



UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

INTEGRAÇÃO DE DADOS AEROGEOFÍSICOS, ESTRUTURAIS
E GEOQUÍMICOS PARA A CARACTERIZAÇÃO DE
FORMAÇÕES FERRÍFERAS BANDADAS NA REGIÃO DE
ITAPANHOACANGA, MG

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Nº 274

ÉRICO NATAL PEDRO ZACCHI

ORIENTADORA: PROF^a. Dra. ADALENE MOREIRA SILVA

BRASÍLIA, 2010



UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

INTEGRAÇÃO DE DADOS AEROGEOFÍSICOS, ESTRUTURAIS
E GEOQUÍMICOS PARA A CARACTERIZAÇÃO DE
FORMAÇÕES FERRÍFERAS BANDADAS NA REGIÃO DE
ITAPANHOACANGA, MG

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

ÉRICO NATAL PEDRO ZACCHI

ORIENTADORA: PROF.^a Dra. ADALENE MOREIRA SILVA (IG – UnB)

EXAMINADOR: PROF. Dr. CARLOS ALBERTO ROSIÉRE (IG – UFMG)

EXAMINADOR: PROF. Dr. ROBERTO A. V. de MORAIS (IG – UnB)

BRASÍLIA, 2010

**Por isso sou triste, orgulhoso: de ferro.
Noventa por cento de ferro nas calçadas.
Oitenta por cento de ferro nas almas.**

Carlos Drummond de Andrade

Dedicado à Cimara

AGRADECIMENTOS

À Profa Adalene Moreira Silva, pela orientação e confiança durante os anos de desenvolvimento desse projeto.

Ao Dr. Vassily Khoury Rolim, pelo acompanhamento do trabalho, e pelas discussões, sugestões e críticas apresentadas.

À empresa Anglo Ferrous Brazil, representada pela equipe do geólogo Geraldo Sarquis Dias em Conceição do Mato Dentro; e à equipe do galpão de testemunhos, cujo auxílio foi fundamental para a realização desse trabalho.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pela bolsa de mestrado.

Aos professores Augusto César Bittencourt Pires, Mônica Von Huelsen e José Affonso Brod, que me auxiliaram durante o curso de mestrado e mesmo indiretamente, contribuíram para o desenvolvimento do trabalho.

Aos professores Roberto Ventura e Elton Dantas, e aos funcionários do Laboratório de Geocronologia, pelo apoio na etapa final do projeto, especialmente à Bárbara Alcântara Lima e ao Luis Mancini.

Aos laboratórios de Geