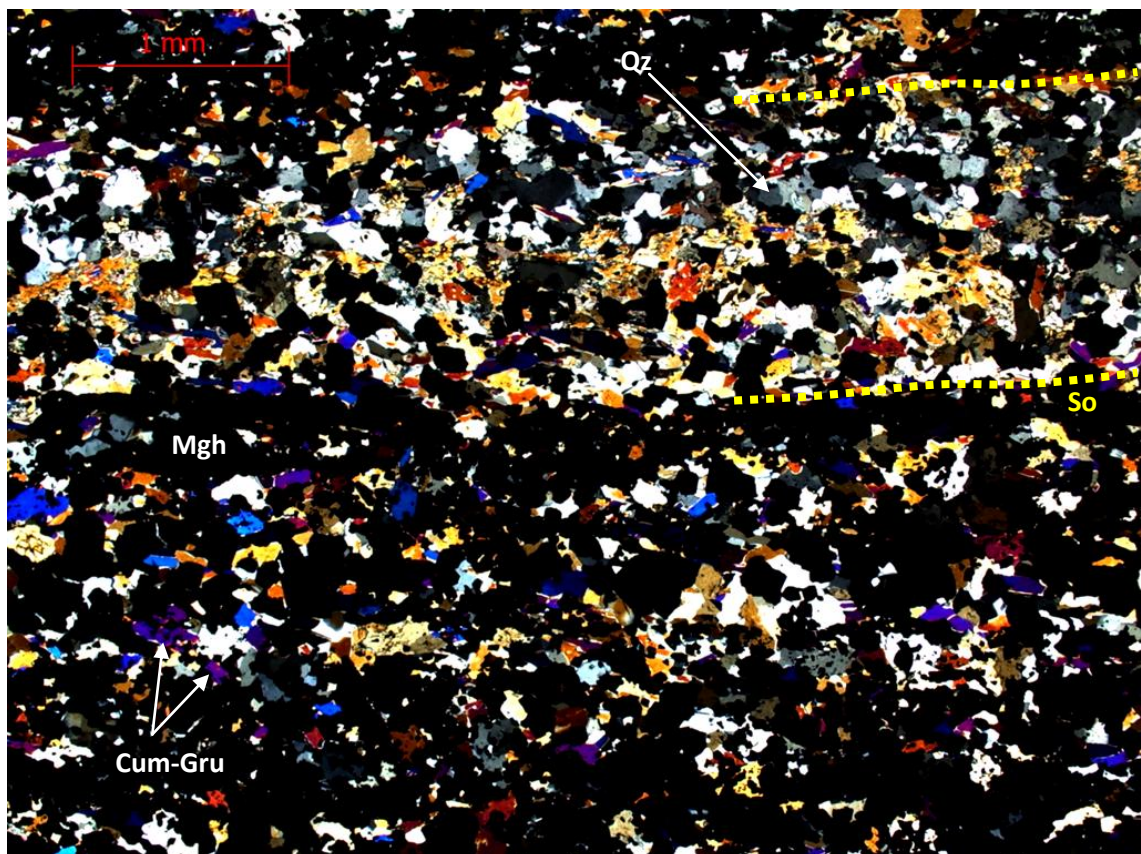


Figura 44: Formação ferrífera bandada com textura granonematoblástica formada por bandas ricas em maghemita (Mgh) subédrica a euédrica, níveis de quartzo (Qz), com contatos poligonais e cummingtonita-grunerita (Cum-Gru). Fotomicrografia em microscópio óptico, luz transmitida e nicóis cruzados.

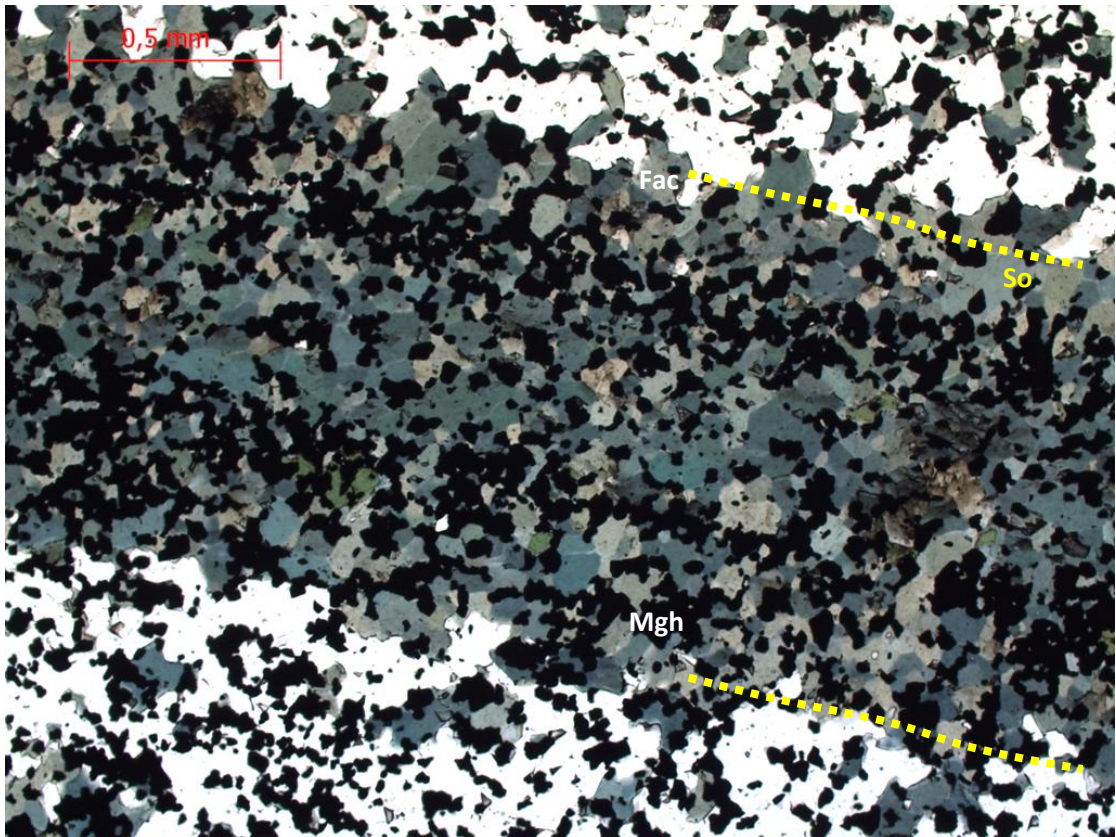


Figura 45: Formação ferrífera bandada com textura granoblástica com ferro-actinolita (Fac) e maghemita (Mgh) granulares. Fotomicrografia em microscópio óptico, luz transmitida e nicóis paralelos.

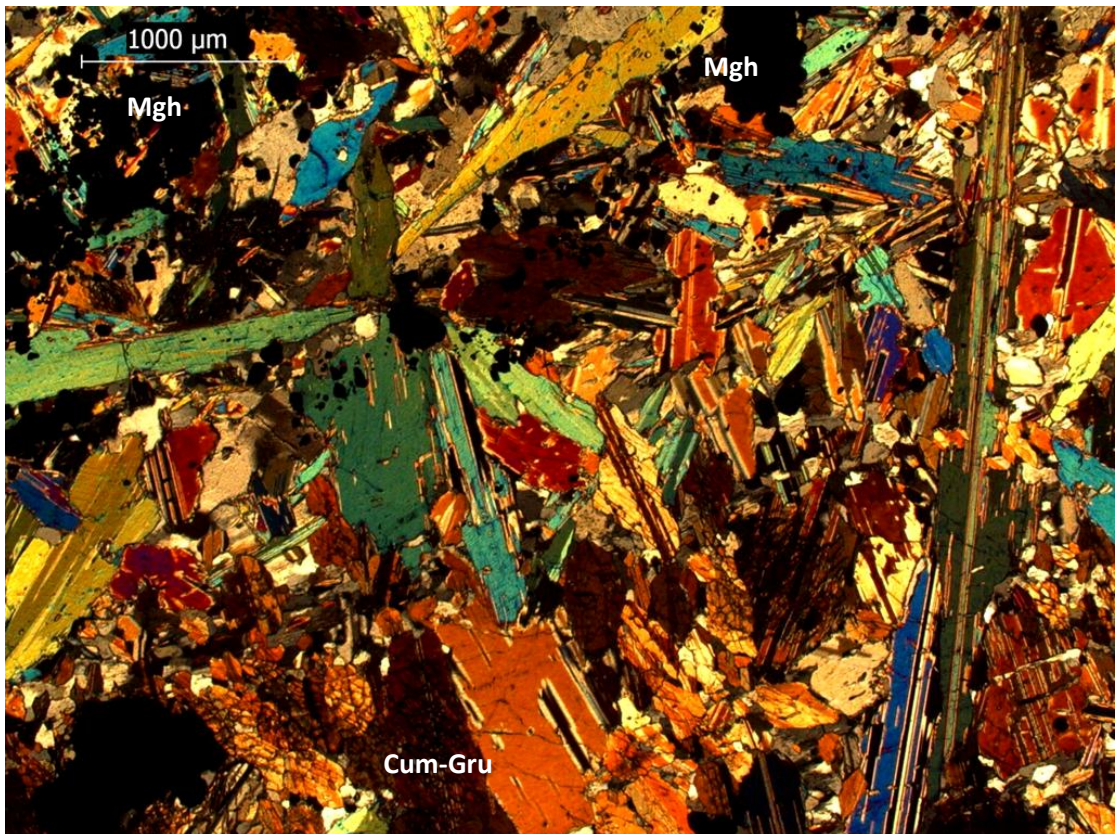


Figura 46: Formação ferrífera bandada em textura decussada, formada por cummingtonita-grunerita (Cum-Gru) de granulação grossa, aciculares e crescidas sobre o bandamento de maghemita (Mgh). Fotomicrografia em microscópio óptico, luz transmitida e nicóis cruzados.

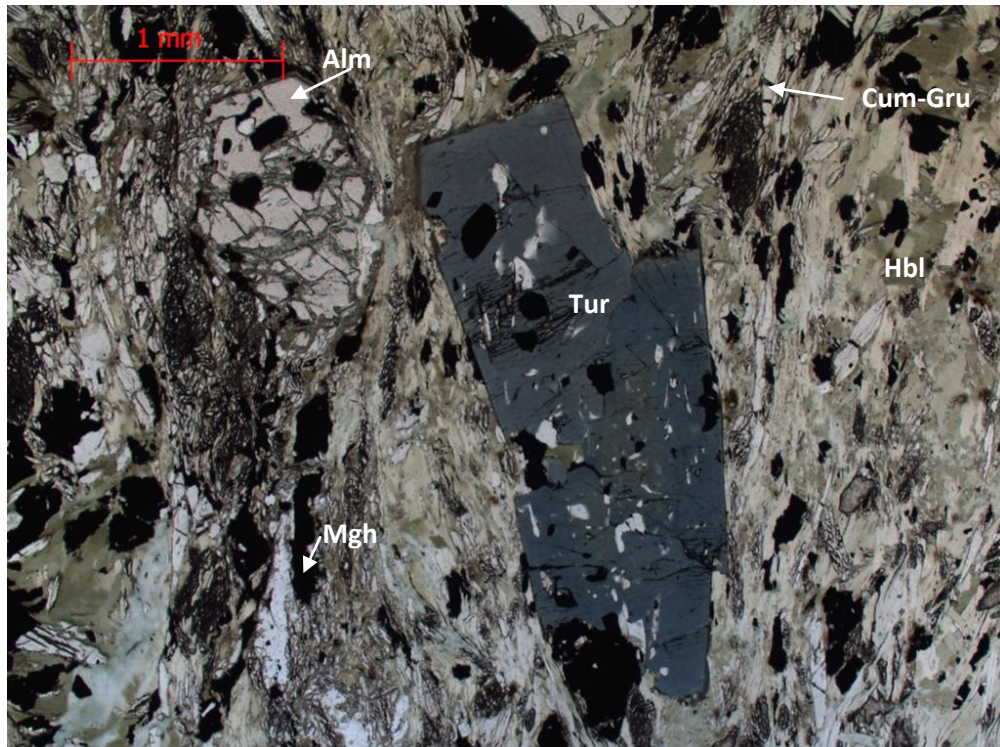


Figura 47: Formação ferrífera bandada com blastos de granada almandina (Alm) e turmalina (Tur) azul, em matriz lepidoblástica formada por cummingtonita-grunerita (Cum-Gru), Ferro-hornblenda (Hbl) e maghemita (Mgh) alongada. Fotomicrografia em microscópio óptico, luz transmitida e nicóis paralelos.

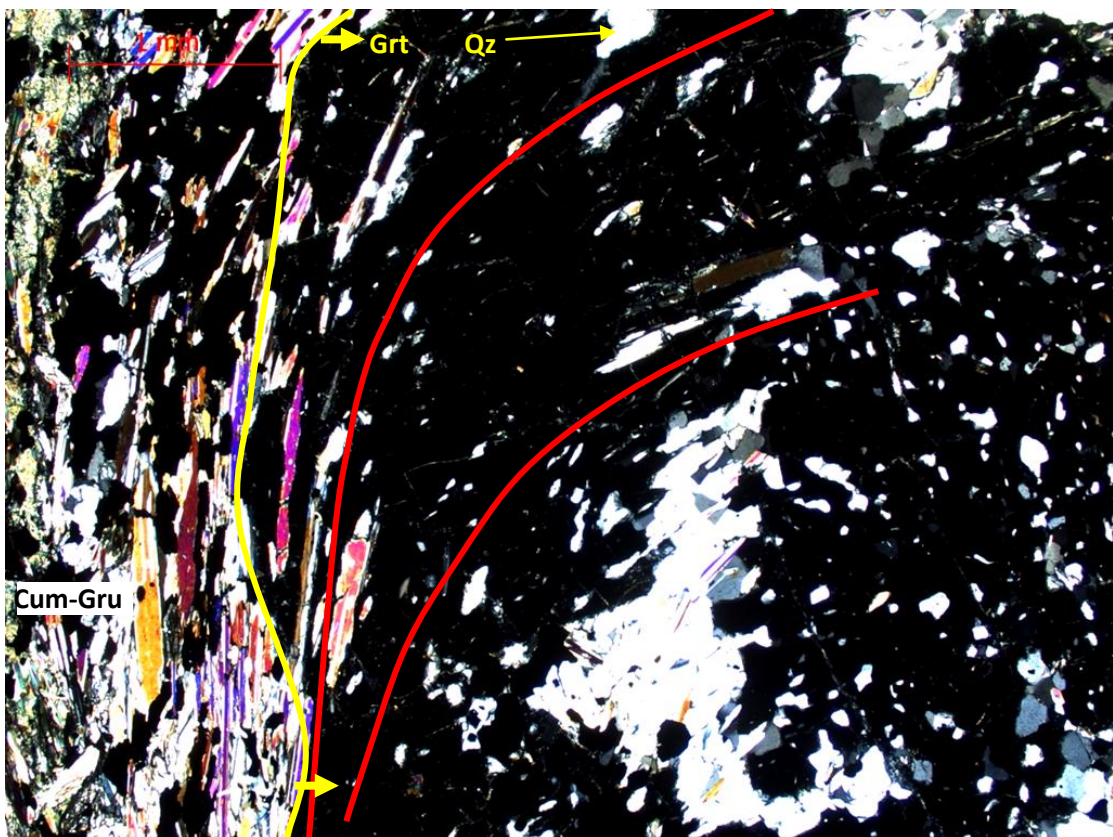


Figura 48: Blasto de granada (Grt) (limite do cristal definido pela linha contínua amarela) apresentando microestrutura com poiquiloblastos orientados, indicando deflexão da foliação principal (S1), formada por cummingtonita-grunerita (Cum-Gru) e quartzo (Qz) alongados. Fotomicrografia em microscópio óptico, luz transmitida e nicóis cruzados.

Cristais de hedenbergita são relictos (Fig. 49) ou compõem níveis descontínuos, centimétricos a milimétricos, intercalados à FFB, de granulação muito grossa (~ 6 mm) e crescidos sobre os agregados de maghemita (Fig. 50). A hedenbergita tem inclusões de microclina e quartzo (Fig. 51) e é parcialmente substituída, ao redor ou ao longo de microfraturas, por cristais laminados ou aciculares de cummingtonita-grunerita e/ou tremolita-ferro-actinolíta, carbonato e quartzo (Fig. 52). Ortopiroxênio da série enstatita-ferrossilita foi observado, localmente, parcialmente substituído por anfibólios da série tremolita-ferro-actinolíta e biotita (Fig. 53).

A foliação principal (S1) é formada por orientação preferencial de anfibólios, maghemita e quartzo. Em geral, é oblíqua à maior elongação dos cristais de piroxênio. O bandamento definido pela alternância de níveis com cristais de piroxênio e de maghemita está parcialmente ou completamente obliterado pela presença de cummingtonita-grunerita com textura decussada (Fig. 54).

No contato com as apófises do Meta-granito Tabuões, a FFB é composta por ferro-augita, cummingtonita-grunerita, ferro-hornblenda, magnetita, pirita e/ou pirrotita, ocorrendo todos orientados segundo a foliação principal (Fig. 55). Ferro-augita ocorre como relicto e está parcialmente substituída por cummingtonita-grunerita e ferro-hornblenda (Fig. 56).

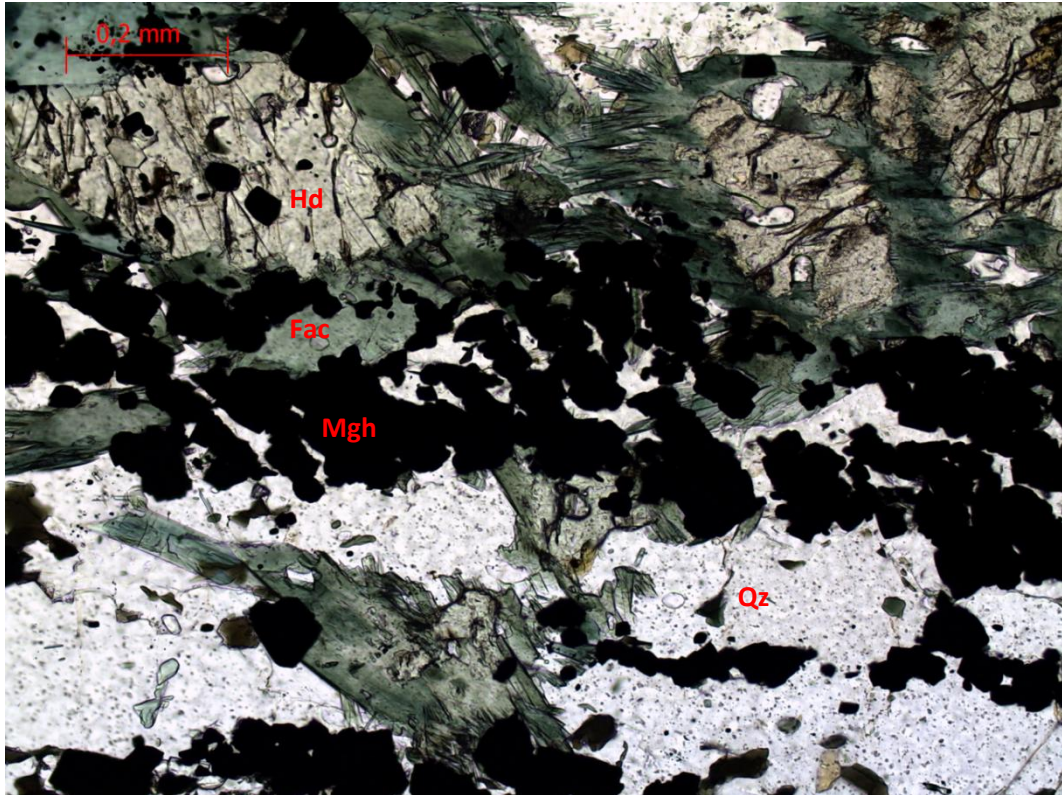


Figura 49: Formação ferrífera bandada composta por ferro-actinolita (Fac), quartzo (Qz), maghemita (Mgh) e relictos de hedenbergita (Hd). Fotomicrografia em microscópio óptico, luz transmitida e nicóis paralelos.

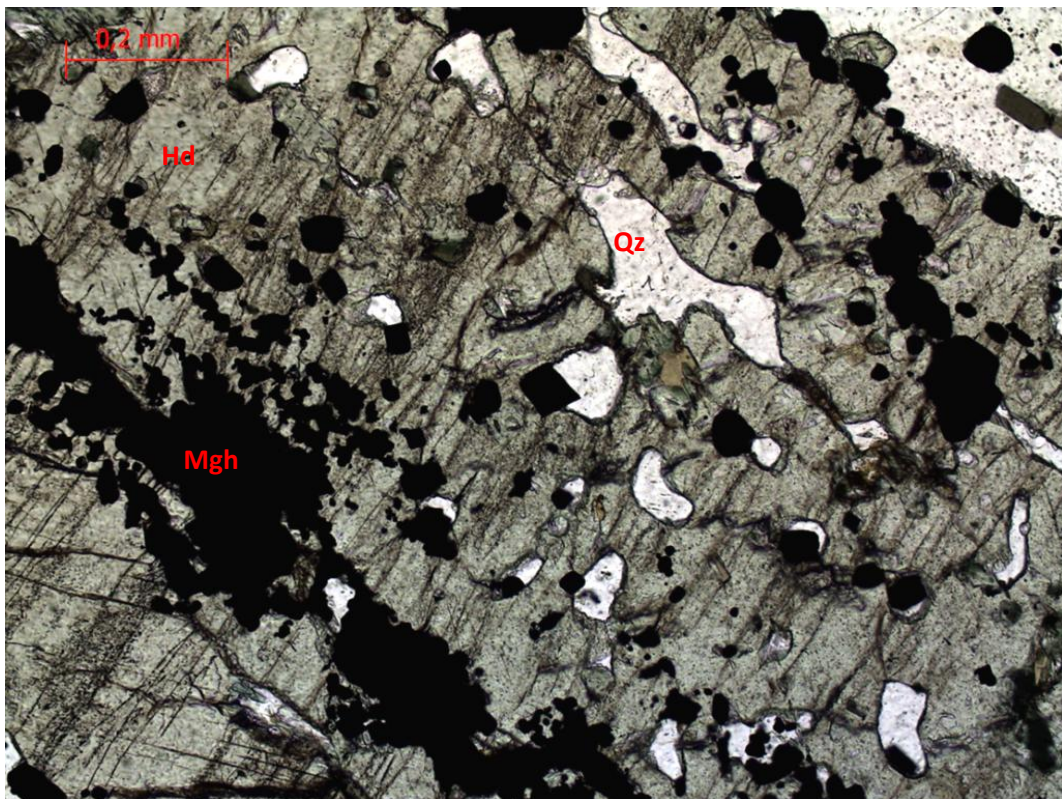


Figura 50: Nível de hedenbergita (Hd) de granulação muito grossa e crescida sobre os agregados de maghemita (Mgh) e cristais de quartzo (Qz). Fotomicrografia em microscópio óptico, luz transmitida e nicóis paralelos.

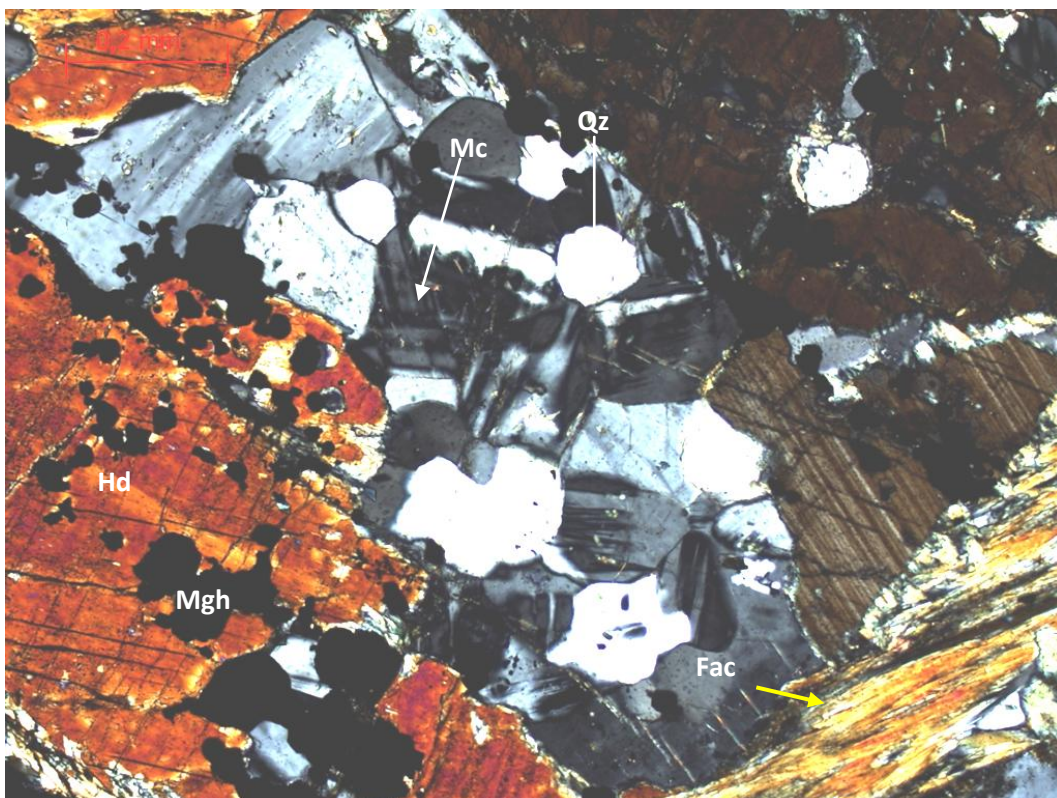


Figura 51: Cristal de hedenbergita (Hd) com inclusões de microclina (Mc) e quartzo (Qz), substituído crescida sobre os agregados de maghemita (Mgh) e parcialmente por ferro-actinolita (Fac). Fotomicrografia em microscópio óptico, luz transmitida e nicóis cruzados.

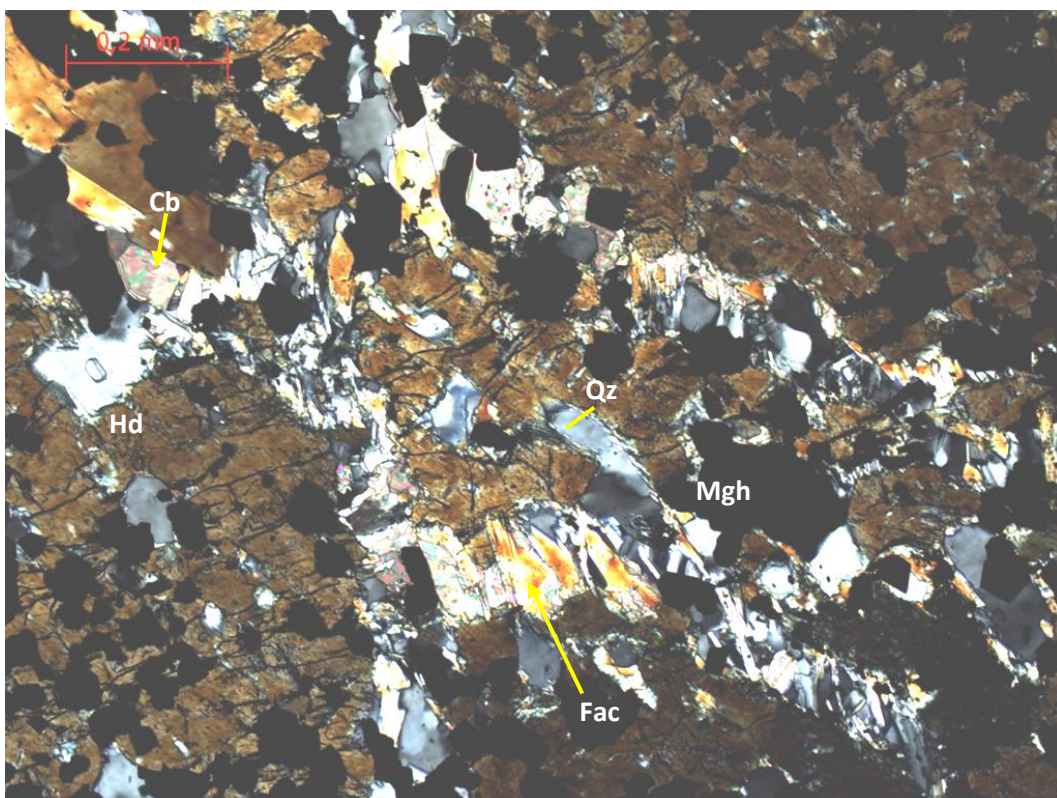


Figura 52: Cristal de hedenbergita (Hd) substituída, ao redor ou ao longo de microfaturas, por ferro-actinolita (Fac), carbonato (Cb) e quartzo (Qz). Fotomicrografia em microscópio óptico, luz transmitida e nicóis cruzados. A hedenbergita (Hd) está crescida sobre cristais de maghemita (Mgh).

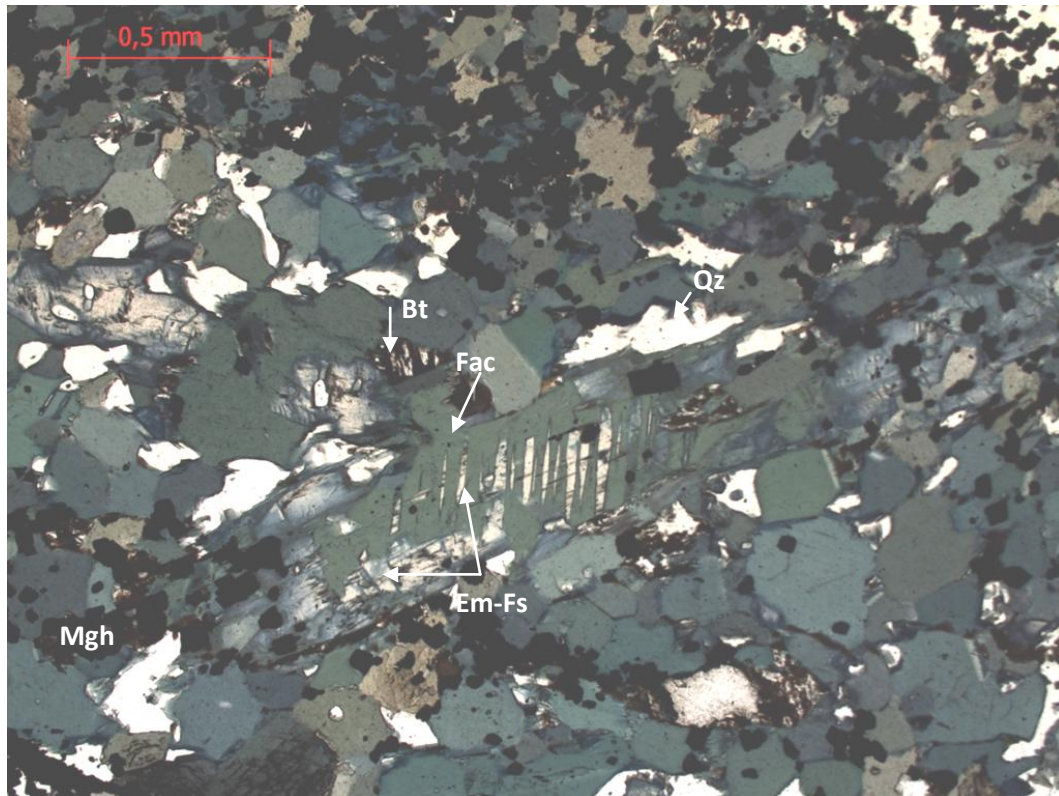


Figura 53: Formação Ferrífera Bandada com bandamento de maghemita (Mgh), ferro-actinolita (Fac) e quartzo (Qz), com cristais de Enstatita-ferrossilita (Em-Fs) parcialmente substituído por tremolita-ferro-actinolita e biotita (Bt). Fotomicrografia em microscópio óptico, luz transmitida e nicóis paralelos.

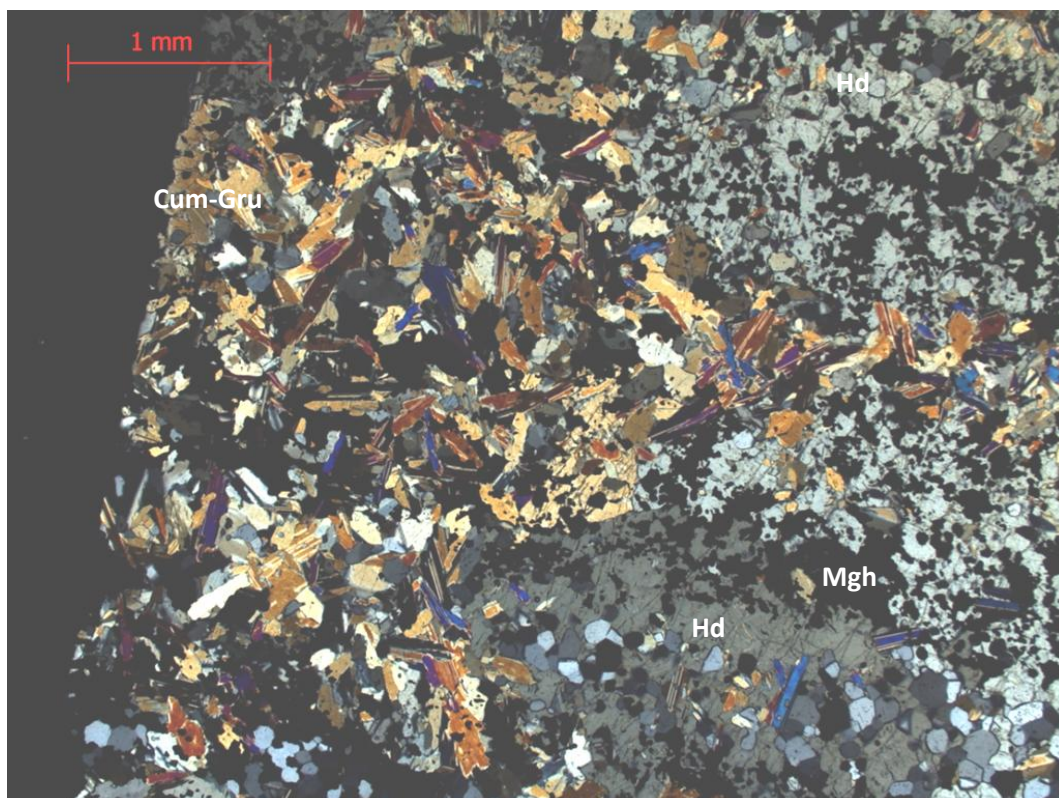


Figura 54: Formação Ferrífera Bandada formada por níveis de hedenbergita (Hd) parcialmente obliterada pela presença de cummingtonita-grunerita (Cum-Gru) em textura decussada. A hedenbergita (Hd) está crescida sobre agregados de maghemita (Mgh) e tem inclusões de quartzo (Qz). Fotomicrografia em microscópio óptico, luz transmitida e nicóis cruzados.

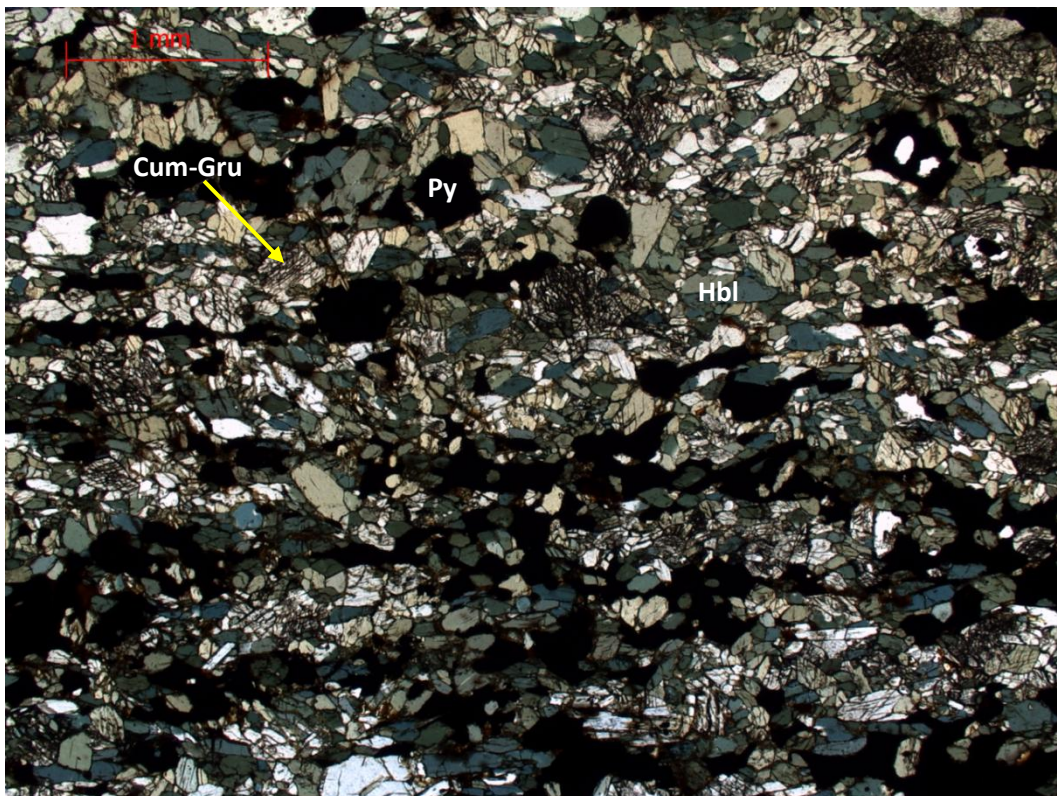


Figura 55: Formação Ferrífera Bandada composta por cummingtonita-grunerita (Cum-Gru), ferro-hornblenda (Hbl) e pirita (Py), ocorrendo todos orientados segundo a foliação principal. Fotomicrografia em microscópio óptico, luz transmitida e nicóis paralelos.

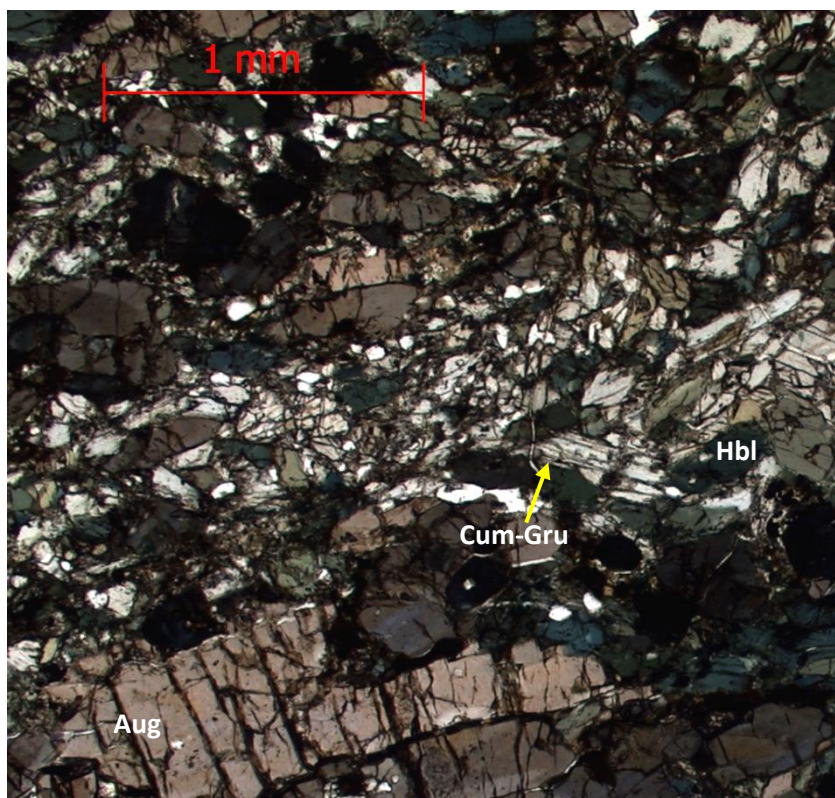


Figura 56: Formação Ferrífera Bandada composta por cummingtonita-grunerita (Cum-Gru), ferro-hornblenda (Hbl) e ferro-augita (Aug). Fotomicrografia em microscópio óptico, luz transmitida e nicóis paralelos.

Unidade Tabuãozinho

A unidade Tabuãozinho é constituída essencialmente por mica xistos em contato transicional com a Unidade FFB Bom Sucesso. Aflora na vertente leste da serra formando escarpas mais suavizadas. A espessura mínima dessa sequência de topo é estimada em 250 m.

A Unidade Tabuãozinho caracteriza uma sequência de anfibólio-clorita xisto, clorita xisto e biotita-muscovita xisto, com porções descontínuas de granada-muscovita xisto e granada-clorita xisto. Em superfície tal unidade ocorre intemperizada, geralmente avermelhada ou rosada. Nos furos de sondagem, próximo ao contato com a FFB, é geralmente verde escuro ou cinza, onde apresenta um menor grau meteorização.

Na base, ocorre anfibólio-clorita xisto, verde escuro de granulação média (1,00 mm), constituído por cummingtonita-grunerita, hornblenda e ferro-actinolita, com quartzo, clorita e opacos subordinados. Em direção ao topo, o litotipo grada para um clorita xisto que, ao microscópio, possui trama granolepidoblástica com níveis de clorita, granulação média, intercalados com níveis quartzosos, de granulação fina (0,03 mm). A mineralogia principal é composta por clorita, quartzo e opacos, com anfibólio como mineral acessório (Fig. 57). Em amostras de alguns furos de sondagem, ocorre granada envolta pela foliação, com granulação variando de fina, onde subordinada, a grossa, onde ocorre em grande proporção, definindo as porções de granada-clorita xisto (Fig. 58).

No topo da unidade, ocorre biotita-muscovita xisto, cinza claro e granulação média (0,06 mm a 1,00 mm), algumas vezes laminado (Fig. 59a) e composto por muscovita (maior proporção), biotita e quartzo subordinado.

Observam-se níveis métricos, descontínuos, de granada-muscovita xisto (Fig. 59b), com granada de granulação variável de fina a grossa (0,01 mm a 3,00 mm), e apresenta o mesmo padrão textural do granada-clorita xisto.

A foliação, por toda a unidade, é marcada por mica, anfibólio e quartzo alongados, este apresentando extinção ondulante. É comum a ocorrência de dobra isoclinal e clivagem de crenulação (Fig. 60).

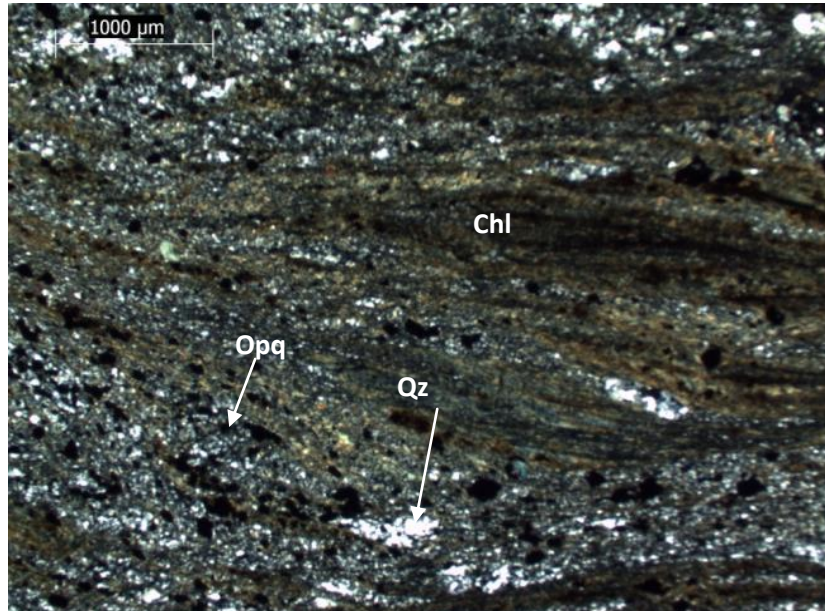


Figura 57: Fotomicrografia do clorita xisto, com quartzo (Qz), clorita (Chl) e opaco (Opq). Nicóis cruzados. UTM: 531359/7675667.

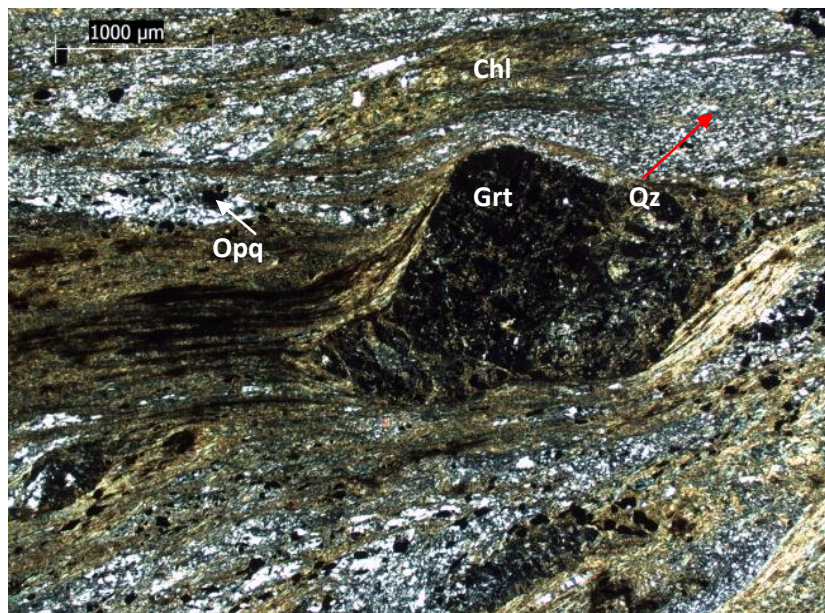


Figura 58: Fotomicrografia do granada-clorita xisto, mostrando quartzo (Qz), clorita (Chl), granada (Grt) e opaco (Opq). Nicóis cruzados. UTM: 532403/7677967.

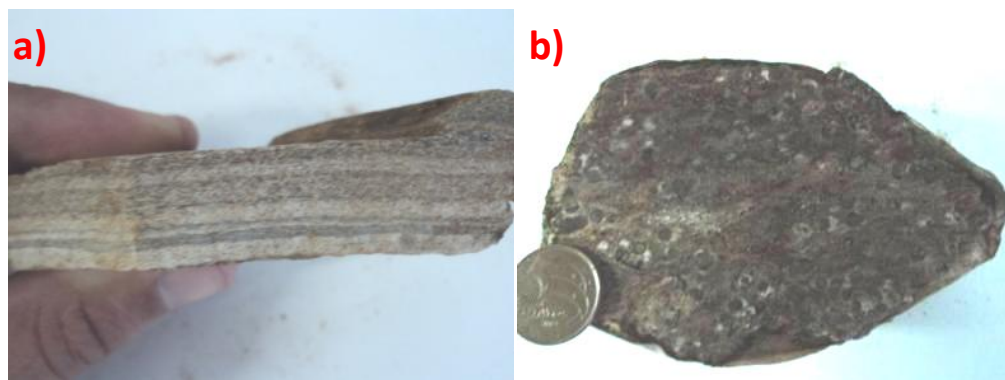


Figura 59: a) biotita-muscovita xisto laminado. UTM: 532026/7676247. b) Granada-muscovita xisto. UTM: 531636/7675921.

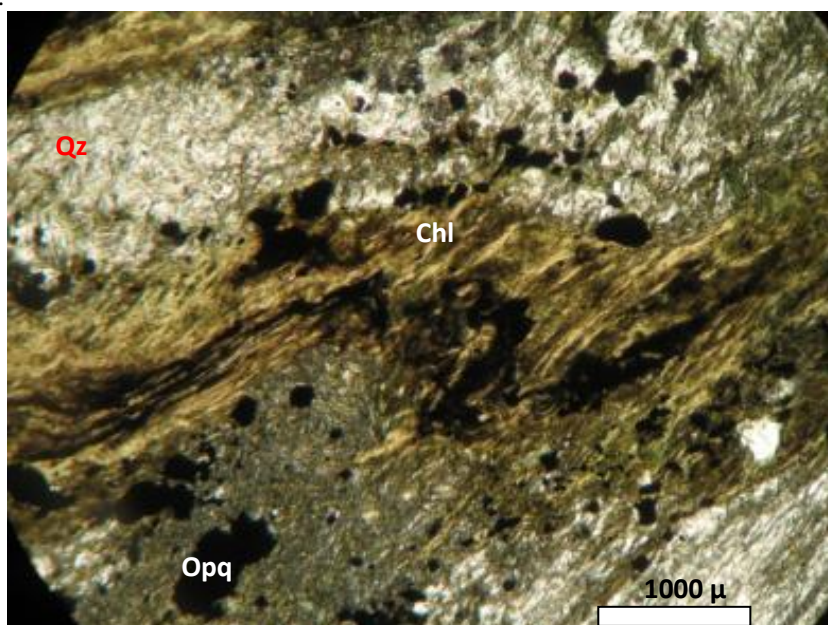


Figura 60: Fotomicrografia do clorita xisto, mostrando quartzo (Qz), clorita (Chl) e opaco (Opq), com presença de clivagem de crenulação. Nicóis paralelos. UTM: 532403/7677967.

8.1.6. Meta-granito Tabuões

O meta-granito Tabuões abrange 45% da área estudada, ocorre em contato intrusivo com todas as unidades supracitadas, sendo observados xenólitos da Unidade Metassedimentar e do Complexo Metamórfico Campo Belo (Unidade Gnáissica).

A unidade Meta-granito Tabuões apresenta uma grande variação na granulação, contém porções em granulação fina a média (0,01 mm a 1,00 mm) e porções em granulação grossa, com cristais de feldspato, euédricos, de até 3 cm (Fig.61a e b). É uma rocha leucocrática, encontrada na maioria das vezes muito intemperizada, com saprólitos rosa claro

a branco. Principais constituintes minerais são quartzo, plagioclásio, ortoclásio, microclina e biotita; muscovita e piroxênio são minerais acessórios (Fig. 62). Saussuritização do plagioclásio e sericitização do ortoclásio são os processos de alteração observados.

O Meta-granito está metamorfisado e possui foliação penetrativa, materializada por cristais de quartzo alongado, feldspatos e biotita orientados. A trama varia de granolepidoblástica a granoblástica, característica que depende da proporção de minerais lamelares (biotita). O quartzo apresenta extinção ondulante e o plagioclásio ocorre com maclas deformadas e interrompidas. Os contatos intergranulares variam de poligonais a interlobados.

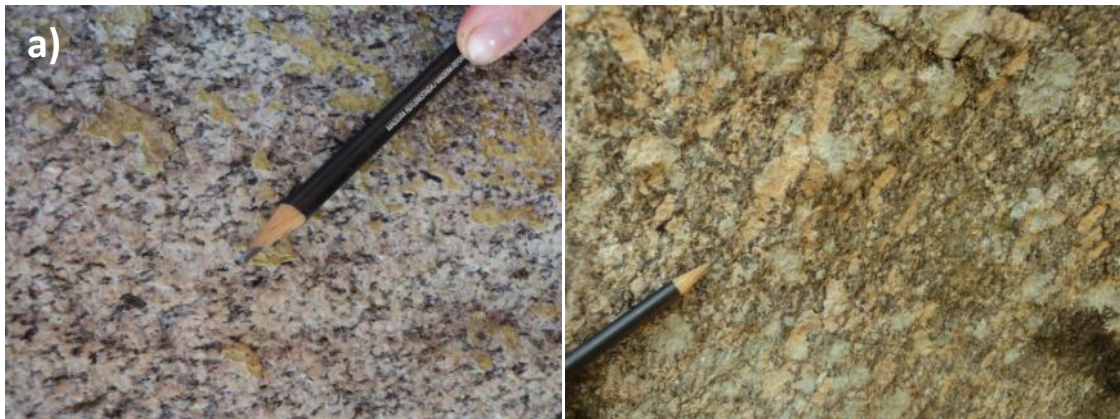


Figura 61: Meta-granito Tabuões a) granulação média UTM: 534280/7672415. b) granulação grossa, com cristais de feldspato, euédricos, de até 3 cm. UTM: 532824/7668382.

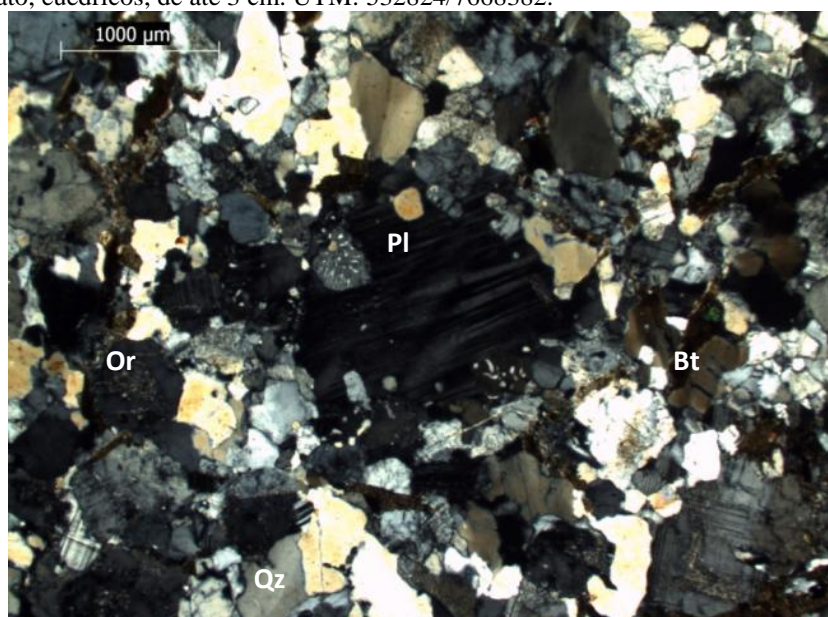


Figura 62: Fotomicrografia do Meta-granito Tabuões, mostrando quartzo (Qz), ortoclásio (Or), plagioclásio (Pl) e biotita (Bt). Nicóis cruzados. UTM: 531885/7674771.

8.2. METAMORFISMO

Ao relacionar as associações mineralógicas presentes, na FFB da Serra de Bom Sucesso, às típicas zonas metamórficas Barroviana, caracterizadas por Best (2003) para metamorfismo em rochas pelítica e por Klein (1983 in: Klein, 2005) para metamorfismo em FFB pré-cambrianas, a associação mineral hedenbergita + microclina \pm enstatita-ferrossilita \pm ferro-augita sugere condições de metamorfismo na Zona da Sillimanita - Alkali - Feldspato. A associação mineral cummingtonita-grunerita \pm tremolita-ferro-actinolita \pm biotita \pm almandina \pm Ferro-hornblenda, que trunca os níveis de piroxênios com granulação muito grossa e define, na FFB, a foliação principal (S1), sugere reações retrometamórficas em condições da Zona da Granada, que corresponde ao fácies anfíbolito.

A Unidade Lagoa da Prata, base da FFB, apresenta associação mineral biotita + muscovita \pm dolomita, que indica condições do tipo Barroviano na Zona da Biotita (fácies xisto verde). No entanto, na Unidade Tabuãozinho, topo sequência, a associação hornblenda + biotita + muscovita + clorita \pm almandina, indica metamorfismo em condições da Zona da Granada.

O Complexo Metamórfico Campo Belo apresenta associações minerais, na Unidade Gnáissica (plagioclásio \pm biotita \pm hornblenda) e na Unidade Anfíbolítica (hornblenda + plagioclásio + clinopiroxênio), que indicam um metamorfismo em fácies anfíbolito (cf. Yardley, 2004). Similarmente, as paragêneses do Meta-granito Bom Sucesso (plagioclásio + hornblenda + clinopiroxênio) e do Meta-anortosito (plagioclásio + hornblenda) também apresentam uma associação típica de fácies anfíbolito.

Os dois litotipos observados do Greenstone Belt Rio das Mortes, ocorrentes na área mapeada, contêm associação mineral dada por + tremolita + plagioclásio + epidoto, que indica fácies anfíbolito médio e + antofilita + cummingtonita-grunerita + granada + cordierita, que indicam anfíbolito alto (Bucher & Grapes, 2011).

O Meta-granito Tabuões apresenta uma associação mineral composta por plagioclásio + microclina + ortoclásio + biotita + muscovita + piroxênio indicativa de fácies anfibolito (*cf.* Yardley, 2004). Possivelmente, a presença de ortoclásio e microclina, nessa unidade, pode indicar um metamorfismo de fácies anfibolito alto a granulito, visto que no metamorfismo progressivo a transformação de microclina em ortoclásio é comum nesse fácies metamórfico (Bucher & Grapes, 2011).

Ao relacionar as associações minerais observadas em todos os litotipos aflorantes na região da Serra de Bom Sucesso, observa-se que as condições metamórficas durante a formação da foliação principal (S1) são no fácies anfibolito, relacionado ao metamorfismo regional e observado em todos os litotipos aflorantes.

Unidade	Associação Mineral	Zona/fácies metamórfica
Unidade Gnáissica (CMCB)	plagioclásio ± biotita ± hornblenda	Fácies anfibolito
Unidade Anfibolítica (CMCB)	hornblenda + plagioclásio + clinopiroxênio	Fácies anfibolito
Meta-granito Bom Sucesso	plagioclásio + hornblenda + clinopiroxênio	Fácies anfibolito
Meta-anortosito	plagioclásio + hornblenda	Fácies anfibolito
Greenstone Belt Rio das Mortes (I)	tremolita + plagioclásio + epidoto	Fácies anfibolito médio
Greenstone Belt Rio das Mortes (II)	antofilita + cummingtonita-grunerita + granada + cordierita	Fácies anfibolito alto
FFB Serra de Bom Sucesso (I)	hedenbergita + microclina ± enstatita-ferrossilita ± ferro-augita	Zona da Sillimanita - Alkali - Feldspato
FFB Serra de Bom Sucesso (II)	cummingtonita-grunerita ± tremolita-ferro-actinolita ± biotita ± almandina ± Ferro-hornblenda	Zona da Granada
Unidade Lagoa da Prata	biotita + muscovita ± dolomita	Zona da Biotita
Unidade Tabuãozinho	hornblenda + biotita + muscovita ± almandina	Zona da Granada

Tabela 3: Associação mineral e zonas/fácies metamórficas das unidades aflorantes na região da Serra de Bom Sucesso.

8.3. GEOLOGIA ESTRUTURAL

8.3.1. Elementos estruturais das unidades arqueanas

Bandamento gnáissico (Sb)

A estrutura planar mais antiga na área de estudo, é um bandamento gnáissico (Sb) presente na Unidade Gnáissica do Complexo Campo Belo. A análise dessa estrutura foi feita com base nos pontos descritos no extremo noroeste da região, local de maior exposição superficial desta litologia.

O Sb é caracterizado por uma variação composicional, e forma um bandamento contínuo de intercalações leucocráticas e melanocráticas. O bandamento (Sb) apresenta-se dobrado, formando um conjunto de antiformais e sinformais abertos, identificados por fotointerpretação associada a observações de campo (Fig. 63). Na Unidade Anfibolítica (Complexo Metamórfico Campo Belo), ocorre uma foliação reliquiar (S_{anf}) que também está dobrada e truncada pela foliação principal (S1 – ver abaixo). S_{anf} é apenas observada em escala microscópica (Fig. 64) e apresenta a mesma associação mineral de S1. Essa foliação reliquiar pode representar uma tectônica anterior a S1, no mesmo ambiente crustal, ou um estágio inicial de um processo de deformação progressiva. Identifica-se ainda uma foliação discreta (S1), formada por minerais máficos (anfíbólio e biotita) e quartzo, de direção NE-SW, mergulhando com 48° para SE (Fig. 65). Durante a análise de campo, nota-se que o Sb tende a se paralelizar a referida foliação (Fig. 66), nas regiões próximas ao contato com o Meta-granito Tabuões, porção central. Caracteriza-se, assim, uma região de maior deformação, que ainda contém zonas migmatíticas na Unidade Gnáissica, com bandamento igualmente paralelizado à foliação. Nesta região, ocorre uma falha de empurrão no Meta-granito Tabuões, de direção NE-SW mergulhando para SE. A falha foi inferida pela

ocorrência de uma estreita faixa de xisto, muito alterado, com quartzo sigmóide e lineação mineral (mineral acicular) caindo para ENE, o que pode representar um filonito. O perfil esquemático AA', no **Anexo I**, ilustra a relação dessa zona de maior deformação com as estruturas observadas.



Figura 63: Sinforme aberto na Unidade Gnáissica. UTM: 534582/7681448.

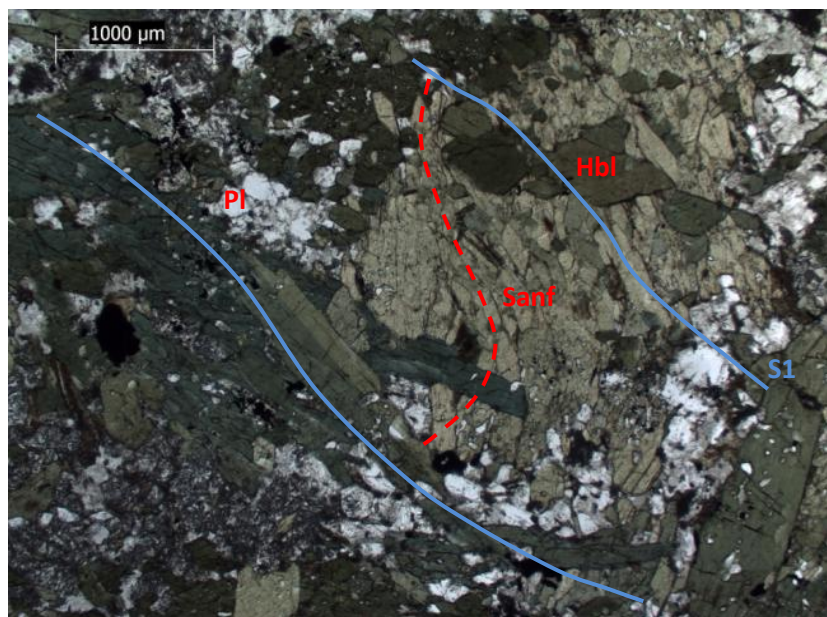


Figura 64: Fotomicrografia do anfibolito mostrando foliação reliquiar dobrada (Sanf), rotacionada e que é obliterada pela recristalização e reorientação mineral. Nicóis cruzados. UTM: 529163/7675972.

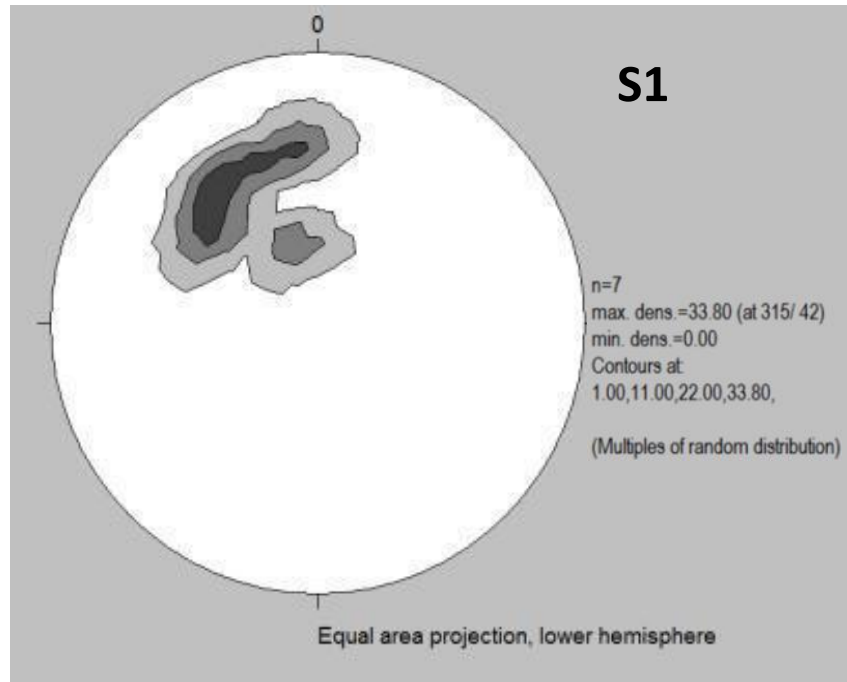


Figura 65: Diagrama de igual área, hemisfério inferior, dos pólos da foliação principal (S1) na Unidade Gnáissica.

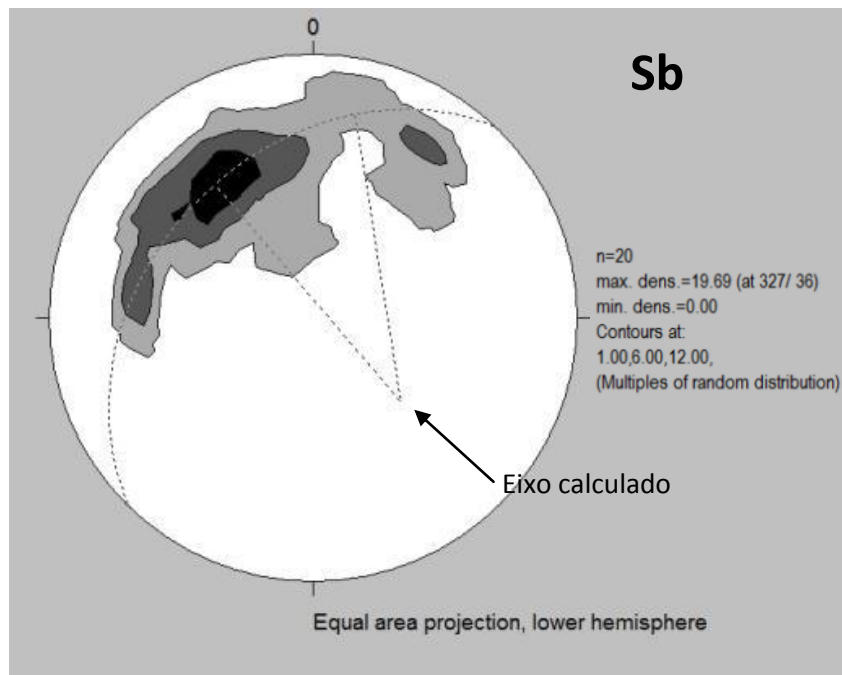


Figura 66: Diagrama de igual área, hemisfério inferior, dos pólos do Sb com indicação do eixo calculado (atitude: 156/22).

8.3.2. Elementos estruturais das unidades paleoproterozóicas

Bandamento composicional (So)

O bandamento composicional (So) é definido pela alternância de bandas de diferente composição mineralógica, e é observado na Sequência Metassedimentar Bom Sucesso. Essa estrutura predomina na Unidade FFB Bom Sucesso, e é algumas vezes observada na Unidade Lagoa da Prata, mas está comumente transposta por S1.

De um modo geral, So tende a uma direção NE-SW com mergulhos variáveis para SE (Fig. 67a). Apresenta uma primeira geração de dobras (D1), fechadas a isoclinais, com vergência para NW (Fig. 67b), ocorre tanto em escala centimétrica quanto métrica. O diagrama de contorno das medidas dos eixos de D1 indica uma variação ao longo de um plano de atitude 135/48 (Fig. 68).

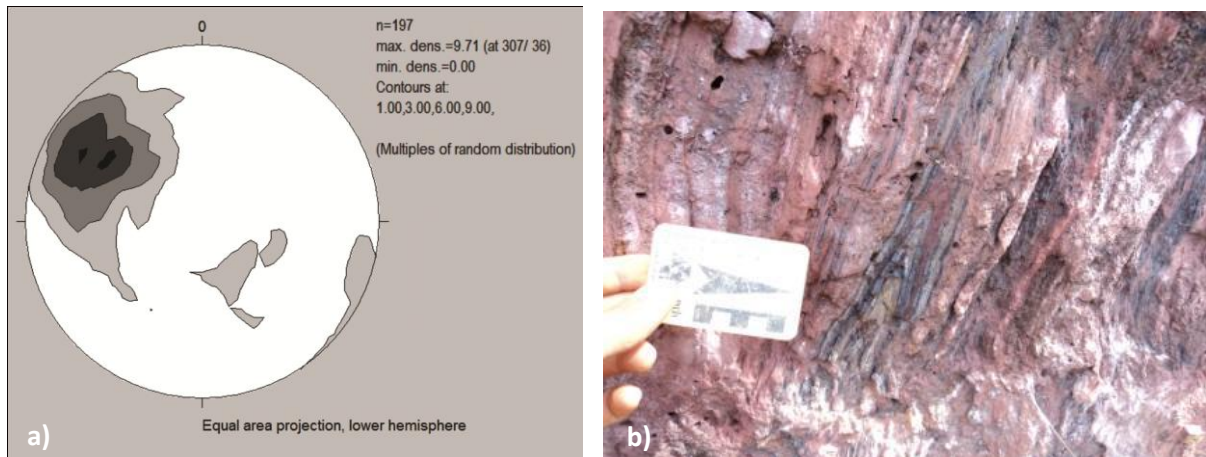


Figura 67: a) Diagrama de igual área, hemisfério inferior, dos pólos de So, medido na formação ferrífera bandada b) Dobras isoclinais D1, na formação ferrífera bandada. UTM: 531930/7676919.

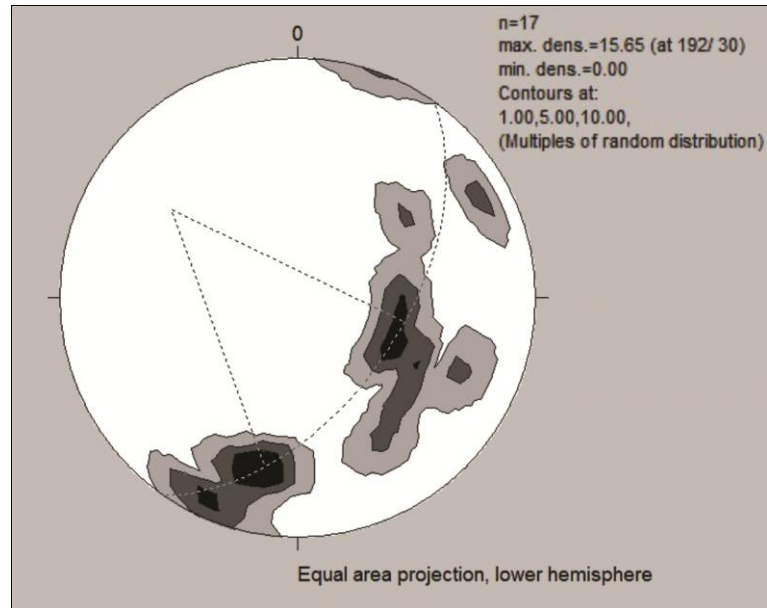


Figura 68: Diagrama de igual área, hemisfério inferior, dos eixos medidos de D1, evidenciando variação em um plano de atitude calculada 135/48, aprox. coincidente com a atitude modal de S1.

Observa-se a presença de dobras abertas, com vergência NW, de escala métrica (Fig. 69a), redobra D1 e define uma segunda geração de dobras (D2). Os eixos são predominantemente de direção NE-SW com caimento suave, tanto para NE quanto para SW (Fig. 69b).

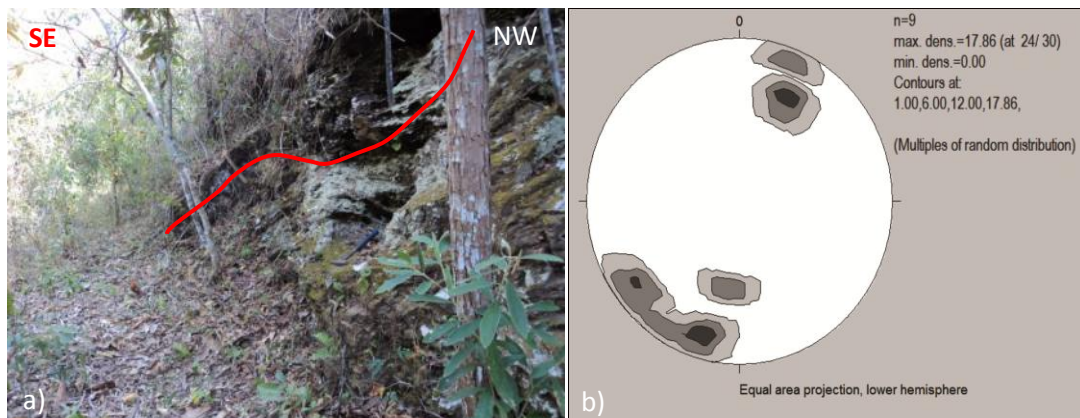


Figura 69: a) Dobras abertas D2 na formação ferrífera bandada, UTM: 534552/7679013 b) Diagrama de igual área, hemisfério inferior, dos eixos medidos de D2.

O diagrama de contorno das medidas polares de So apresenta uma dispersão que tende a compor um plano de atitude 253/41 com eixo calculado em 73/49 (Fig. 70). Tal plano pode representar dobras suaves que caracterizam a morfologia da Serra de Bom Sucesso numa

visualização em planta, o que define uma terceira geração de dobras (D3). No entanto, essas não são observáveis em escala de afloramento.

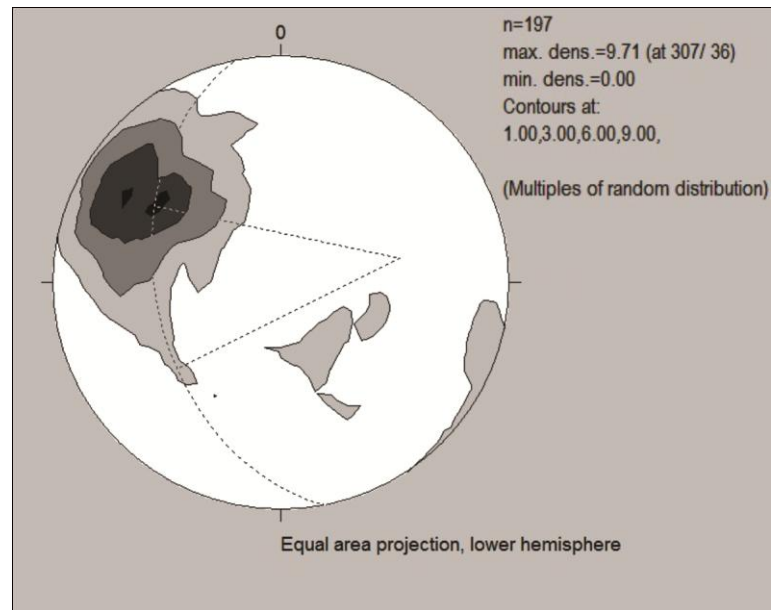


Figura 70: Diagrama de igual área, hemisfério inferior, dos pólos de So, evidenciando eixo calculado de D3.

Foliação principal (S1)

A principal estrutura reconhecida (S1) é definida como uma xistosidade, caracterizada principalmente pela orientação de minerais placóides, observada em quase todos os litotipos mapeados. S1 possui atitude NE-SW mergulhando, para SE, com máximo calculado em 114/66 (Fig. 71).

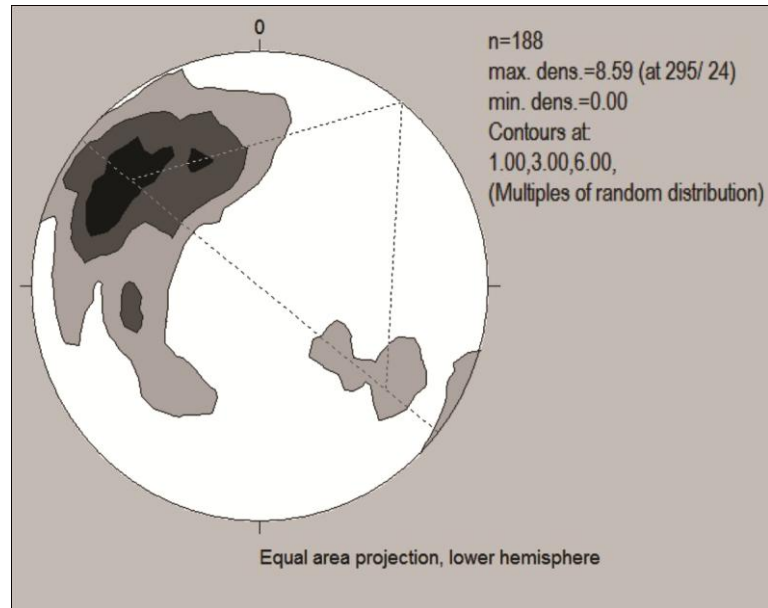


Figura 71: Diagrama de igual área, hemisfério inferior, dos pólos de S1.

Na Sequência Metassedimentar Bom Sucesso, S1 é uma foliação plano axial das dobras D1 e, conseqüentemente, apresenta-se levemente dobrada pelas dobras D2 (Fig. 72), com eixo calculado em 35/00.



Figura 72: S1 dobrada, Xisto Lagoa da Prata

O plano de rotação dos eixos de D1 (atitude 135/48) é paralelo à atitude geral de S1. Esse paralelismo indica que os eixos de D1 então rotacionados ao longo do plano axial S1.

Semelhante ao S_0 , observa-se no diagrama de contorno das medidas de S_1 uma variação que compõe o plano calculado de atitude 263/45 (Fig. 73), com eixo calculado em 84/45 (D_3 ?).

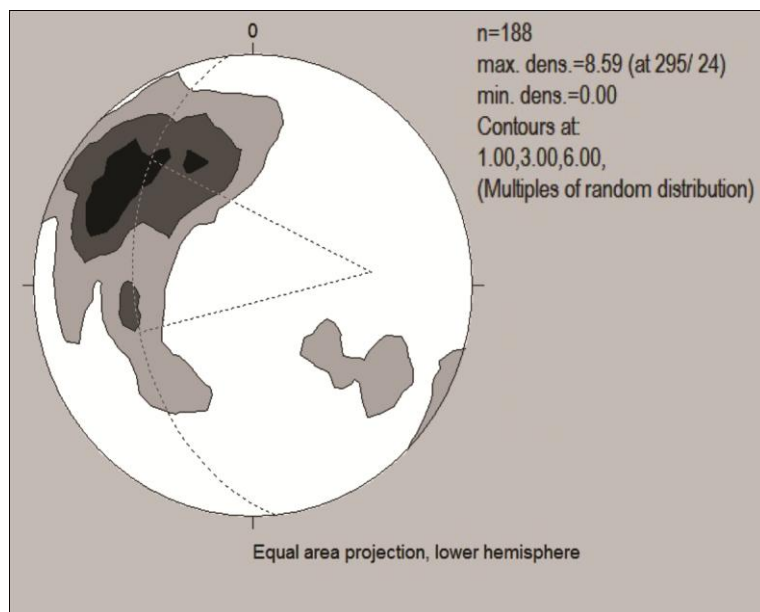


Figura 73: Diagrama de igual área, hemisfério inferior, dos pólos de S_1 , evidenciando eixo calculado de atitude 84/45.

8.3.3. Elementos estruturais macroscópicos

Falhas de empurrão

Os limites da Sequência Metassedimentar Bom Sucesso a leste são definidos por uma zona de cisalhamento que corre sub-paralela aos planos de contato litológico e é caracterizada pelo maior desenvolvimento da foliação S_1 que adquire feições associadas à milonitização ($S_{mil} \equiv S_1$) com obliteração total do bandamento, formação de estruturas S-C (Fig. 74a), bandas de cisalhamento e faixas filoníticas, além de grande quantidade de veios de quartzo de morfologia sigmoidal. Nos planos de foliação, desenvolve-se lineação de estiramento mineral

com caimento de baixo ângulo para NE (Fig. 74b). A oeste, a sequência é limitada pelo contato cisalhado com o Meta-granito Tabuões.

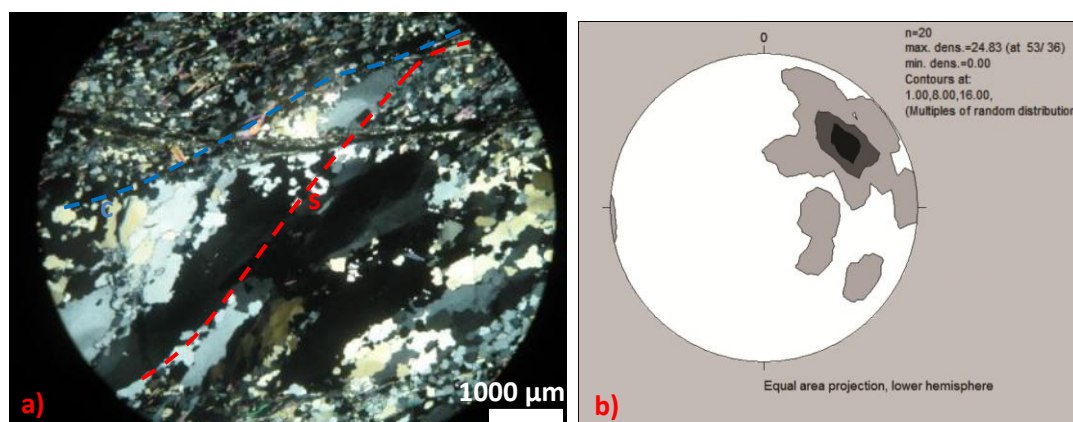


Figura 74: a) Fotomicrografia de muscovita xisto, da unidade Tabuãozinho, com presença de estrutura S-C. Nicóis cruzados, com objetiva de 2,5x + zoom ótico de 3x. UTM: 533573/7679007. b) Diagrama de igual área, hemisfério inferior, de lineações minerais medidos.

Falhas normais

Na área de estudo, ocorrem dois lineamentos estruturais foto-interpretados. Um tem direção NW-SE, trunca a Serra de Bom Sucesso e permite o contato lateral da Sequência Metassedimentar Bom Sucesso com a Unidade Gnáissica, sendo possivelmente uma falha normal (Anexo I). O outro lineamento, de direção NE-SW, trunca e limita a Unidade Anfibolítica a oeste da Serra de Bom Sucesso. A linearidade acentuada dessa estrutura permite inferir que seja uma falha de alto ângulo, no entanto, não é possível definir a movimentação.

Falhas normais foram observadas nos furos de sondagem, microfalhas normais de alto ângulo, em escalas milimétricas a centimétricas, que truncam todas as estruturas pré-existentes (Fig. 75). Estas falhas são preenchidas por carbonato, quartzo e ferro-actinolita, estirados segundo uma direção preferencial (Fig. 76). Tais estruturas podem estar relacionadas à falha normal, marcada pelo lineamento de direção NW-SE.



Figura 75: Micro falha normal de alto ângulo, observada na formação ferrífera bandada. Furo: DFBS-51 / Profundidade: 50 m.

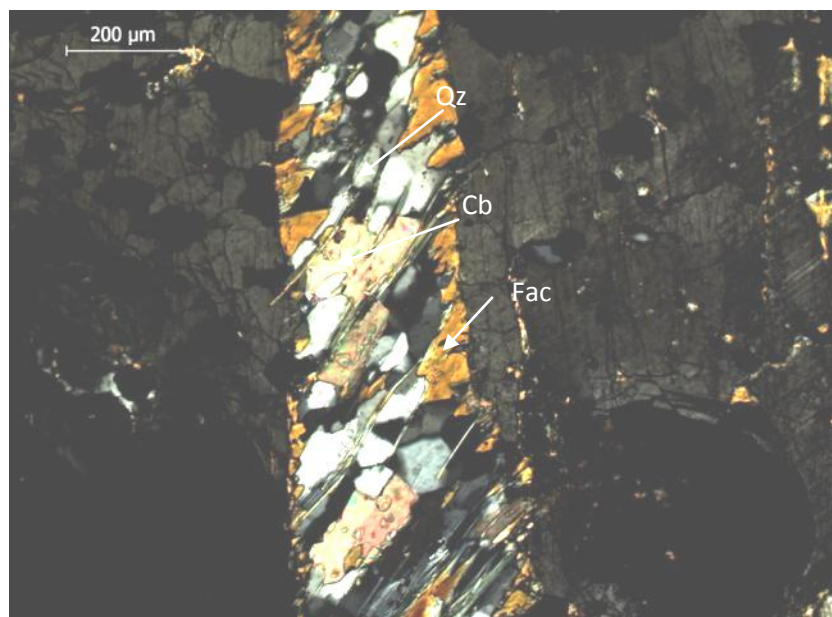


Figura 76: Fotomicrografia de micro falha normal milimétrica, na formação ferrífera bandada, preenchida por carbonato (Cb), quartzo (Qz) e ferro-actinolita (Fac). Furo: FDBS-39 / Profundidade: 95 m.

8.3.4. Veios associados à Sequência Metassedimentar Bom Sucesso

Nos afloramentos da Sequência Metassedimentar Bom Sucesso (SMBS) é marcante a presença de vênulas e veios quartzosos, caoliníticos ou argilosos. A análise de furos de sondagem permite a visualização desses veios com menor grau de alteração intempérica, assim como sua distribuição ao longo da SMBS e sua relação com o teor de ferro na formação ferrífera bandada.

As vênulas e veios ocorrem tanto concordantes com o bandamento composicional quanto discordantes, mas comumente alojados nos planos da foliação principal (S1). Apresentam granulação de muito fina a grossa (< 0,01 mm a 10,00 mm) e espessura de escala milimétrica a métrica. Estão dobrados, estirados e/ou rotacionados, e apresentam aspectos sigmoidais. Não há um padrão na quantidade de veios ao longo das unidades, ocorrem porções com pouca ou nenhuma venulação, porções intensamente venuladas e brechas hidrotermais.

Ao longo da SMBS, nota-se uma grande variação composicional relacionada, sucintamente, a três tipos de veios (Tabela 4).

	Associação mineral
Tipo 1	almandina + quartzo + carbonato + maghemita ± pirita ± pirrotita
Tipo 2	Carbonato ± Magnetita ± pirita ± pirrotita
Tipo 3	Quartzo ± Magnetita ± pirita ± pirrotita

Tabela 4: Divisão dos tipos de veios presentes na Sequência Metassedimentar Bom Sucesso, de acordo com a associação mineralógica.

Nos veios Tipo 1, a granada ocorre como cristais euédricos a subédricos, onde abundante, apresenta granulação média a grossa (1,00 mm a 10,00 mm) e, onde disseminada, como mineral assessorio, de granulação fina (0,04 mm) (Fig. 77). Quartzo e carbonato e magnetita são predominantemente de granulação fina (0,01 mm a 0,06 mm). No entanto, a magnetita comumente ocorre como agregados milimétricos, que formam níveis mais espessos ricos em magnetita e são dispostos paralelamente a parede dos veios.

Os veios Tipo 2 são mais abundantes na porção intermediária da unidade. São compostos predominantemente por carbonatos e de granulação fina a média (0,01 mm a 1,00 mm). A magnetita, se presente, ocorre com cristais euédricos a subédricos, disseminados e de granulação fina a grossa (0,01 mm a 2,00 mm), esta em porções aonde é mais abundante (Fig. 78).

Os veios Tipo 3 ocorrem por toda a Sequência Metassedimentar Bom Sucesso e são compostos por quartzo de granulação fina a média (0,01 mm a 1,00 mm). A magnetita está presente, quando esses estão na formação ferrífera bandada e ocorrem comumente concentradas nas bordas dos veios (Fig. 79).

Os sulfetos (pirita e pirrotita) ocorrem nos três tipos de veios, predominantemente nas porções próximas às apófises do Meta-granito Tabuões. Onde em menores proporções, são cristais euédricos (Fig. 80) a subédricos, disseminados, e de granulação fina (~ 0,03 mm). Onde abundantes, apresentam uma feição vênular (Fig. 81).

No contato dos veios com a FFB, a cummingtonita-grunerita ocorre com granulação grossa (~ 1 mm) e textura decussada (Fig. 82). A hedenbergita, com granulação muito grossa (> 5 mm), tem inclusões de microclina e apresenta substituição marginal de cummingtonita-grunerita ou ferro-actinolita e carbonato (Fig. 83). Localmente, observa-se substituição de hedenbergita por ferro-actinolita e diminutos cristais de andradita e biotita (Fig. 84).



Figura 77: Veios Tipo 1 com granada de granulação média a grossa e abundante. Furo: FDBS-51 / Profundidade: 42 m.

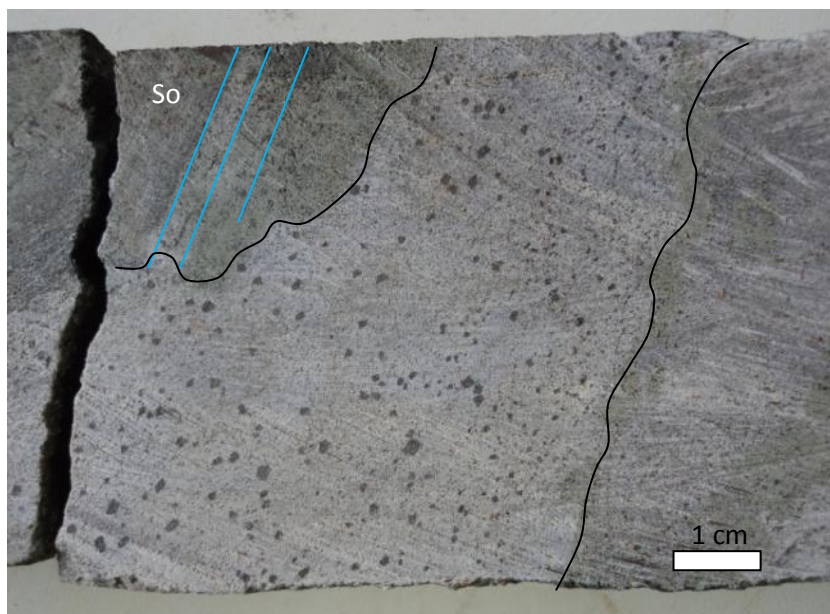


Figura 78: Fotomicrografia de veio Tipo 2 discordante ao bandamento (So) da formação ferrífera bandada, com magnetita disseminada e com granulação média a grossa. Furo:FDBS-30 Profundidade: 85 m.

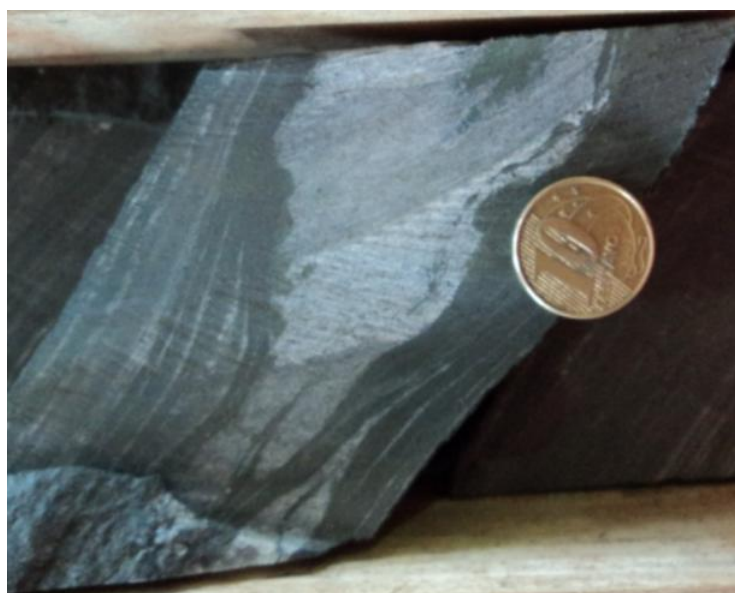


Figura 79: Veio tipo 3 mostrando concentração de maghemita nas bordas. Furo:FDBS-39 Profundidade: 70 m.

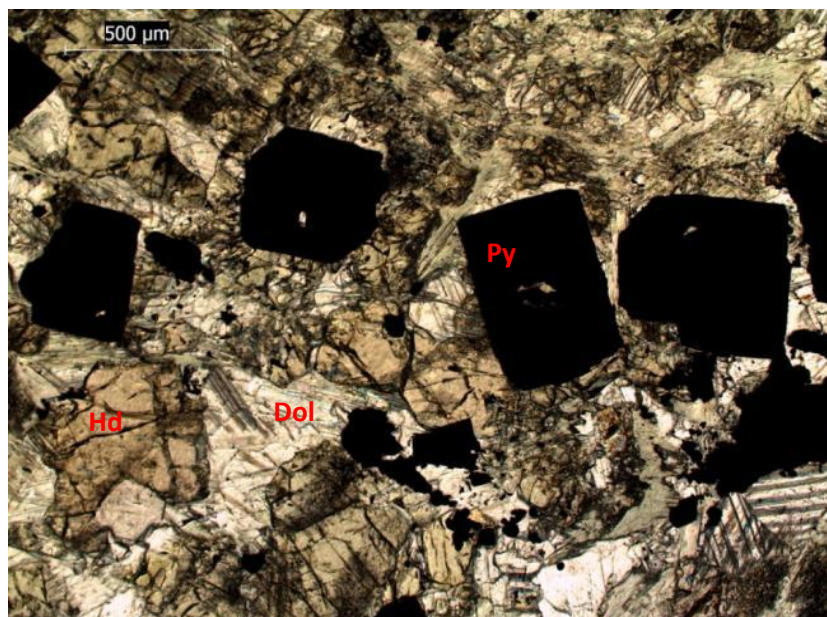


Figura 80: Fotomicrografia de pirita euédrica em veio do Tipo 2, mostrando dolomita (Dol) e hedenbergita (Hd) Furo: FDDBS-30 Profundidade: 89 m. Nicóis paralelos.

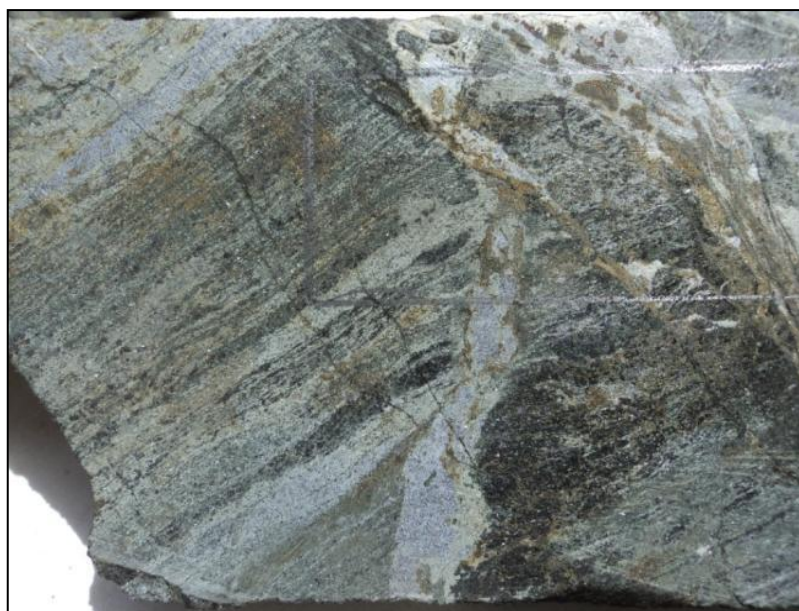


Figura 81: Veio tipo 2 associado a pirita e discordante ao bandamento da formação ferrífera bandada. Furo:FDDBS-29 Profundidade: 243 m.

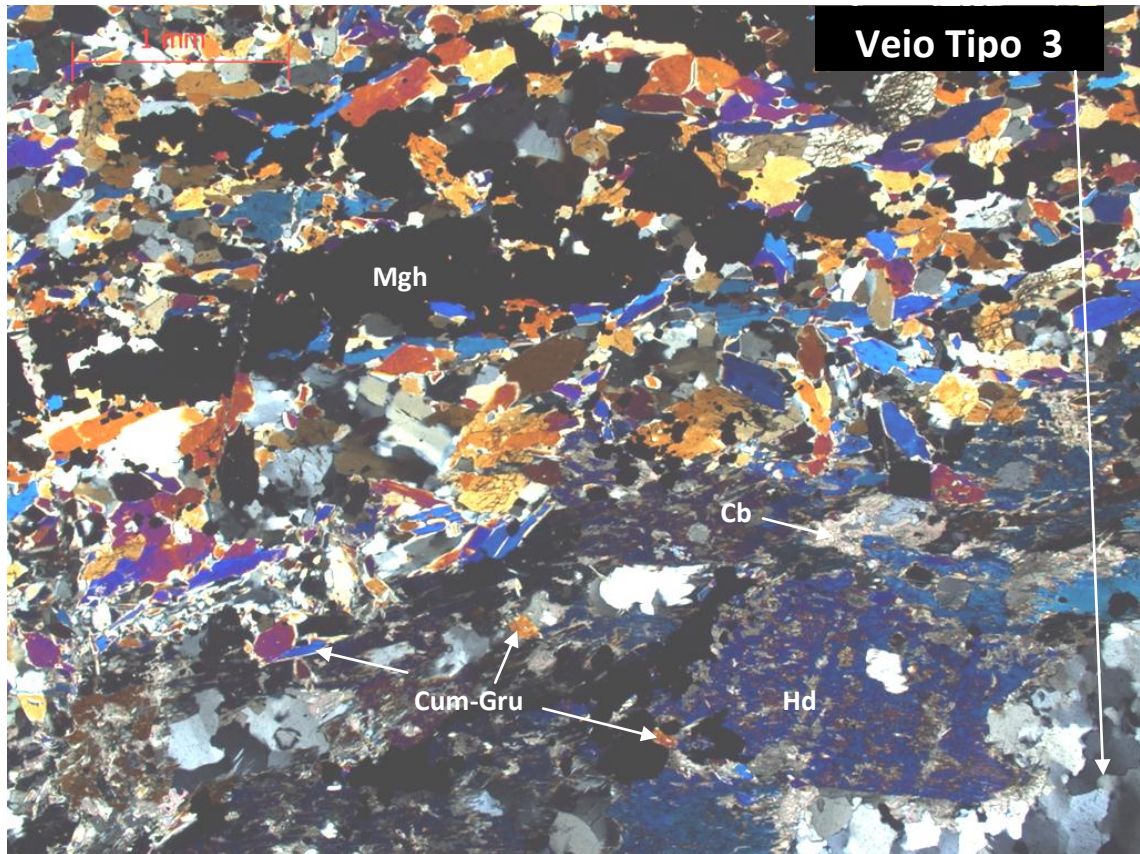


Figura 82: Contato do veio Tipo 3 com formação ferrífera bandada, cummingtonita-grunerita (Cum-Gru) em textura decussada, crescida sobre os agregados de maghemita (Mgh) e hedenbergita (Hd) parcialmente substituída por carbonato (Cb) e cummingtonita-grunerita. Fotomicrografia em microscópio óptico, luz transmitida e nicóis cruzados.

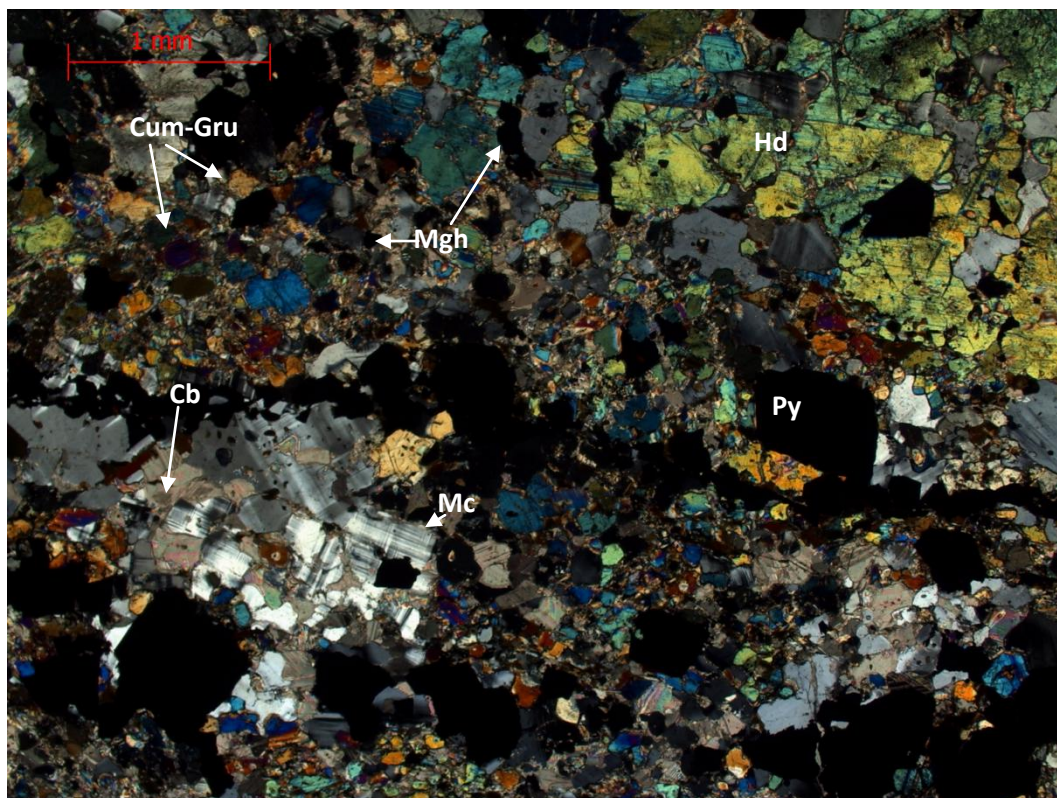


Figura 83: Fotomicrografia de contato do veio Tipo 2 com formação ferrífera bandada, hedenbergita (Hd) e microclina (Mc), parcialmente substituídos por carbonato (Cb) e cummingtonita-grunerita (Cum-Gru). Pirita (Py) de granulação média a grossa, subédrica a euédrica, e maghemita (Mgh) de granulação fina. Fotomicrografia em microscópio óptico, luz transmitida e nicóis cruzados.

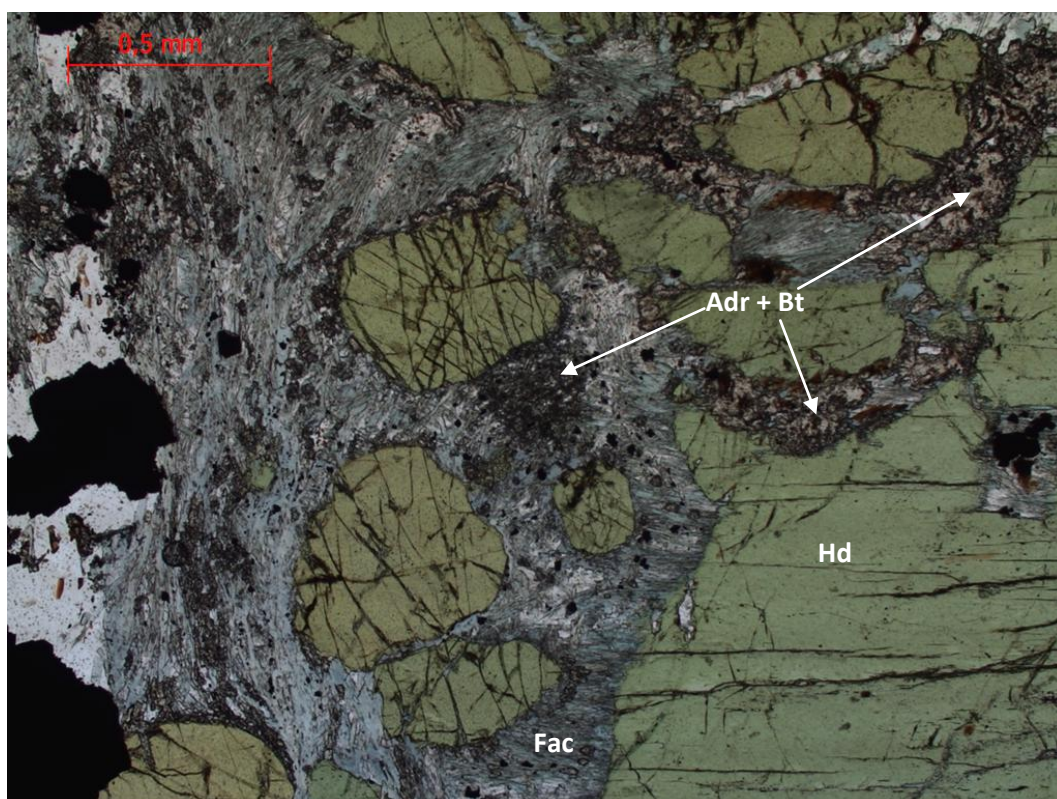


Figura 84: Fotomicrografia de contato do veio Tipo 3 com formação ferrífera bandada, hedenbergita (Hd) parcialmente substituída por ferro-actinolita (Fac) e diminutos cristais de andradita (Adr) e biotita (Bt). Fotomicrografia em microscópio óptico, luz transmitida e nicóis paralelos.

8.3.5. Modelo estrutural proposto

A partir da geometria apresentada pelas estruturas e da análise dos elementos estruturais em estereogramas, associadas à sua distribuição espacial, foram definidas as principais fases deformacionais do segmento norte da Serra de Bom Sucesso. Duas em regime compressivo (F1 e F2) e outra em regime distensivo (F3). Cada fase é representada por um grupo de estruturas que possuem estilo de deformação e orientação espacial próprias.

A fase F1 é evidenciada por dobras isoclinais (D1), intrafoliais, com eixos variando ao longo do plano axial S1. Em um processo de deformação progressiva, uma zona de cisalhamento reversa teria sido instalada, com transporte de massa de SE para NW. Essa frente de cavalgamento possivelmente está relacionada às dobras abertas (D2) com vergência para NW e eixos sub-horizontais NE-SW. No estágio final da fase F1, é provável que o movimento reverso *Down Dip*, inicialmente estabelecido, tornou-se oblíquo e destrá.

A fase F2 é inferida a partir da dispersão N-S ressaltada principalmente nas medidas de So e S1. Tal dispersão pode ser o resultado de uma deformação de direção N-S, que gerou dobras suaves (D3) com eixos (calculado) caindo 45° para leste. F2 pode ter sido gerado a partir de uma mudança de direção principal, no regime tectônico, de SE-NW (fase F1) para N-S (fase F2) ou um evento tectônico posterior à F1. Não foram observadas estruturas, em campo, relacionadas à F2, o que não deixa claro a existência ou não dessa fase de deformação.

A fase F3 é relacionada a falhas normais, de direção NW-SE, que truncam as estruturas de F1 e permite o contato lateral da Sequência Metassedimentar Bom Sucesso e a Unidade Gnáissica, na extremidade NE da Serra de Bom Sucesso. As falhas normais levam a supor a existência de movimentos de caráter extensional com reativação dos planos de cavalgamento, possível reflexo da fase de colapso (Alkmim & Marshak, 1998) ou de reajuste isostático.

Os veios e vênulas observados na Sequência Metassedimentar Bom Sucesso estão predominantemente associados à fase doformacional F1, em geral paralelos aos planos axiais das dobras isoclinais (D1). As microfalhas normais, observadas truncando o bandamento composicional e a foliação principal (S1), contêm os mesmo minerais de preenchimento e as mesmas substituições minerais observadas nos veios tipo 1,2 e 3. São comumente preenchidas por quartzo e carbonato e apresentam substituição do piroxênio por anfibólio. Provavelmente essas microfalhas normais estão relacionadas à fase F1 como falhas normais antitéticas.

8.4. GEOQUÍMICA DA FORMAÇÃO FERRÍFERA BANDADA

Para análise dos elementos maiores, traço e terras raras das amostras analisadas da Unidade FFB Bom Sucesso serão caracterizados, neste capítulo, o litotipo FFB e xisto ferruginoso. Paralelamente, esses litotipos serão comparados com o itabirito anfíbolítico e silicoso da Formação Cauê e o filito sericítico da Formação Batatal, ambos do Supergrupo Minas no Quadrilátero Ferrífero (ver capítulo 4 – tópico “Geoquímica”). Devido à falta de dados disponíveis na literatura relativos às unidades de topo à Formação Cauê, o xisto ferruginoso, topo da FFB Bom Sucesso, será comparado com a Formação Batatal. Embora a formação Batatal seja topo do Grupo Caraça e a Formação Cauê seja base do Grupo Itabira, os filitos e folhelhos negros contidos no topo da Formação Batatal também fazem parte da sequência estratigráfica que caracterizam o ambiente deposicional da formação ferrífera bandada do Grupo Itabira.

Elementos Maiores

As BIFs da Serra de Bom Sucesso contêm teores de Fe₂O₃ (44,63% - 50,48%), SiO₂ (42,42% - 47,36%), Fe total (17,85% - 20,19%), CaO (0,36% - 6,04%), MgO (2,59% - 6,21%), MnO (0,10% - 0,24%) e Al₂O₃ (0,02% - 0,20%) muito similares aos itabiritos do tipo anfíbolítico e silicoso da Formação Cauê, Supergrupo Minas no Quadrilátero Ferrífero (Fig. 85a). A diferença se dá pelo elevado conteúdo de álcalis, Na₂O (0,02% - 1,27%) e K₂O (0,02% - 0,73%).

O Xisto Ferruginoso, topo da Unidade FFB Bom Sucesso, contém teores de SiO₂ (48,77% - 56,57%), Al₂O₃ (5,03% - 11,00%), Na₂O (0,03% - 0,18%), P₂O₅ (0,08% - 0,11%) e TiO₂ (0,18% - 0,51%) semelhantes aos teores apresentados no filito sericítico caracterizados por Spier *et al.* (2007), litotipo da Formação Batatal, unidade basal ao Grupo

Itabira no Supergrupo Minas (Fig. 85b). No entanto, o Xisto Feruginoso contém os teores de Fe₂O₃ (20,44% - 30,43%), Fe total (8,18% - 12,17%), CaO (2,80% - 3,86%), MgO (2,95% - 9,3%) e MnO (0,19% - 6,32%) mais elevados.

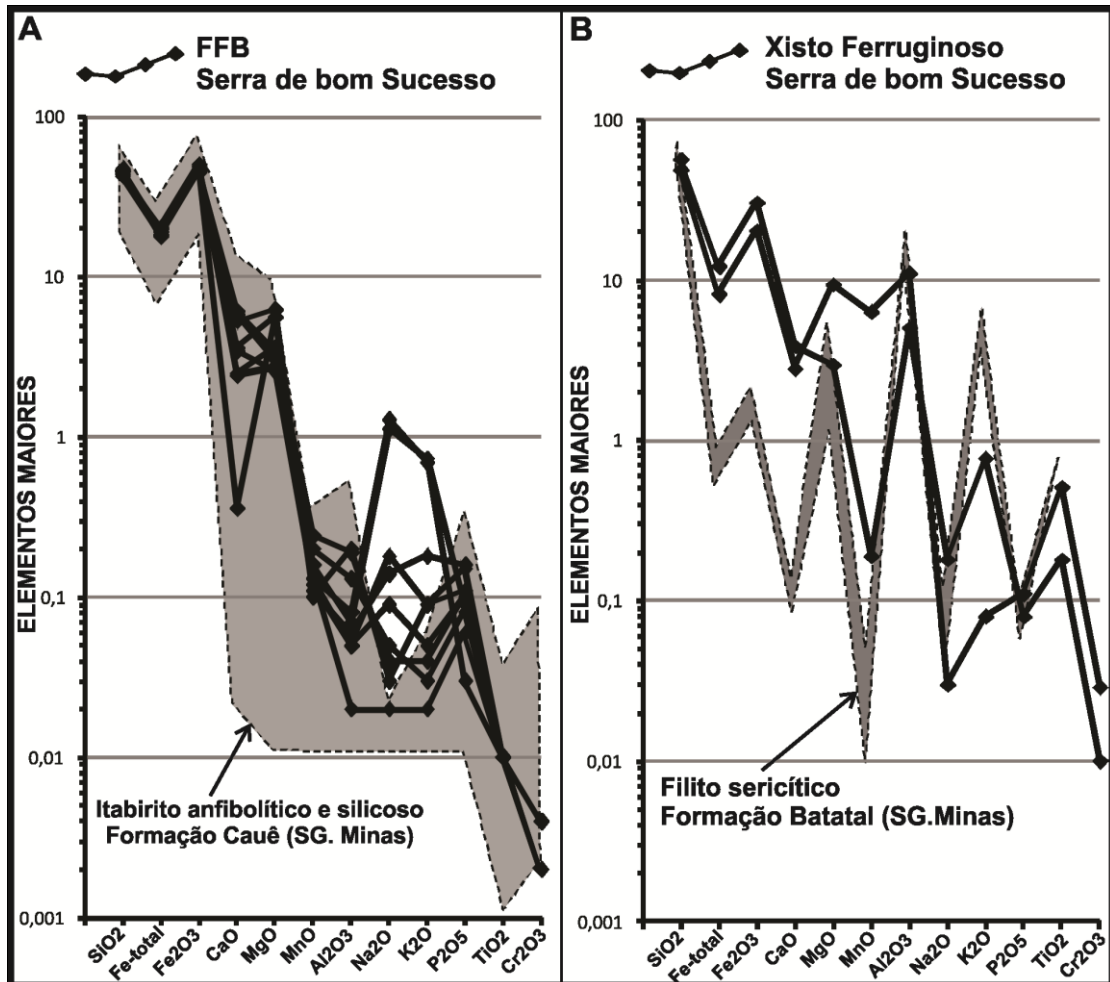


Figura 85: Concentração de elementos maiores (A) FFB da Serra de Bom Sucesso em comparação com o Itabirito anfibolítico e silicoso da Formação Cauê. (B) Xisto Ferruginoso da Serra de Bom Sucesso em comparação com Filito Sericítico da Formação Batatal.

Bostrom (1973, in Peter, 2003) usa as razões Fe/Ti e Al/(Al+Fe+Mn) para relacionar a contribuição hidrotermal e detrítica nos sedimentos de uma bacia. As razões das amostras analisadas (Fig. 86) indicam um *trend* contínuo com fases predominantemente hidrotermais (FFB) e uma transição para fases com maior contribuição detrítica (xisto ferruginoso). Os teores da formação ferrífera da Serra de Bom Sucesso produzem razões dentro da faixa de valores do itabirito anfibolítico e silicoso da Formação Cauê e ambos possuem razões

próximas a sedimentos metalíferos da dorsal meso-oceânica do Pacífico. Os valores encontrados no Xisto Ferruginoso têm razões Al/ (Al + Fe + Mn) muito distantes dos apresentados no filito sericítico da Formação Batatal e em argilas pelágicas do Pacífico, e razões semelhantes a sedimentos de fundo oceânico com pequena participação de detritos continentais.

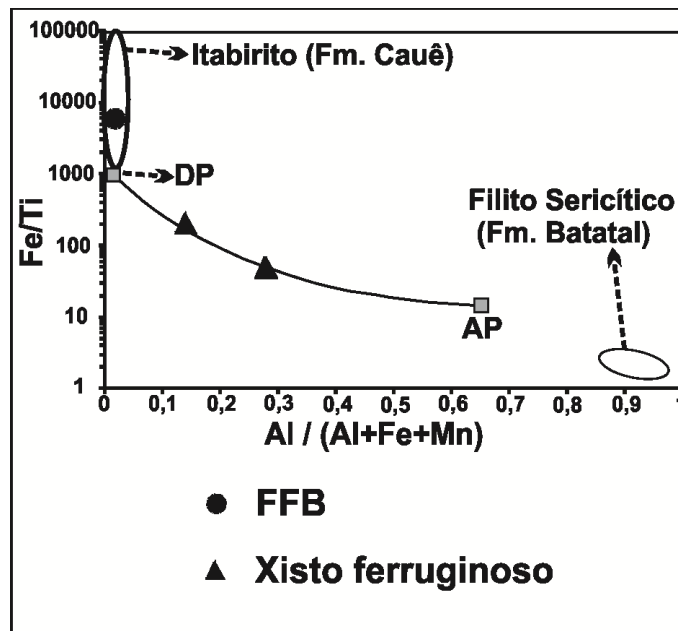


Figura 86: Relação das razões Fe/Ti e Al/(Al+Fe+Mn) da FFB, e xisto ferruginoso, da Serra de Bom Sucesso, em comparação com os campos de valores apresentados nos itabiritos da Formação Cauê, no filito sericítico da Formação Batatal, nos sedimentos metalíferos da dorsal meso-oceânica do Pacífico (DP – Bostrom 1973, in Peter 2003) e nas argilas pelágicas do Pacífico (AP – Bostrom 1973, in Peter 2003).

Elementos Traço

Peter (2003) utiliza vários diagramas de covariação interelementar e procedimentos estatísticos para caracterizar as relações geoquímicas e a origem de vários elementos traço em formações ferríferas. O autor relaciona a covariação interelementar, a concentração dos elementos e a origem dos elementos traço, discriminando *end members* (valores extremos): elementos de origem hidrotermal, de origem detrítica e de transição (Fig. 87).

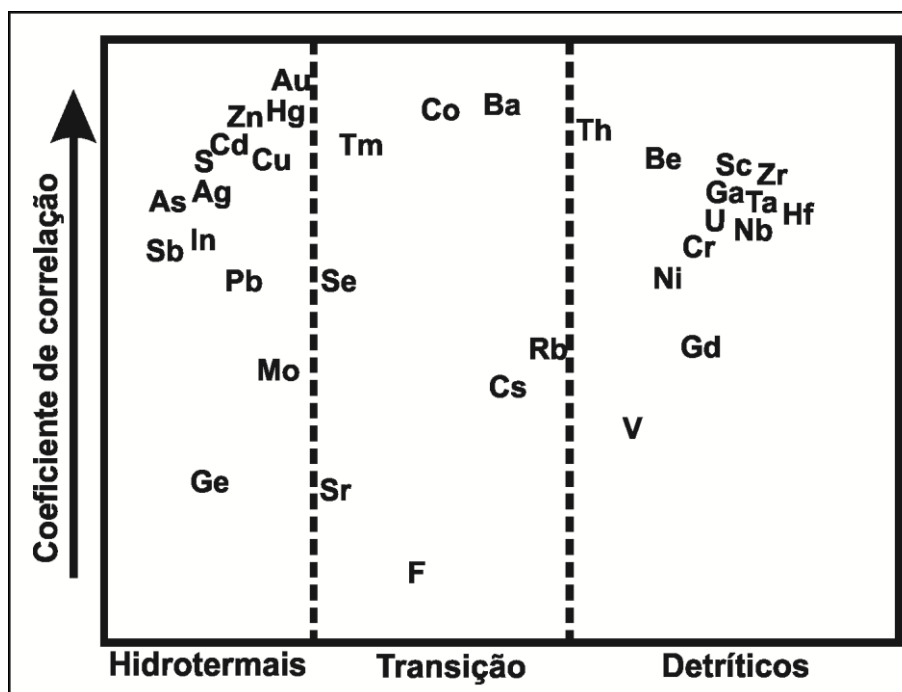


Figura 87: Diagrama adaptado de Peter (2003): relação entre o índice de correlação interelementar e a fonte dos elementos traço de formações ferríferas, discriminando elementos essencialmente hidrotermais, detríticos e de transição.

Baseado nos critérios desse autor, a formação ferrífera da Serra de Bom Sucesso, normalizada ao padrão da crosta superior (UCC - Upper Continental Crust- Taylor & McLennan, 1985), é relativamente mais enriquecida em Rb, Cs e Sr, elementos de transição, e em Mo, Sb e As, elementos hidrotermais, do que em elementos detríticos (Fig. 88a). Todos os elementos estão empobrecidos em relação à crosta superior e suas concentrações estão dentro da faixa de valores apresentados nos itabiritos da Formação Cauê.

Tanto o Xisto Ferruginoso da Serra de Bom Sucesso, quanto o filito sericítico da Formação Batatal apresentam assinatura de crosta superior, embora os dados geoquímicos indiquem maior proporção em elementos de transição e hidrotermais no filito Batatal (Fig. 88b).

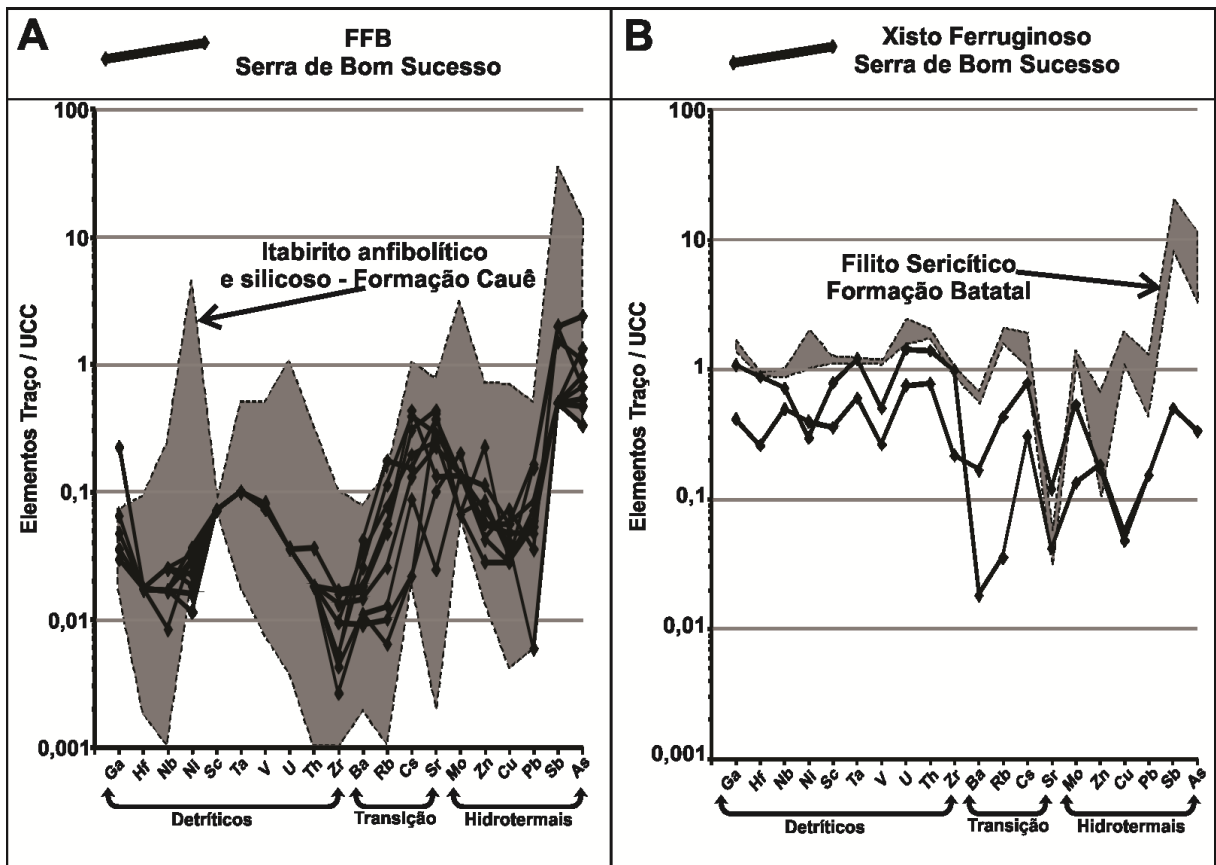


Figura 88: Elementos traço normalizadas ao padrão UCC e discriminados os elementos detríticos, de transição e hidrotermais. A – amostras de FFB da Serra de Bom Sucesso em comparação com amostras de Itabiritos anfibolíticos e silicosos da Formação Cauê. B – amostras de xisto ferruginoso da Serra de Bom Sucesso em comparação com amostras de filito sericítico da Formação Batatal.

Elementos Terras Raras

Quando normalizadas ao PAAS, o padrão de ETR da FFB da Serra de Bom Sucesso é caracterizado por um leve enriquecimento dos ETRP em relação aos ETRL ($Pr/YbSN = 0,12 - 0,26$) e ETRM ($Sm/YbSN = 0,22 - 0,35$). Os diagramas apresentam anomalias positivas de Eu ($Eu/Eu^* = 1,24 - 1,99$), La ($La/La^* = 0,88 - 1,86$) e Y ($Y/Y^* = 1,62 - 2,23$). As amostras analisadas contêm concentrações relativas de ETR + Y dentro da faixa de valores apresentados nos Itabiritos da Formação Cauê e outras FFB depositadas em ambiente bacinal (Bau & Dulski, 1996). Ambas as litologias possuem valores de anomalias positivas de Eu, La e Y muito similares, assim como o mesmo enriquecimento relativo dos ETR pesados (Fig. 89a).

O xisto ferruginoso da Serra de Bom Sucesso, assim como o filito Sericítico da Formação Batatal, contém uma concentração relativa de ETR + Y típica de pelitos (valores de normalização próximo a 1), embora uma amostra de Xisto ferruginoso esteja ligeiramente depletado em ETR + Y, com pequena anomalia positiva de Y ($Y/Y^* = 1,14$) e suave anomalia negativa de Eu ($Eu/Eu^* = 0,90$). Diferentemente, o Filito Sericítico não apresenta anomalia de Y e contém pronunciada anomalia positiva de Eu (Fig. 89b).

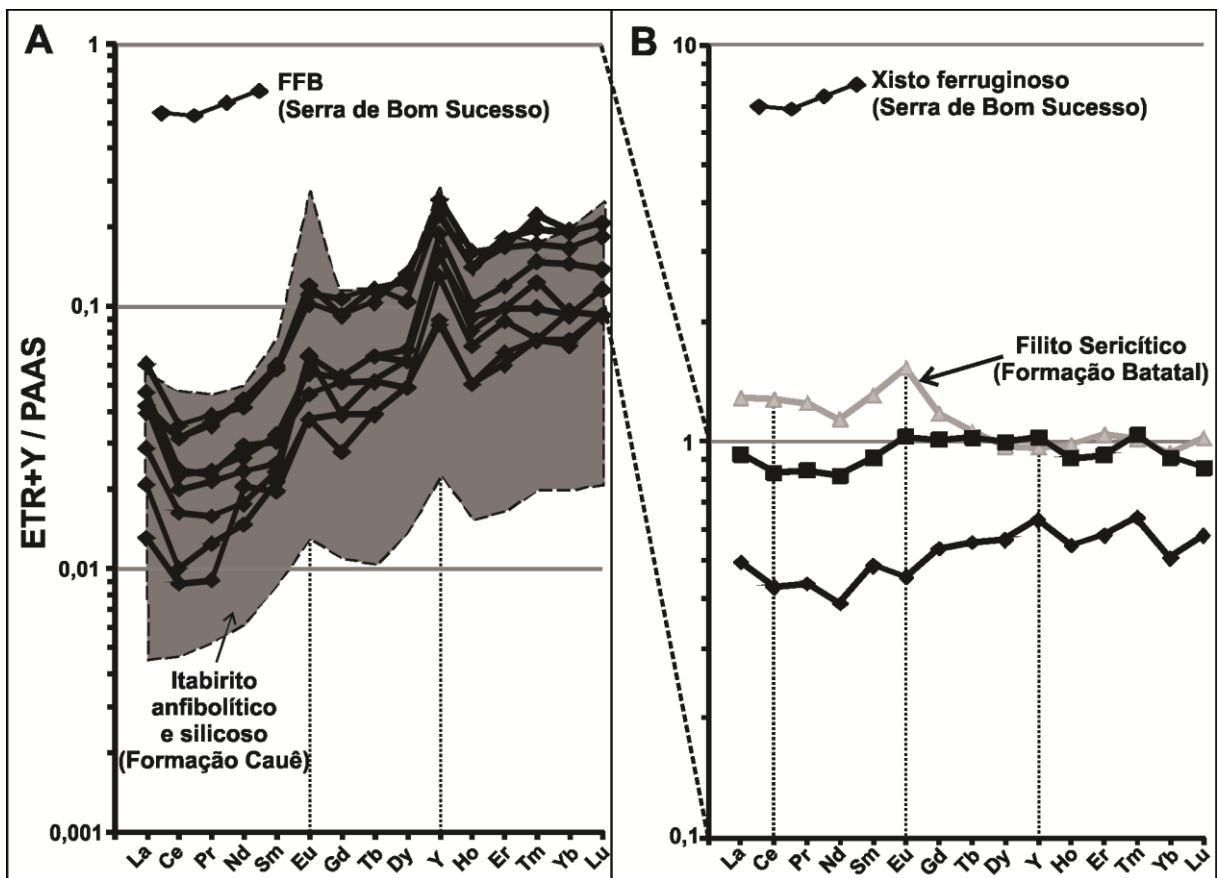


Figura 89: Elementos Terras Raras normalizados ao padrão PAAS: A - amostras de FFB da Serra de Bom Sucesso em comparação com amostras de Itabiritos anfibolíticos e silicosos da Formação Cauê; B - xisto ferruginoso da Serra de Bom Sucesso em comparação com filito sericítico da Formação Batatal.

8.5. IDADE DA SEQUÊNCIA METASSEDIMENTAR BOM SUCESSO

Diversos estudos geocronológicos têm sido desenvolvidos com a finalidade de limitar a idade de deposição dos sedimentos na Bacia Minas. Machado *et al.* (1996) analisando zircões detríticos, de quatro amostras de quartzitos da base do Grupo Caraça (Formação Moeda), determina os valores mais baixos encontrados, 2651 ± 33 Ma e 2606 ± 47 Ma, como sendo a idade máxima de deposição. Igualmente, Hartmann *et al.* (2006) determina uma idade máxima de deposição para a Formação Moeda de 2580 ± 7 Ma. Babinski *et al.* (1995) dataram rochas carbonáticas do topo da Formação Gandarela, pelo método Pb/Pb, obtendo a idade de 2420 ± 5 Ma. Para o Grupo Sabará, a sequência superior do Supergrupo Minas, os dados de U-Pb de zircão detrítico indicam uma idade mínima de deposição de 2125 ± 4 Ma (Machado *et al.*, 1992). Desse modo, os dados geocronológicos para a base do Supergrupo Minas apontam um intervalo de sedimentação na bacia entre 2,6 Ga a 2,4 Ga. Baseado em uma estimativa da taxa de sedimentação da ordem de 50 m/Ma, Renger *et al.* (1994) propõem que a idade de deposição da Formação Cauê seria de 2520 Ma. Cabral *et al.* (2012) dataram zircões pelo método U/Pb, de intercalações de origem vulcânica na formação ferrífera do Grupo Itabira, e obtiveram a idade de 2,65 Ga, ou seja, consideravelmente mais antiga que os dados geocronológicos anteriores.

Para amostragem destinada a estudos isotópicos foram selecionadas três amostras de furos de sondagem, duas de xisto (amostras 1 e 2) e uma de quartzito (amostra 3), todas correspondendo à Unidade Lagoa da Prata.

As três amostras analisadas apresentam zircões detríticos angulares a arredondados que variam de 80 a 200 μm . As imagens de CL mostram que a maioria dos grãos possuem núcleos herdados e bordas com zoneamento típico de origem magmática (Fig. 90). Ambos, núcleo herdados e borda, foram analisados. Os núcleos herdados definem 37 populações de

idades 2611,9 Ma a 3928,4 Ma. As bordas definem populações mais jovens de idades 2587,9 Ma a 2786,4 Ma.

Nas duas amostras de xisto, foram obtidas idades de $3451 \pm 7,3$ Ma a $2603 \pm 7,3$ Ma (Fig. 91a e b) e em uma amostra de quartzito com zircões de 3323 ± 3 Ma a $2616 \pm 5,7$ Ma (Fig. 91c). O mais baixo valor encontrado, $2603 \pm 7,3$ Ma, determina a idade máxima de deposição da unidade basal da Sequência metassedimentar Serra de Bom Sucesso, idade muito próxima à proposta para o início da deposição da bacia Minas (tabela 5).

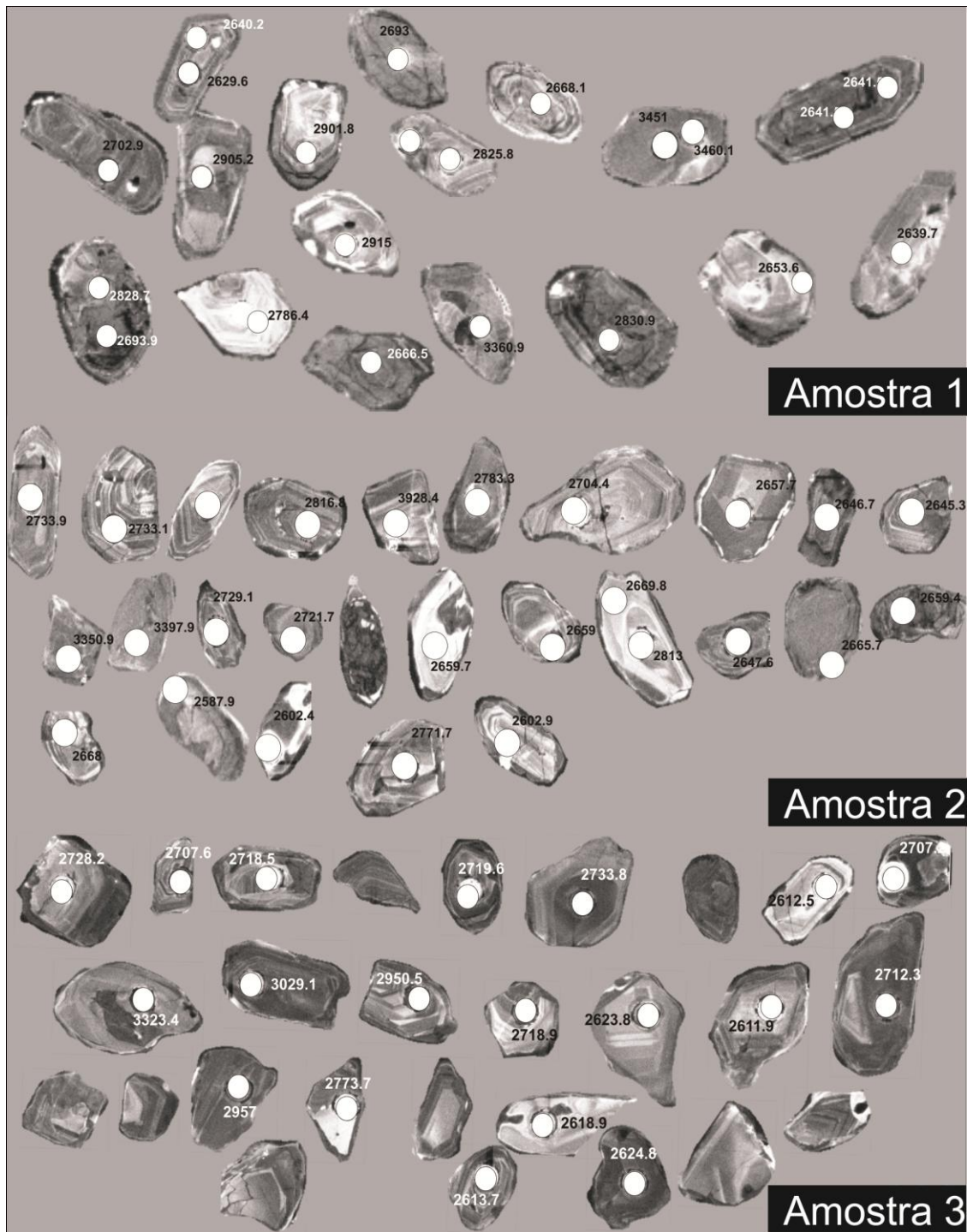


Figura 90: Imagens de catodoluminescência de grãos de zircão e respectivos spots analisados (indicados com círculo e numerados).

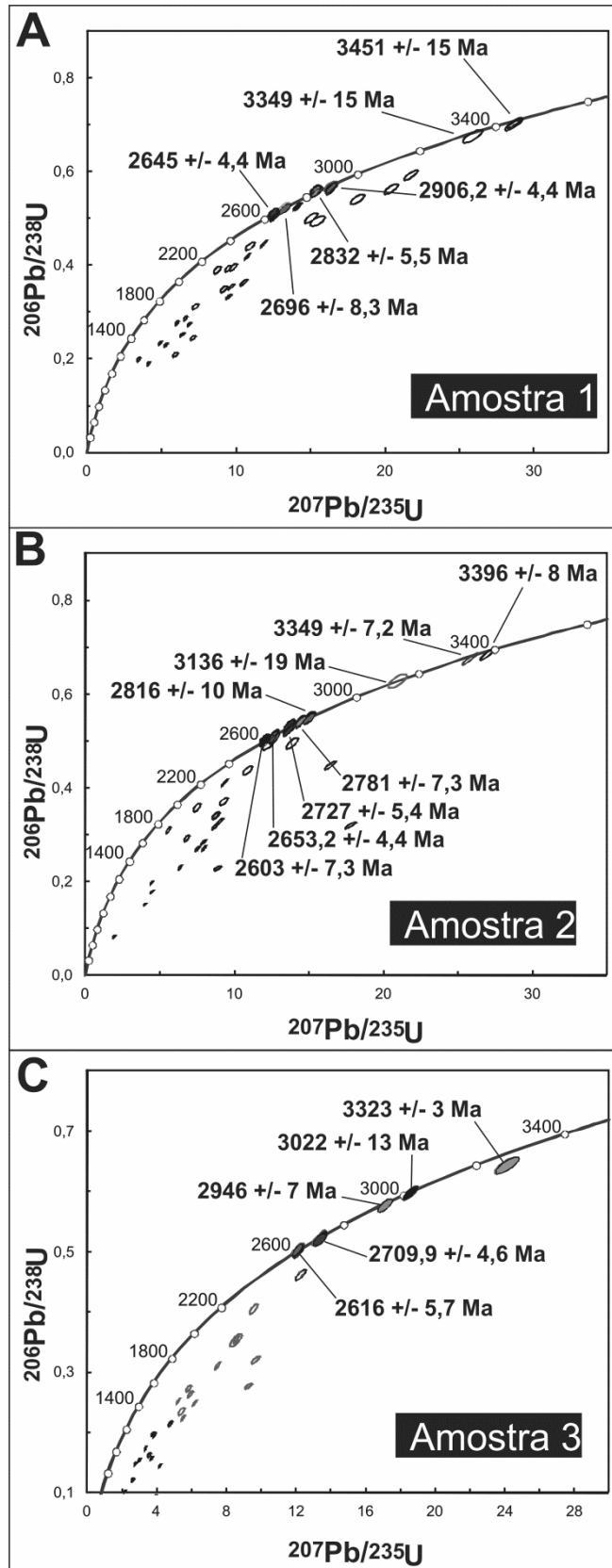


Figura 91: Diagrama de concórdias das amostras (1, 2 e 3) da Unidade Xistosa Basal da Serra de Bom Sucesso.

Unidade	Litologia	Idade	Método	Referência
Base do SG. Espinhaço	Filito hematítico	1719 Ma	Pb/Pb	Dossin <i>et al.</i> (1993)
Grupo Sabará	Grauvaca	2125 ± 4 Ma	U-Pb	Machado <i>et al.</i> , 1992
Formação Gandarela	rochas carbonáticas	2420 ± 5 Ma	Pb/Pb	Babinski <i>et al.</i> (1995)
Formação Cauê	Intercalações de origem vulcânica	2,65 Ga	U-Pb	Cabral <i>et al.</i> (2012)
Formação Moeda	Quartzitos	2580 ± 7 Ma	U-Pb	Hartmann <i>et al.</i> (2006)
Formação Moeda	Quartzitos	2651 ± 33 Ma e 2606 ± 47 Ma	U-Pb	Machado <i>et al.</i> (1996)
Unidade Lagoa da Prata (Sequência Metassedimentar Bom Sucesso)	Xisto e quartzito	2603 ± 7,3 Ma	U-Pb	
Grupo Nova Lima (SG. Rio das Velha)	Grauvaca	2792 Ma	U-Pb	Machado <i>et al.</i> , 1992

Tabela 5: Tabela comparativa relacionando os dados geocronológicos disponíveis na literatura e os dados obtido nas análises de zirções detríticos (U-Pb) de amostras da Unidade Lagoa da Prata, Sequência Metassedimentar Bom Sucesso.

9. DISCUSSÃO

- Idade da Sequência Metassedimentar Bom Sucesso

Os dados geocronológicos indicam a idade máxima de deposição da Unidade Lagoa da Prata, base da Sequência Metassedimentar Bom Sucesso, em 2,60 Ga, semelhante à idade definida por Machado *et al.* (1996) para a deposição da Formação Moeda, base do Supergrupo Minas. Possivelmente, não apenas a Sequência Bom Sucesso, mas todas as faixas de metassedimentos similarmente alinhadas ao lineamento Jeceaba-Bom Sucesso, representam um prolongamento da bacia Minas no extremo sudoeste do Quadrilátero Ferrífero.

- Arcabouço Estrutural

A macro e microestruturas caracterizadas na Serra de Bom Sucesso são muito semelhantes às estruturas riacianas descritas por diversos autores no Supergrupo Minas (Alkmim & Marshak, 1998; Dorr, 1969; Chemale Jr. *et al.*, 1991 e 1994; entre outros). Ambas apresentam o mesmo sistema de dobras e frentes de empurrões com vergência para NW, relacionado à fase colisional que resultou no fechamento da Bacia Minas (Alkmim & Marshak, 1998; Teixeira & Figueiredo, 1991). A vergência para NW das dobras (D1 e D2), eixos (D2) de direção NE-SW com caimento sub-horizontal e foliação plano axial (S1) de direção NE-SW e mergulho para SE, pressupõem que a movimentação tectônica ocorreu de SE para NW. A lineação de estiramento caindo para NE sugere movimento reverso, com componente direcional para SW. Desse modo, é possível que inicialmente houvesse um movimento reverso em rampa frontal, com transporte de massa de SE para NW, associado à foliação principal (S1) e ao conjunto de dobras (D1 e D2). Posteriormente, as rampas frontais assumiram movimento oblíquo originando as lineações com caimento para NE.

- Metamorfismo, retrometamorfismo e metassomatismo

No contexto regional, o Cinturão Mineiro apresenta um zonamento metamórfico que varia da fácies xisto verde a granada-anfibolito (Dorr, 1964; Herz, 1978). As associações minerais observadas na Sequência Metassedimentar Bom Sucesso indicam condições de estabilidade da fácies sillimanita – álcali-feldspato, determinada pela associação + hedenbergita + microclina ± enstatita-ferrossilita ± ferro-augita, e posterior retrometamorfismo em fácies granada – anfibolito, definido por + cummingtonita-grunerita ± tremolita-ferro-actinolita ± biotita ± almandina ± ferro-hornblenda. Minerais aluminosos e alcalinos como granada almandina, ferro-hornblenda, biotita, ferro-augita e microclina são observados nos Itabiritos da Formação Cauê (SG. Minas) como demonstrado na **tabela 6** e nem são usuais na maior parte das formações ferríferas bandadas, o que caracteriza, desse modo, situações particulares, tais como contaminação por sedimentos vulcanogênicos ou metassomatismo alcalino.

	Serra de Bom Sucesso	Itabirito - SG. Minas
Mineralogia silicática	Quartzo	Quartzo
	Cummingtonita - grunerita	Cummingtonita - grunerita
	Tremolita - ferro - actinolita	Tremolita/actinolita
	Hedenbergita	
	Enstatita - ferrossilita	
	Ferro - augita	
	Biotita	
	Andradita	
	Almandina	
	Microclina	

Tabela 6: Mineralogia principal caracterizada na FFB da Serra de Bom Sucesso em comparação com mineralogia principal típica dos Itabiritos da Formação Cauê, Supergrupo Minas (Rosière & Chemale Jr. 1993). Em negrito estão destacados os minerais com conteúdos em álcalis e/ou alumínio.

Minerais com conteúdo em álcalis e/ou alumínio são identificados tanto nas associações em fácies sillimanita – álcali-feldspato (microclina e ferro-augita – **Tabela 7**),

quanto no retrometamorfismo em fácies granada - anfíbolito (biotita, almandina e ferro-hornblenda). As mesmas transformações minerais observadas na FFB, com hedenbergita parcialmente substituída por cristais laminados ou aciculares de cummingtonita-grunerita e tremolita-ferro-actinolita, são observadas no contato com veios de quartzo, carbonato e/ou granatíferos comumente alojados nos planos da foliação principal. Na região do contato com esses veios, também foram identificados anfíbólios da série cummingtonita-grunerita, com granulção grossa e textura decussada, indicam metamorfismo termal em tais regiões, diferentemente da textura nematoblástica a granonematoblástica, geralmente observada, nas porções de FFB onde não há presença de veios.

O Meta-granito Tabuões tem contato intrusivo com a Sequência Metassedimentar Bom Sucesso. Próximo ao contato com apófises do meta-granito, os veios têm maior concentração de sulfetos (pirita e/ou pirrotita) e a FFB é composta por ferro-augita, cummingtonita-grunerita, ferro-hornblenda, magnetita, pirita e pirrotita, com ferro-augita parcialmente substituída por cummingtonita-grunerita e ferro-hornblenda. Ao relacionar o metamorfismo no fácies sillimanita – álcali-feldspato com a mineralogia atípica observada por toda a FFB e também nos contatos com os veios e com as apófises do meta-granito, conclui-se que essa associação mineral é produto de metassomatismo alcalino de contato gerado pela intrusão do meta-granito Tabuões. A intrusão foi certamente sin-tectônica, com o desenvolvimento de foliação paralela ao contato ígneo (S1) igualmente desenvolvida na rocha plutônica e no metassedimento encaixante. As apófises, os veios e a mineralogia alcalina e de alta temperatura encontram-se controlados pela mesma foliação (S1). Teixeira & Martins (1996) definiram a idade do meta-granito como 2,2 Ga (Rb-Sr), coincidente com o final da fase de deposição do Grupo Piracicaba e início do fechamento da bacia Minas (sedimentação do Grupo Sabará) e da Orogênese Transamazônica (Alkmim & Marshak, 1998; Teixeira e Figueiredo, 1991; Endo, 1997).

O retrometamorfismo de fácies granada – anfíbolito está relacionado ao metamorfismo regional e possivelmente reflete o reequilíbrio das condições de pressão e temperatura com o resfriamento e cristalização do meta-granito. A associação mineral tremolita, plagioclásio e epidoto, observada no *greenstone belt* Rio das Mortese a mineralogia da FFB Bom Sucesso indicam metamorfismo regional na fácies anfíbolito médio e sugerem que o ambiente tectono-metamórfico local corresponde à zona metamórfica da tremolita-antofilita, definida por Pires (1994) no extremo leste do Quadrilátero Ferrífero.

A maghemita requer água ou H^+ para se manter estável (Swaddle & Oltmann, 1980; Waychunas, 1991). A oxidação de magnetita em maghemita ocorre rapidamente se um suficiente número de moléculas de água ou de H^+ está presente para preservar a estrutura durante a oxidação, caso contrário, na ausência de água, forma-se hematita (Swaddlle & Oltmann, 1980). A presença de maghemita inclusa nos cristais de hedenbergita sugere que a maghemitização do óxido de ferro na FFB da Serra de Bom Sucesso teve início durante o metamorfismo de contato e provavelmente perdurou durante o retrometamorfismo no fácies granada-anfíbolito, já que maghemita também ocorre como cristais alongados segundo a foliação principal (S1).

	Diagênese	Zona Metamórfica	
		Sillimanita Alcali-feldspato	Granada
Associação Mineral	So	S1	
Chert	-----		
Quartzo	-----	-----	-----
Magnetita	-----	-----	
Hematita	-----		
Maghemita		-----	-----
Ferro-anita	-----		
Ferro-clorita	-----		
Dolomita / Calcita	-----	-----	-----
Siderita	-----		
Riebeckita	-----		
Hedenbergita		-----	
Enstatita-ferrossilita		-----	
Ferroaugita		-----	
Microclina		-----	
Cummingtonita-grunerita			-----
Tremolita-ferroactinolita			-----
Hornblenda			-----
Almandina		-----	-----
Andradita			-----
Biotita			-----
Pirita e ou pirrotita		-----	-----

Tabela 7: Tabela de estabilidade de minerais relacionando os minerais diagenéticos, caracterizados por Klein (2005) para formações ferríferas pré-cambrianas, e as transformações minerais observadas na Unidade FFB Bom Sucesso.

- FFB Bom Sucesso e Xisto Ferruginoso

Com exceção da presença de álcalis, a FFB da Serra de Bom Sucesso é muito similar aos itabiritos da Formação Cauê em relação aos elementos maiores e elementos traço. A concentração de elementos-traço de ambas as FFB mostra ainda enriquecimento relativo dos elementos de transição e hidrotermais em relação aos elementos detríticos, sugerem um mesmo ambiente deposicional com sedimentação distante dos grandes centros hidrotermais exalativos e participação insignificante de componentes clásticos, típicos de outras formações ferríferas bacinais (Tipo Lago Superior).

A assinatura de ETR+Y observada na FFB da Serra de Bom Sucesso são típicas de formações ferríferas arqueanas e paleoproterozóicas, com anomalias positivas de Eu, Y e La, enriquecimento relativo de ETR pesados e ausência de anomalia negativa de Ce (e.g. Planavsky *et al.*, 2010). A ausência de anomalia significativa de Ce pressupõe que, durante a precipitação dos óxidos-hidróxidos de Fe a concentração de Ce e La, estava em equilíbrio com a água do mar e não havia uma concentração de oxigênio suficiente para fracionar o Ce(III) no menos solúvel Ce(IV).

O xisto ferruginoso do topo da unidade FFB Bom Sucesso é rico em ferro e tem concentração de alumínio muito similar a outras rochas metapelíticas como o filito sericítico da Formação Batatal aqui usado como termo de comparação. A assinatura de crosta superior, apresentada na concentração de elementos-traço, associado à depleção dos elementos de transição e hidrotermais, marca, possivelmente, o aumento gradativo da contribuição de componentes clásticos.

Diagramas triangulares de elementos litófilos, proposto por Bhatia & Crook (1986) e o diagrama binário que relaciona Th/Sc e Zr/Sc, de McLennan *et al.* (1993) são usados para definir ambientes em sedimentos detríticos associados a sequências vulcano-sedimentares, mas podem também indicar possíveis fontes dos sedimentos. Enquanto os elementos maiores geralmente refletem a mineralogia principal e produtos de alteração, os elementos-traço retêm a assinatura original das rochas fontes (McClung, 2006). Durante o retrabalhamento e transporte sedimentar, há a concentração de minerais pesados como zircão, monazita, titanita etc. (McLennan, 1988; McLennan *et al.*, 1993). Conseqüentemente há o enriquecimento em elementos incompatíveis como Th e Zr. Ao relacionar a concentração desses elementos com a concentração do elemento compatível como Sc, é possível indicar possíveis fontes e/ou retrabalhamento sedimentar.

Dentro desse contexto, a **figura 92a** demonstra que a FFB da Serra de Bom Sucesso tem maior concentração de Sc do que de Th e Zr, e mostra concentrações próximas aos campos indicados para arcos de ilhas oceânicos. Tais parâmetros indicam que não houve participação de componentes clásticos crustais durante a sedimentação. O xisto ferruginoso e filito sericítico mostram concentrações próximas aos campos de margem continental ativa e arco de ilhas continental, o que indica possível participação vulcânica na sedimentação. Quando os elementos incompatíveis Th e Zr são comparados com Sc (Fig. 92b), a razão Zr/Sc forma um excelente indicador de concentração de zircão, e conseqüentemente de retrabalhamento sedimentar. Similarmente a razão Th/Sc reflete a concentração de monazita, e indica, desse modo, o grau de fracionamento ígneo da área fonte (McLennan *et al.*, 1993). A FFB da Serra de Bom Sucesso contém razões próximas a rochas com filiação mantélica e o xisto ferruginoso e filito sericítico apresentam covariação linear positiva, o que sugere retrabalhamento sedimentar de fonte terrígena (McClung, 2006).

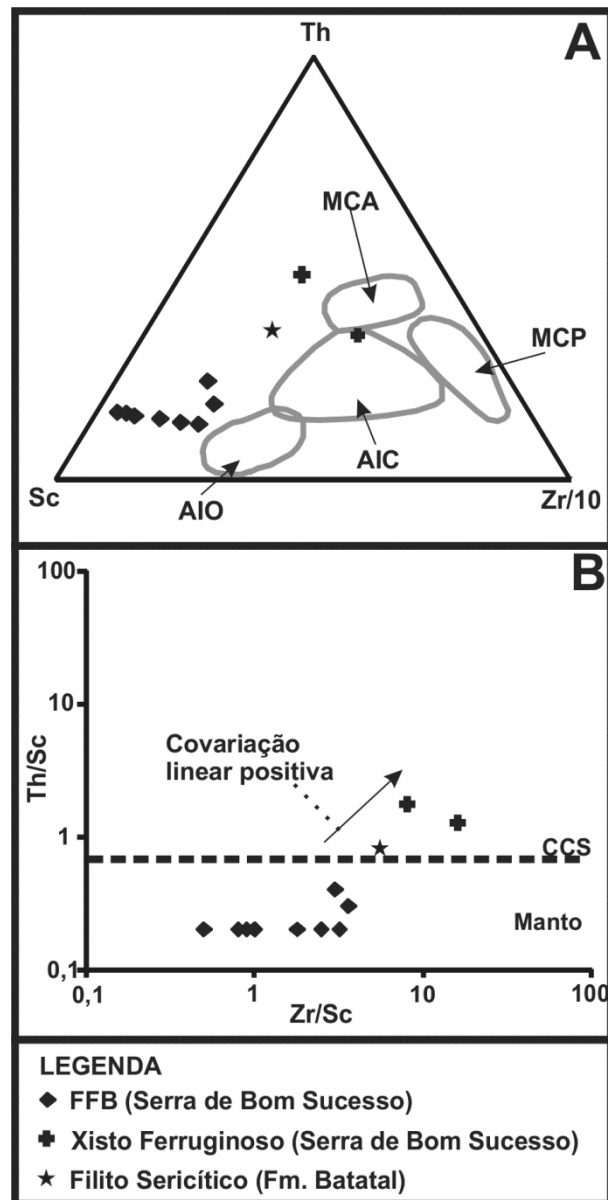


Figura 92: Diagrama triangular A (Th vs Sc vs Zr/10 - Bhatia & Crook 1986) e diagrama binário B (Th/Sc vs Zr/Sc - McLennan *et al.* 1993). MCA – Margem continental ativa MCP – Margem continental passiva AIC – Arco de ilha continental AIO – Arco de ilha oceânico CCS – Crosta continental superior.

Similarmente aos Itabiritos da Formação Cauê, a FFB da Serra de Bom Sucesso não apresenta anomalias negativas de Ce, mas anomalias positivas de La (Fig. 93). O elemento Ce pode ocorrer no estado tetravalente ou trivalente, a depender das condições redox (McLennan, 1989). As anomalias de tal elemento são particularmente interessantes porque podem registrar as condições redox da coluna de água durante o início da diagênese (Holser, 1997). A oxidação de Ce(III) reduz grandemente a solubilidade de Ce, e resulta na sua

remoção em óxidos e hidróxidos de Fe, matéria orgânica e partículas de argila (Byrne & Sholkovitz, 1996). Em contraste, águas subóxicas e anóxicas não apresentam significantes anomalias negativas de Ce devido à reduzida dissolução (German *et al.*, 1991 ; Byrne & Sholkovitz, 1996).

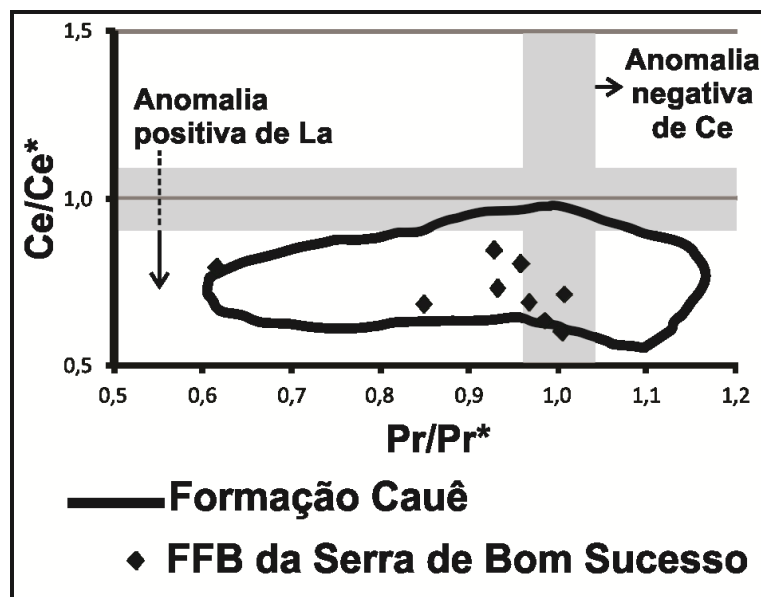


Figura 93: Diagrama binário de Ce/Ce*(PAAS) vs. Pr/Pr*(PAAS), usado para identificar as anomalias de La e Ce em sedimentos derivados da água do mar (ver Bau & Dulski, 1996).

A FFB da Serra de Bom Sucesso contém razões Y/Ho dentro da faixa de valores apresentados nos itabiritos da Formação Cauê (fig.94) e o xisto ferruginoso possui razões próximas às apresentadas no filito sericítico da Formação Batatal. Ao contrário do Ce, a solubilidade do Y aumenta em ambientes oxidantes (Bolhar et al., 2004) e o Ho é preferencialmente absorvido pelas partículas em suspensão, o que reflete em altas razões Y/Ho (> 44) na água do mar e valores próximos a 26 nos sedimentos argilosos (e.g. PAAS). Conseqüentemente, a sedimentação química, em equilíbrio com as concentrações de ETR + Y da água do mar, geraria rochas, como a FFB, com altas razões Y/Ho. Em ambiente anóxicos e subóxicos, a solubilidade de Ho aumenta, não sendo incorporado pelas partículas em suspensão (Bau et al., 1997) e, desse modo, a razão Y/Ho na FFB diminui. No entanto, segundo Planavsky et al. (2010), em bacia anóxicas e subóxicas do final arqueano e início do

Paleoproterozóico, a oxidação microbiana aumenta a solubilidade do Y e o Ho é preferencialmente absorvido pelas partículas em suspensão, o que aumenta os valores da razão em sedimentos químicos, em equilíbrio com a água do mar, como a FFB. No entanto, a falta de significantes anomalias negativas de Ce pressupõem que a oxidação microbiana, no qual foi responsável pelo aumento da solubilidade de Y, não foi suficiente para fracionar o Ce(III) em Ce(IV – menos solúvel) e gerou sedimentos químicos sem depleção de Ce.

O xisto ferruginoso contém razões Y/Ho menores que sedimentos químicos, como a FFB da Serra de Bom Sucesso, e ligeiramente maiores que sedimentos essencialmente clásticos, como o filito sericítico da Formação Batatal. Essas razões sugerem que durante a deposição do xisto, possivelmente, houve um incremento na concentração de Y pela participação, mesmo que pequena, de sedimentação química. Possivelmente, a fração química no xisto ferruginoso é representada pelos anfibólios ricos em ferro, como os da série da cummingtonita-grunerita, que segundo Klein (2005) são produtos da reação de carbonatos ricos em ferro (dolomita ferroana e siderita) e quartzo.

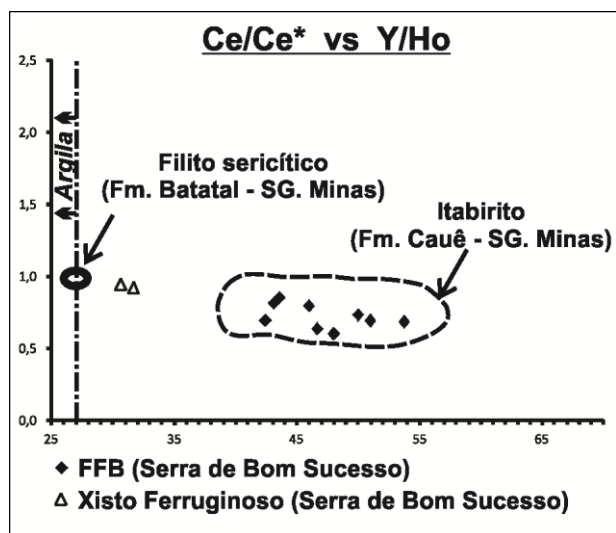


Figura 94: Diagrama binário de Ce/Ce* vs. Y/Ho.

Uma amostra do xisto ferruginoso contém assinatura de ETR + Y típica de pelitos (e.g. PAAS) e outra amostra apresenta ligeira depleção de ETR + Y, pequena anomalia positiva de Y (ver Fig. 89b). A anomalia positiva de Y confirma participação de sedimentação química neste litotipo. O Xisto Ferruginoso contém maior concentração relativa de ETR do que a FFB da Serra de Bom Sucesso e não apresenta anomalia de Eu. Pressupõe-se, deste modo, que a participação de sedimentos pelíticos durante a sedimentação teria obliterado a anomalia positiva de Eu, presente nas partículas de óxido de ferro e aumentado a proporção relativa dos ETR.

- Relação estratigráfica entre a Sequência Metassedimentar Bom Sucesso e o Supergrupo Minas

A relação de topo e base do empilhamento litológico da Sequência Metassedimentar Bom Sucesso também não pode ser diretamente estabelecida devido à intensidade de deformação sofrida por todas as unidades e consequente falta de estruturas sedimentares e indicadores geotais. A ausência de unidades superiores em Bom Sucesso não permite a definição de uma sequência de sedimentação nem sua correlação direta com as diferentes formações do Grupo Piracicaba. Entretanto, o xisto carbonático e grafitoso da Unidade Lagoa da Prata, base da Sequência Metassedimentar Bom Sucesso, pode ser correlato dos filitos que marcam o limite superior do Grupo Caraça, estabelecido por Renger *et al.* (1994). A Unidade FFB Bom Sucesso é predominantemente anfibolítica e pode ser correlacionada com a Formação Cauê, com anfibólitos oriundos do produto de metamorfismo com a participação de componentes carbonáticos.

O xisto ferruginoso marca a transição de sedimentação química para um ciclo de sedimentação detrítica, correspondente à Formação Cercadinho que é produto de erosão e retrabalhamento das formações ferríferas bandadas da Formação Cauê e marca o

remodelamento da bacia Minas (Dorr, 1969; Renger *et al.*, 1994). A Formação Cercadinho é constituída por arenitos e conglomerados ferruginosos com seixos e grãos de formação ferrífera

A impossibilidade de reconhecer estruturas sedimentares impede a caracterização inequívoca do sedimento que dá origem ao xisto ferruginoso, assim como a definição do ambiente de sedimentação. A assinatura geoquímica, particularmente de ETR, entretanto, permite reconhecer a participação de sedimentos químicos e pelíticos finos. A ausência de sedimentos psamíticos e espessas camadas de carbonatos estromatolíticos sugere ambiente plataformal profundo. A Formação Cercadinho caracterizaria então fácies sedimentar proximal, enquanto os metapelitos ferruginosos (xisto ferruginoso), no topo da unidade FFB Bom Sucesso, equivaleria a uma fácies distal (Fig. 95).

A FFB da Serra de Bom Sucesso tem, tanto no topo quanto na base, pacotes metassedimentares que denotam deposição de grande volume de sedimentos pelíticos. Da mesma forma, apenas intercalações métricas de dolomito ferruginoso bandado estão presentes, sem correlação aos dolomitos maciços da Formação Gandarela do Grupo Itabira. Tal configuração sugere que toda a Sequencia Metassedimentar do Bom Sucesso seja caracterizada como uma sequência sedimentar de mar profundo. As unidades xistosas e intercalações carbonáticas encontradas podem representar níveis pelíticos e dolomicríticos associados a correntes de turbidez, e constituem um conjunto depositado próximo ao pacote vulcano-sedimentar do Greenstone Belt Rio das Mortes. Sugere-se ainda, que tal pacote pode representar o centro vulcânico e área de proveniência das exalações hidrotermais, fonte do Fe das formações ferríferas. Essa hipótese, apesar de atrativa, necessita ainda de comprovação por meio de estudos estratigráficos e geoquímicos/isotópicos sistemáticos ao longo de toda o lineamento Jeceaba-Bom Sucesso.

Outra possibilidade para justificar o elevado teor de ferro do xisto ferruginoso seria o seu enriquecimento pela ação de fluidos hidrotermais, possivelmente durante a intrusão do meta-granito Tabuões, têm-se o enriquecimento das unidades periféricas à FFB, por reações metassomáticas. Corrobora com este argumento o fato de que, os veios de carbonato contêm maghemita euédrica a subédrica disseminada, o que confirma que realmente houve remobilização de ferro. No entanto, as concentrações de elementos maiores, traços e terras raras, observadas no xisto ferruginoso, não registram anomalia de nenhum outro elemento, e não permitem, desse modo, indicar ou sugerir tal enriquecimento em ferro.

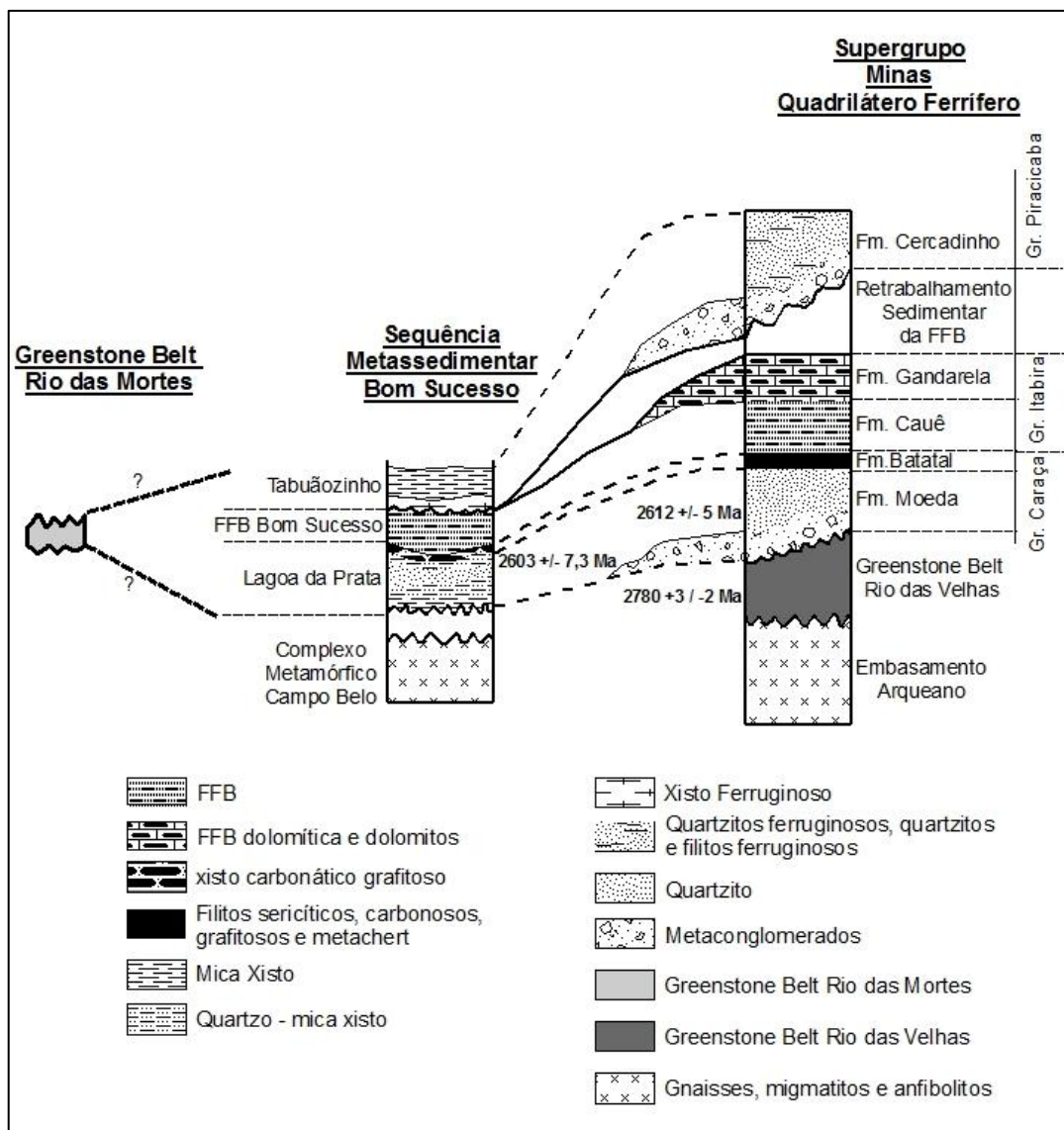


Figura 95: Coluna lito-estratigráfica esquemática da Sequência Metassedimentar Bom Sucesso em comparação com o Supergrupo Minas no Quadrilátero ferrífero (Rosière *et al.*, 2008, mod. de Dorr, 1969).

10. CONCLUSÃO

A Sequência Metassedimentar Bom Sucesso compõe um empilhamento estratigráfico normal, depositado em ambiente bacinal provavelmente de mar profundo com o predomínio de rochas metapelíticas e representa uma extensão da bacia Minas no extremo sudoeste do Quadrilátero Ferrífero. Durante a orogênese Transamazônica, as rochas sofreram metamorfismo de contato, no fácies sillimanita – álcali-feldspato, associado a metassomatismo alcalino, originado pela intrusão sin-tectônica do Meta-granito Tabuões. Essas transformações metamórficas/metassomáticas geraram, na FFB, associações minerais com maior concentração de metais alcalinos do que comumente é observado nos itabiritos da Formação Cauê e em outras FFB do tipo Lago Superior. A mineralogia foi modificada ao longo da orogênese, substituída parcialmente por uma associação de temperatura mais baixa equilibrando-se na fácies anfibolito, com a geração de formação ferrífera de composição maghemítica-hematítica. A estruturação tectônica apresenta os mesmos elementos encontrados na borda setentrional do Quadrilátero Ferrífero, embora tenha se desenvolvido com maior intensidade, de modo a obliterar parcial- a totalmente as características originais das rochas que compõem a sequência.

A Unidade Lagoa da Prata, base da Sequência Metassedimentar Bom Sucesso, é correlata da Formação Batatal, Grupo Caraça, e tem idade máxima de deposição determinada em 2,60 Ga. A Unidade FFB Bom Sucesso apresenta características geoquímicas de elementos-traço típicas de outras formações ferríferas no mundo inteiro. A apresenta anomalias positivas de Eu, Y e La, enriquecimento relativo de ETR pesados e ausência de anomalia negativa de Ce, de forma análoga aos itabiritos da Formação Cauê, Grupo Itabira. O xisto ferruginoso encontrado no topo da formação ferrífera, por outro lado, apresenta contribuição predominantemente detrítica e juntamente com a Unidade Tabuãozinho, possivelmente é uma unidade crono-correlata ao pacote metassedimentar do Grupo Piracicaba.

REFERÊNCIAS

- ALKMIM, F. F.; NEVES, B. B. B.; ALVES, J. A. C. Arcabouço tectônico do Cráton do São Francisco – Uma revisão. In: DOMINGUEZ, J. M. L.; MISI, A. *O Cráton do São Francisco*. Salvador, SBG-NBA/SE, SGM, CNPq, 1993. p. 45-62.
- ALKMIM, F. F.; MARSHAK, S. Transamazonian Orogeny in the Southern São Francisco Craton Region, Minas Gerais, Brazil: evidence for Paleoproterozoic collision and collapse in the Quadrilátero Ferrífero. *Precambrian Research*, v. 90, p. 29–58, 1998.
- ALKMIM, F. F. O que faz um cráton? O Cráton do São Francisco e as revelações almeidianas ao delimitá-lo. In: BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C. D. R.; BRITO NEVES, B. B. *Geologia do continente sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo, Beca, 2004. p. 18-35.
- ALMEIDA, F. F. M. O Cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 7, p. 349–364, 1977.
- ÁVILA, C. A. Geologia, petrografia e geocronologia de corpos plutônicos Paleoproterozóicos da borda meridional do Cráton São Francisco, região de São João del Rei, Minas Gerais. Rio de Janeiro. 2000. Tese (Doutorado) - Universidade Federal do Rio de Janeiro, 401p.
- ÁVILA, C. A.; VALENÇA, J. G.; MOURA, C. A. V.; KLEIN, V. C.; PEREIRA, R. M. Geoquímica e idade do Tonalito/trondhjemitó Cassiterita, borda meridional do Cráton São Francisco, Minas Gerais. 2003. In: ÁVILA, C. A.; BARRUETO, H. R.; TEIXEIRA, W.; PEREIRA, R. M. Geochemistry of the Glória Quartz-monzodiorite: implications of dioritic magmatism in the paleoproterozoic evolution of the southern

sector of the Mineiro Belt, Minas Gerais State, Brazil. *Arquivos do Museu Nacional*, v. 64(1), p. 73-92, 2006.

ÁVILA, C. A.; BARRUETO, H. R.; TEIXEIRA, W.; PEREIRA, R. M. Geochemistry of the Glória Quartz-monzodiorite: implications of dioritic magmatism in the paleoproterozoic evolution of the southern sector of the Mineiro Belt, Minas Gerais State, Brazil. *Arquivos do Museu Nacional*, v. 64(1), p. 73-92, 2006.

BABINSKI, M.; CHEMALE JR., F.; VAN SCHMUS, W. R. Geocronologia Pb/Pb em rochas carbonáticas do Supergrupo Minas, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUIMÍMICA, 3., 1991. São Paulo. Anais... São Paulo: SBGq, v. 1, p. 628-631, 1991.

BABINSKI, M.; CHEMALE JR, F.; VAN SCHMUS W. R. The Pb/Pb age of Minas Supergroup carbonate rocks, Quadrilátero Ferrífero, Brazil, and its implications to the correlation with BIFs from South Africa and Australia. *Precambrian Research*, v. 72, p. 235–245, 1995.

BAU, M.; DULSKI, P. Distribution of yttrium and rare-earth elements in the Penge and Kuruman Iron-Formations, Transvaal Supergroup, South Africa. *Precambrian Research*, v. 79, p. 37-55, 1996.

BAU, M.; MOLLER, P.; DULSKI, P. Yttrium and lanthanides in eastern Mediterranean seawater and their fractionation during redox-cycling. *Marine Chemistry*, v. 56, p. 123-131, 1997.

BEKKER, A.; SLACK, J. F.; PLANAVSKY, N.; KRAPEZ, B.; HOFMAN, A.; KONHAUSER, K. O.; ROUXEL, O. J. Iron Formation: The sedimentary product of a

complex interplay among mantle, tectonic oceanic, and biospheric processes. *Econ. Geol.*, v. 105, p. 467-508, 2010.

BEST, M. G. *Igneous e Metamorphic Petrology*. Malden: Blackwell Publishing, 2003. 729 p.

BHATIA, M. B.; CROOK, K. A. W. Trace element characteristics of greywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 92, p. 181-193, 1986.

BIZZI, L. A.; SCHOBENHAUS, C.; VIDOTTI, R. M.; GONÇALVES, J. H. *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil*. CPRM-Serviço Geológico do Brasil. Texto, Mapas e SIG, 2003. 692 p.

BOLHAR, R.; KAMBER, B. S.; MOORBATH, S.; FEDO, C. M.; WHITEHOUSE, M. J. Characterisation of early Archaean chemical sediments by trace element signatures. *EarthPlanet. Sci.*, v. 222, p. 43-60, 2004.

BOSTROM, K. The origin and fate of ferromanganoan active ridge sediments. 1973. In: PETER, J. M. Ancient iron formation: their genesis and use in the exploration for stratiform base metal sulphide deposits, with examples from the Bathurst Mining Camp. In: LENTZ, D. R. *Geochemistry of Sediments and Sedimentary Rocks: Evolutionary Considerations to Mineral Deposit-Forming Environments*. Ottawa: Geological Associations of Canada, 2003. v. 4, p. 145-176.

BRITO NEVES, B. B.; CORDANI, U. G.; TORQUATO, J. R. F.. Evolução geocronológica do precambriano do Estado da Bahia. In: *Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia*. Salvador, SME/SGM, p. 1-101, 1980.

- BRITO NEVES, B. B.; WINGE, M.; CARNEIRO, M. A. Orogêneses precedendo e tafrogêneses sucedendo Rodínia na América do Sul. *Boletins Instituto de Geociências, USP, Série Científica*, v. 27, p. 1- 40, 1996.
- BUCHER, K. & GRAPES, R. *Petrogenesis of metamorphic rocks*. Springer-Verlag, Berlin. 2011. 8th ed, 441 p.
- BUICK, I. S.; LANA, C.; GREGORY, C. A. LA-ICP-MS and SHRIMP U/Pb age constraint on the timing of REE mineralisation associated with bushveld granites. *South African Journal of Geology*, v. 114, p. 1-14, 2011.
- BYRNE, R.; SHOLKOVITZ, E.. Marine chemistry and geochemistry of the lanthanides. In: GRSCHNEIDER JR., K. A.; EYRING, L. *Handbook on the Physics and Chemistry of the Rare Earths*. Amsterdam: Elsevier, 1996. p.: 497-593.
- CABRAL, A. R.; ZEH, A.; KOGLIN, N.; SEABRA GOMES JR., A. A.; VIANA, D. J.; LEHMANN, B. Dating the Itabira iron formation, Quadrilátero Ferrífero of Minas Gerais, Brazil, at 2.65 Ga: depositional U-Pb age of zircon from a metavolcanic layer. *Precambrian Research*, v. 204-205, p. 40-45, 2012.
- CAMPOS, J. C. S.; CARNEIRO, M. A.; BASEI, M. A. S. U–Pb evidence for Late Neoproterozoic crustal reworking in the southern São Francisco Craton (Minas Gerais, Brazil). *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 75, p. 497–511, 2003.
- CAMPOS, J. C. S.; CARNEIRO, M.A. Neoproterozoic and Paleoproterozoic granitoids marginal to the Jeceaba-Bom Sucesso lineament (SE border of the southern São Francisco craton): Genesis and tectonic evolution. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 26, p. 463-484, 2008.

CARNEIRO, M.A.; *O Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais: Litoestratigrafia e evolução geológica de um segmento de crosta continental do Arqueano*. 1992. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 233p.

CARNEIRO, M. A.; TEIXEIRA, W.; NALINI JR., H. A.; BILAL, E.; OLIVEIRA, A. H.; CARVALHO JÚNIOR, I. M. Archean ultramafic-mafic magmatism in the Southern São Francisco Craton (Campo Belo Complex): Preliminary petrographic and geochemical results. In: *Symposium on Archean Terranes of the South American Platform*, Brasília. Anais, p. 32-33, 1996.

CARNEIRO, M. A.; TEIXEIRA, W.; CARVALHO JR., I. M.; FERNANDES, R. A.; Sialic crust as a part of the Archean greenstone belt basement, evidence from the Bonfim Metamorphic Complex, Quadrilátero Ferrífero, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 28, p. 71–82, 1998.

CHEMALE JR., F.; ROSIÈRE, C. A.; ENDO, I. Evolução Tectônica do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais - um modelo. *Pesquisas da Univ. Federal do Rio Grande do Sul*, v. 18, p. 104–127, 1991.

CHEMALE JR., F.; ROSIÈRE, C. A.; ENDO, I. Evolução tectônica do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais: um modelo. *Pesquisas da Univ. Federal do Rio Grande do Sul*, v. 18, p. 104-127, 1992.

CHEMALE JR., F.; ROSIÈRE, C. A.; ENDO, I. The tectonic evolution of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. *Precambrian Research*, v. 65, p. 25-54, 1994.

- CLOUT, J. M. F.; SIMONSON, B. M. Precambrian iron formations and iron-formation hosted iron ore deposits. *Economic Geology*, 100th anniversary volume, p. 643-679, 2005.
- CORRÊA DA COSTA, P. C. Episódios de Formação de Crosta Continental Arquearia no Craton São Francisco Meridional: Um exemplo a partir tia Região de Candeias - Campo Belo, MG. 1999. In: FERNANDES, R. A.; CARNEIRO, M. A. O Complexo Metamórfico Campo Belo (Cráton São Francisco Meridional): unidades litodêmicas e evolução tectônica. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 30(04), p. 671-678, 2000.
- DERBY, O. A. The Serra of Espinhaço Journ. Geol. 1906. In: DORR II, J. V. N. Physiographic, stratigraphic and structural development of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. 1906. *Profissional Paper*, USGS, 641-A, 1969. 110 p.
- DEER, W. A.; HOWIE, R. A.; ZUSSMAN, J. *An Introduction to the Rock Forming Minerals*. London: Longman, 1992, 2nd ed. 696 p.
- DORR II, J. V. N. The Cauê Itabirite. *Soe. Bras. Geol. Bol.* 1958, in: DORR II, J. V. N. Physiographic, stratigraphic and structural development of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. 1969. *Profissional Paper*, USGS, 641-A, 110 p.
- DORR II, J.V.N.; GAIR, J.E.; POMERENE, J.B.; REYNEARSON, G. A. 1957. *Revisão da estratigrafia pré-cambriana do Quadrilátero Ferrífero*. Trad. A. L. M. Barbosa. Rio de Janeiro, DNPM/DFPM. 33 p. (Avulso 81).
- DORR, J.V. 2ND. & BARBOSA, A.L.M. Geology and ore deposits of the Itabira District, Minas Gerais, Brazil, 1963. *Profissional Paper*, USGS, 341C, 110 p.

- DORR, J. N. 1964. Supergene iron ores of minas gerais, brazil. In: DORR II, J. V. N. Physiographic, stratigraphic and structural development of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. *Professional Paper*, USGS, 641-A, 1969. 110 p.
- DORR II, J. V. N. Physiographic, stratigraphic and structural development of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. *Professional Paper*, USGS, 641-A, 1969. 110 p.
- DUNLOP, D. J.; ÖZDEMIR, Ö. *Rock Magnetism: Fundamentals and Frontiers*. London and Cambridge: Cambridge University Press, 1997. 573 p.
- ENDO, I. *Regimes tectônicos do Arqueano e Proterozóico no interior da placa Sanfranciscana: Quadrilátero Ferrífero e áreas adjacentes, Minas Gerais*. 1997. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Brasil, 243 p.
- FERNANDES, R. A.; CARNEIRO, M. A. O Complexo Metamórfico Campo Belo (Cráton São Francisco Meridional): unidades litodêmicas e evolução tectônica. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 30(04), p. 671-678, 2000.
- GEHRING, A.U.; FISCHER, H.; LOUVEL, M.; KUNZE, K.; WEIDLER, P. G. High temperature stability of natural maghemite: a magnetic and spectroscopic study. *Geophysical Journal International*, v. 179, p. 1361–1371, 2009.
- GERMAN, C. R.; HOLLIDAY, B. P.; ELDERFIELD, H. Redox cycling of rare earth elements in the suboxic zone of the Black Sea. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 55, p. 3553-3558, 1991.
- GOLE, M. J.; KLEIN, C. Banded Iron-Formation through much of Precambrian time. *Journal of Geology*, v. 89, p. 169-183, 1981. In: KLEIN, C. Some Precambrian banded iron-formations (BIFs) from around the world: Their age, geologic setting,

- mineralogy, metamorphism, geochemistry, and origin. *American Mineralogist*, v. 90, p. 1473- 1499, 2005.
- GOODWIN, A. M. Archaean iron-formation and tectonics basins of the Canadian Shield. *Econ. Geol.* V. 68, p. 915-933, 1973.
- GROSS, G. A. The depositional environment of principal types of Precambrian iron-formations. In: Genesis of Precambrian iron and manganese deposits. Paris, *Unesco Earth Sciences*, v. 9, p. 15-21, 1973.
- GROSS, G.A. *Stratiform iron in: Geology of Canadian Mineral Deposit Types*. In: ECKSTRAND O. R., SINCLAIR W. D., THORPE R. I. Geological Survey of Canada, *Geology of Canada*, v. 8, p. 41-54, 1996.
- HARNMEIJER, J. P. *Banded Iron Formation: A Continuing Enigma of Geology*. University of Washington. March, 2003;
- HARTMANN, L. A.; ENDO, I.; SUITA, M. T. F.; SANTOS, J. O. S.; FRANTZ, J. C.; CARNEIRO, M. A.; MCNAUGHTON, N. J.; BARLEY, M. E. Provenance and age delimitation of Quadrilátero Ferrífero sandstones based on zircon U Pb isotopes. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 20, p. 273 - 285, 2006.
- HERZ, N. Metamorphic rocks of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. *Professional Paper*, USGS, 641-C, 1978. 78 p.
- JAMES, H. L. Sedimentary facies of iron-formation. *Economic Geology*, v. 49, p. 235-293, 1954.

- JAMES, H. L. Distribution of banded iron-formation in space and time. 1983. In: TRENDALL, A. F., MORRIS, R. C. *Iron-formation: Facts and problems*. Amsterdam: Elsevier, p.471–490.
- JORDT-EVANGELISTA, H.; ALKMIM, F. F.; MARSHAK, S. Metamorfismo progressivo e a ocorrência dos três polimorfos de Al_2SiO_5 (cianita, andaluzita e sillimanita) na Formação Sabará em Ibirité, Quadrilátero Ferrífero, MG. *REM: Revista da Escola de Minas*, Ouro Preto, v. 45, n. 1-2, p. 157-160, 1992.
- JORDT-EVANGELISTA, H.; O Grupo Dom Silvério, SE de Minas Gerais: petrografia, metamorfismo, geoquímica e geologia econômica. *Rev Esc Minas*, v. 45, p. 140-142, 1992.
- HOLSER, W. T. Geochemical events documented in inorganic carbon isotopes. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, v. 132, p. 173-182, 1997.
- KLEIN, C. Diagenesis and metamorphism of Precambrian iron-formations. In: KLEIN, C. Some Precambrian banded iron-formations (BIFs) from around the world: Their age, geologic setting, mineralogy, metamorphism, geochemistry, and origin. *American Mineralogist*, v. 90, p. 1473- 1499, 2005.
- KLEIN, C. Some Precambrian banded iron-formations (BIFs) from around the world: Their age, geologic setting, mineralogy, metamorphism, geochemistry, and origin. *American Mineralogist*, v. 90, p. 1473- 1499, 2005.
- KLEIN, C.; BEUKES, N. J. Geochemistry and sedimentology of a facies transition from limestone to iron-formation deposition in the Early Proterozoic Transvaal Supergroup, South Africa. *Economic Geology*, v. 84, p. 1733–1774, 1989.

- KLEIN, C.; BEUKES, N. J. Proterozoic iron-formation. In: Condie, K. C. *Proterozoic Crustal Evolution*. Amsterdam: Elsevier, p. 383 – 418, 1993.
- LANA, C.; BUICK, I.; STEVENS, G.; ROSSOUW, R.; DE WET, W. 3230-3200 Ma post-orogenic extension and mid-crustal magmatism along the southeastern margin of the Barberton Greenstone Belt. *South Africa. Journal of Structural Geology*, p. 1-15, 2011.
- MACHADO, N.; NOCE, C. M.; LADEIRA, E. A.; BELO DE OLIVEIRA, O. A. U-Pb geochronology of Archean magmatism and Proterozoic metamorphism in the Quadrilátero Ferrífero, southern São Francisco craton, Brazil. *Geological Society of America Bulletin*, v. 104, p. 1221–1227, 1992.
- MACHADO, N.; SCHRANK, A.; NOCE, C. M.; GAUTHIER, G. Ages of detrital zircon from Archean-Paleoproterozoic sequences: Implications for Greenstone Belt setting and evolution of a Transamazonian foreland basin in Quadrilátero Ferrífero, southeast Brazil. *Earth Planet Science Lett*, v. 141, p. 259–276, 1996.
- MACHADO FILHO, L.; RIBEIRO, M. W.; GONZALEZ, S. R.; SCHENINI, C. A.; SANTOS, A. N.; PALMEIRA, R. C. B.; TEIXEIRA, W.; CASTRO, H. E. F. Geologia das Folhas 23/24 Rio de Janeiro e Vitória, 1983. In: OLIVEIRA, A. H.; CARNEIRO, M. A. Campo Belo Metamorphic Complex: evolution of an Archean sialic crust of the Southern São Francisco Craton in Minas Gerais (Brazil). *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 73(03), p. 397-415, 2001.
- MACHADO, N.; CARNEIRO, M. A. U-Pb evidence of late Archean tectono-thermal activity in the southern São Francisco shield, Brazil. *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 29, p. 2341-2346, 1992.

- MARSHAK, S.; ALKMIM, F. F.; EVANGELISTA, H. J. Proterozoic crustal extension and the generation of dome and keel structure in an granite-greenstone terrane. *Nature*, v. 357, p. 491-493, 1992.
- MAXWELL, C. H. The Batatal Formation: *Soc. Bras. Geol. Bol.*, v. 7, p. 60-61. 1958. In: DORR II, J. V. N. Physiographic, stratigraphic and structural development of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. *Professional Paper*, 1969. USGS, v. 641-A, 110 p.
- MCCLUNG, C. R. *Basin analysis of the Bushmanland Group, Namaqualand Metamorphic Complex of the Northern Cape Province, South Africa*. 2006. Tese (Doutorado) - University of Johannesburg.
- MCLENNAN, S. M. Recycling of the Continental-Crust. *Pure and Applied Geophysics*, v. 128(3-4), p. 683-724, 1988.
- MCLENNAN, S. M. Rare earth elements in sedimentary rocks: influence of provenance and sedimentary processes, 1989. In: ROLLINSON, H. R. *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*. Harlow: Longman, 1993. p. 133-150.
- MCLENNAN, S. M.; MCCULLOCH, M. T.; TAYLOR, S. R.; MAYNARD, J. B. Effects of sedimentary sorting on neodymium isotopes in deep-sea turbidites. *Nature*, v. 337, p. 547-549, 1989.
- MCLENNAN, S. M.; HEMMING, S.; MCDANIEL, D. K.; HANSON, G. N. Geochemical approaches to sedimentation, provenance, and tectonics. Processes Controlling the Composition of Clastic Sediments. *Geological Society of America, Special Paper*, v. 284, p. 21-40, 1993.

- NOCE, C. M.; Machado, N.; Teixeira, W.; Geoquímica dos gneisses TTGs e granitóides neoarqueanos do Complexo Belo Horizonte, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 27(1), p. 25–32, 1997.
- NOCE, C. M.; MACHADO, N.; TEIXEIRA, W. U–Pb geochronology of gneisses and granitoids in the Quadrilátero Ferrífero (southern São Francisco craton): Age constraints for Archean and Paleoproterozoic magmatism and metamorphism. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 28, p. 95–102, 1998.
- NOCE, C. M.; TEIXEIRA, W.; QUÉMÉNEUR, J. J. G.; MARTINS, V. T. S.; BOLZACHINI, E. Isotopic signatures of paleoproterozoic granitoids from the southern São Francisco Craton and implications for the evolution of the Transamazonian Orogeny. *Journal of S. American Earth Sciences*, v. 13, p. 225 – 239, 2000.
- O’CONNOR, J. T. A classification of quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratios. United States Geological Survey, *Professional Paper*, 1965. Denver, v. 525-B, p. 79-84. In: QUÉMÉNEUR, J. J. G.; RIBEIRO, A.; TROUW, R. A. J.; PACIULLO, F. V. P.; HEILBRON, M. Geologia da folha Lavras 1: 100.000. In: Antônio Carlos Pedrosa Soares. (Org.). *Projeto Sul de Minas*, Belo Horizonte, p. 259-316, 2003.
- OLIVEIRA, A. H. Evolução de um fragmento do Cráton São Francisco Meridional com base em aspectos estruturais, geoquímicos (rocha total) e geocronológicos (Rb-Sr, SmNd, Ar-Ar, U-Pb). 2004. Tese (Doutorado) - Departamento de Geologia da Escola de Minas, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto.

- OLIVEIRA, A. H.; CARNEIRO, M. A. Campo Belo Metamorphic Complex: evolution of an Archean sialic crust of the Southern São Francisco Craton in Minas Gerais (Brazil). *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 73(03), p. 397-415, 2001.
- PETER, J. M. Ancient iron formation: their genesis and use in the exploration for stratiform base metal sulphide deposits, with examples from the Bathurst Mining Camp. In: LENTZ, D. R. *Geochemistry of Sediments and Sedimentary Rocks: Evolutionary Considerations to Mineral Deposit-Forming Environments*. Ottawa: Geological Associations of Canada, 2003. v. 4, p. 145-176.
- PFLUG, R.; RENGER, F. E.; SCHOBENHAUS, C. *Contribuição à Geotectônica do Brasil Oriental*. In: SUDENE, Série Especial, 9, Recife, 59 p. 1969.
- PFLUG, R.; RENGER, F. E. Estratigrafia e evolução geológica da margem SE do Cráton Sanfranciscano. In: *Congresso Brasileiro de Geologia, SBG, 27, Aracajú, Anais*, v. 2, p. 5-19, 1973.
- PIRES, F. R. M. Textural and mineralogical variations during metamorphism of the Proterozoic Itabira Iron Formation in the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. *Anais Academia Brasileira de Ciências*, v. 67, p. 77-105, 1995.
- PLANAVSKY, N.; BEKKER, A.; ROUXEL, O. J.; KAMBER, B.; HOFMANN, A.; KNUDSEN, A.; LYONS, T. W. Rare earth element and yttrium compositions of Archean and Paleoproterozoic Fe formations revisited: New perspectives on the significance and mechanisms of deposition. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 74(22), p. 6387-6405, 2010.
- POMERENE, J. B. The Cercadinho Formation: Soc. Bras. Geol. Bol., v. 7, p. 64-65. 1958. In: DORR II, J. V. N. Physiographic, stratigraphic and structural development of the

Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. *Professional Paper*, 1969. USGS, v. 641-A, 110 p.

QUÉMÉNEUR, J. Esboço estratigráfico, estrutural e metamórfico da Serra de Bom Sucesso, MG. 1987. In: QUÉMÉNEUR, J. J. G.; RIBEIRO, A.; TROUW, R. A. J.; PACIULLO, F. V. P.; HEILBRON, M. *Geologia da folha Lavras 1: 100.000*. In: Antônio Carlos Pedrosa Soares. (Org.). *Projeto Sul de Minas*, Belo Horizonte, p.259-316, 2003.

QUÉMÉNEUR, J. J. G.; RIBEIRO, A.; TROUW, R. A. J.; PACIULLO, F. V. P.; HEILBRON, M. *Geologia da folha Lavras 1: 100.000*. In: Antônio Carlos Pedrosa Soares. (Org.). *Projeto Sul de Minas*, Belo Horizonte, p. 259-316, 2003.

RENGER, F. E.; NOCE, C. M.; ROMANO, A. W.; MACHADO, N. Evolução sedimentar do Supergrupo Minas: 500 Ma de registro geológico no Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. *Geonomos*, v. 2(1), p. 1-11, 1994.

ROMANO, A. W. *Évolution tectonique de la région nord-ouest Du Quadrilatère Ferrifère-Minas Gerais-Brésil (Géochronologie du socle-Aspects géochimiques et pétrographiques des Supergroupes Rio das Velhas et Minas)*. 1989. Tese (doutorado) - University of Nancy, 259 p.

ROMANO, A. W.; BERTRAND, J. M.; MICHARD, A.; ZIMMERMANN, J. L. Tectonique tangentielle et décrochements d'âge Protérozoïque inférieur (orogénese transamazonienne, environ 2000 Ma) au Nord du "Quadrilatère ferrifère" (Minas Gerais, Brésil). *Comptes rendus de l'Académie des sciences, Paris*, v. 313, p. 1195-1200, 1991.

ROMANO, R.; LANA, C.; ALKMIM, F. F.; STEVENS, G. Stabilisation of the Southern São Francisco Craton through a long lived period of potassic magmatism. *Precambrian Research*, v. 112, in press, 2012.

ROSIÈRE, C. A.; CHEMALE JR., F. Um modelo para a evolução microestrutural dos minérios de ferro do Quadrilátero Ferrífero. Parte I - estruturas e recristalização. *Geonomos*, v. 1 (1), p. 65-84, 1993.

ROSIÈRE, C. A.; SIEMES, H.; QUADE, H.; BROKMEIER, H. G.; JANSEN, E. M. Microstructure, textures and deformation mechanisms in hematite. *J. Struct. Geol.*, v. 23, p. 1429-1440, 2001.

ROSIÈRE, C. A.; SPIER, C. A.; RIOS, F. J.; SUCKAU, V. E. The itabirite from the Quadrilátero Ferrífero and related high-grade ores: an overview. *Economic Geology*, v. 15, p. 223-254, 2008.

SIMMONS, G. S. The Fecho do Funil Formation, in: Symposium on the stratigraphy of the Minas Series in the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil: *Soc. Geol. Bras. Bol.*, v. 7, p. 65-66. 1958, In: DORR II, J. V. N. Physiographic, stratigraphic and structural development of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. *Professional Paper*, 1969. USGS, v. 641-A, 110 p.

SPIER, C. A.; OLIVEIRA, S. M. B.; SIAL, A. N.; RIOS, F. J. Geochemistry and genesis of the banded iron formations of the Cauê Formation, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. *Precambrian Research*, v. 152, p. 170-206, 2007.

SWADDLE, T. W.; OLTMANN, P. Kinetics of the magnetite-maghemite hematite transformation, with special interest of hydrothermal systems. *Canadian Journal of Chemistry*, v. 58, p. 1763-1772, 1980.

SLÁMA, J.; KOŠLER, J.; CONDON, D. J.; CROWLEY, J. L.; GERDES, A.; HANCHAR, J. M.; HORSTWOOD, M. S. A.; MORRIS, G. A.; NASDALA, L.; NORBERG, N.; SCHALTEGGER, U.; SCHOENE, B.; TUBRETT, M. N.; WHITEHOUSE, M. J. Plešovice zircon—a new natural reference material for U–Pb and Hf isotopic microanalysis. *Chemical Geology*, v. 249, p. 1–35, 2008,

TAYLOR, S. R.; MCLENNAN, S. M. *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*. 1985. Oxford: Blackwell, 312p. In: KATO, Y.; OHTA, I.; TSUNEMATSU, T.; WATANABE, Y.; ISOZAKI, Y.; MARUYAMA, S.; IMAI, N. Rare earth element variations in mid-Archean banded Fe formations: Implications for the chemistry of ocean and continent and plate tectonics. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 62, p. 3475-3497, 1998.

TEIXEIRA, W.; FIGUEIREDO, M. C. H. An outline of Early Proterozoic crustal evolution in the São Francisco craton, Brazil: a review. *Precambrian Res.*, v. 53, p. 1-22, 1991.

TEIXEIRA, W.; MARTINS, V. T. Granitos Paleoproterozóicos da Porção Meridional do Cráton São Francisco: Estudos isotópicos de Sr e Nd. 1996. *Relatório de Projeto de Pesquisa*. São Paulo, USP/FAPESP, 28 p.

TEIXEIRA, W. A Evolução geotectônica da porção meridional do Cráton do São Francisco com base em interpretações geocronológicas. 1985. Tese (Doutorado) - Universidade de São Paulo, 207 p. in: BIZZI, L. A.; SCHOBENHAUS, C.; VIDOTTI, R. M.; GONÇALVES, J. H. Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil. Texto, Mapas e SIG. 2003. Brasília: CPRM – Serviço Geológico do Brasil, 692 p.

TEIXEIRA, W.; CARNEIRO, M. A.; NOCE, C. M.; MACHADO, N.; SATO, K.; TAYLOR, P. N. Pb, Sr and Nd isotope constraints on the Archean evolution of gneissic-granitoid

- complexes in the southern São Francisco Craton, Brazil. *Precambrian Research*, v. 78, p. 151–164, 1996.
- TEIXEIRA, W.; CORDANI, U. G.; NUTMAN, A. P.; SATO, K. Polyphase Archean evolution in the Campo Belo metamorphic complex, Southern São Francisco Craton, Brazil. SHRIMP U-Pb zircon evidence. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 11, p. 279–289, 1998.
- TEIXEIRA, W.; SABATÉ, P.; BARBOSA, J.; NOCE, C. M.; CARNEIRO, M. A. Archean and Paleoproterozoic tectonic evolution of the São Francisco Craton, Brazil. In: CORDANI, U. G.; MILANI, E. J.; THOMAZ FILHO, A.; CAMPOS, D. A. *Tectonic Evolution of South America*. 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro, p. 101–137, 2000.
- THOMPSON, R.; OLDFIELD, F. *Environmental Magnetism*. 1986. London: Allen and Unwin.
- TRENDALL, A.F. Introduction. in Trendall A.F., Morris R.C. *Iron-Formation: Facts and Problems*. 1983. Amsterdam: Elsevier, 558 p.
- WALLACE, R. M. The Moeda Formation: *Soc. Bras. Geol. Bol.*, v. 7, p. 59-60. 1958. In: DORR II, J. V. N. Physiographic, stratigraphic and structural development of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. 1969. *Professional Paper*, USGS, 641-A, 110 p.
- WAYCHUNAS, G. A. Crystal chemistry of oxides and oxyhydroxides. *Mineralogical Society of America Reviews in Mineralogy*, v. 25, p. 11-68, 1991.
- YARDLEY, B. W. D. Introdução à Petrologia metamórfica, tradução de Reinhardt Adolfo Fuck. 2 ed. revista. Brasília, Editora da Universidade de Brasília, 432 p., 2004.

ANEXO I: Mapa Geológico

ANEXO II: Concentração dos elementos maiores, traço e terras raras

	BSA-019	BSA-001	BSA-011	BSA-018	BSA-006	BSA-010
Amostrs	FFB	FFB	FFB	FFB	FFB	FFB
wt%						
Al2O3	0,13	0,08	0,05	0,2	0,07	0,06
CaO	5,81	2,5	2,5	3,58	2,41	5,25
Cr2O3	<0.002	<0.002	<0.002	<0.002	0,004	<0.002
Fe2O3	45,71	50,48	49,48	44,63	48,16	46,11
K2O	0,03	0,69	0,05	0,09	0,73	0,18
MgO	3,05	2,76	3,59	5,59	2,68	6,21
MnO	0,2	0,13	0,13	0,1	0,16	0,11
Na2O	0,05	1,27	0,09	0,03	1,12	0,14
P2O5	0,08	0,03	0,1	0,15	0,09	0,16
SiO2	46,23	43,2	44,12	46,1	45,37	42,42
TiO2	<0.01	<0.01	<0.01	0,01	<0.01	<0.01
TOT/C	0,06	<0.02	<0.02	0,17	0,07	<0.02
TOT/S	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02
LOI	-1,4	-1,2	-0,2	-0,6	-0,9	-0,8
ppm						
Au	1,5	1	<0.5	<0.5	1,2	0,8
Ba	8	18	6	10	23	14
Be	1	<1	<1	<1	<1	<1
Ce	2,5	0,8	1,3	2,5	1,6	1,8
Co	1	0,5	0,6	0,6	0,7	0,4
Cs	0,6	0,9	0,1	2	0,7	1,8
Dy	0,49	0,23	0,23	0,58	0,29	0,32
Er	0,52	0,19	0,25	0,48	0,28	0,34
Eu	0,13	0,04	0,07	0,12	0,07	0,06
Ga	0,6	<0.5	0,5	0,8	0,8	<0.5
Gd	0,43	0,18	0,18	0,5	0,25	0,25
Hf	<0.1	<0.1	<0.1	0,1	<0.1	<0.1
Ho	0,14	0,05	0,07	0,16	0,09	0,1
La	1,5	0,8	1,1	1,6	1,6	1,6
Lu	0,09	0,04	0,04	0,09	0,05	0,06
Nb	0,2	0,3	0,1	0,3	0,2	0,2
Nd	1,5	0,5	0,6	1,5	0,8	0,9
Ni	<20	<20	<20	<20	<20	<20
Pr	0,31	0,11	0,14	0,32	0,19	0,21
Rb	2,8	8,4	0,7	6,2	19,2	12,5
Sc	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Sm	0,33	0,12	0,13	0,32	0,14	0,18
Sn	<1	<1	<1	<1	<1	6
Sr	78,6	87,3	35,2	46,4	130,7	98,9
Ta	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Tb	0,09	0,03	0,04	0,09	0,05	0,05

Th	<0.2	<0.2	<0.2	0,2	<0.2	<0.2
Tm	0,08	0,03	0,03	0,09	0,05	0,06
U	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
V	<8	<8	<8	<8	<8	<8
W	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Y	6,1	2,4	3,5	6,9	4,2	5,1
Yb	0,54	0,2	0,27	0,55	0,26	0,41
Zr	2,5	1,8	0,8	3,2	1	1
Mo	0,2	0,1	0,3	0,2	0,2	0,2
Cu	1,4	0,7	1,8	1,4	1	1,2
Pb	1,4	0,9	0,6	2,8	0,1	0,8
Zn	8	2	3	4	5	4
Ni	1,6	1	1,4	1,4	0,7	1,3
As	1,2	0,8	3,6	1	1	2
Cd	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Sb	0,1	<0.1	0,4	0,4	<0.1	0,1
Bi	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0,7
Ag	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Hg	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01
Tl	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Se	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5

	BSA-013	BSA-003	BSA-020	BSA-004	BSA-024
Amostras	FFB	FFB	FFB	Xisto Ferruginoso	Xisto Ferruginoso
wt%					
Al2O3	0,02	0,19	0,05	5,03	11
CaO	0,36	6,04	3,41	3,86	2,8
Cr2O3	<0.002	<0.002	<0.002	0,01	0,029
Fe2O3	47,24	45,19	49,48	30,43	20,44
K2O	0,02	0,04	0,09	0,77	0,08
MgO	5,59	3,46	2,59	2,95	9,39
MnO	0,13	0,24	0,12	0,19	6,32
Na2O	0,02	0,04	0,18	0,18	0,03
P2O5	0,06	0,1	0,11	0,08	0,11
SiO2	47,36	45,99	45,22	56,57	48,77
TiO2	<0.01	0,01	<0.01	0,18	0,51
TOT/C	<0.02	0,04	<0.02	0,02	0,2
TOT/S	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02
LOI	-0,9	-1,4	-1,3	-0,4	0,3
ppm					
Au	1	0,9	1	16,8	0,9
Ba	6	9	5	92	10
Be	<1	<1	<1	1	<1
Ce	0,7	2,8	1,9	34,1	66,4

Co	0,3	0,6	0,6	6,8	16,6
Cs	0,4	1,4	<0.1	3,6	1,4
Dy	0,23	0,62	0,29	2,64	4,65
Er	0,17	0,48	0,28	1,65	2,63
Eu	0,04	0,11	0,05	0,49	1,11
Ga	0,6	3,8	1,1	7	18,2
Gd	0,13	0,43	0,24	2,5	4,7
Hf	<0.1	<0.1	<0.1	1,5	5,1
Ho	0,05	0,14	0,08	0,54	0,9
La	0,5	2,3	1,8	18,9	35,4
Lu	0,04	0,08	0,05	0,25	0,37
Nb	0,2	0,2	0,3	5,9	8,6
Nd	0,7	1,4	1	13,2	27,8
Ni	<20	<20	<20	31	76
Pr	0,08	0,34	0,2	3,86	7,47
Rb	1,4	5,2	1,1	47,2	3,9
Sc	<1	<1	<1	5	11
Sm	0,11	0,32	0,17	2,69	5,03
Sn	<1	<1	<1	3	3
Sr	8,6	152,6	144,6	42	14,6
Ta	<0.1	<0.1	<0.1	0,6	1,2
Tb	0,03	0,08	0,04	0,43	0,79
Th	<0.2	0,4	<0.2	8,5	15,3
Tm	0,03	0,07	0,04	0,26	0,42
U	<0.1	<0.1	<0.1	2,1	4
V	<8	9	<8	29	55
W	<0.5	<0.5	<0.5	0,7	<0.5
Y	2,3	6	4,3	17,1	27,6
Yb	0,21	0,47	0,26	1,43	2,57
Zr	0,5	3	1,8	41,2	186,1
Mo	0,2	0,1	0,1	0,8	0,2
Cu	0,7	0,7	0,8	1,2	1,4
Pb	2,6	1,2	1	2,6	2,6
Zn	3	16	6	12	13
Ni	0,5	1,2	0,8	17,4	13
As	1,6	0,7	0,5	<0.5	<0.5
Cd	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Sb	0,3	0,1	<0.1	<0.1	<0.1
Bi	<0.1	<0.1	<0.1	0,4	<0.1
Ag	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Hg	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01
Tl	<0.1	<0.1	<0.1	0,3	<0.1
Se	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5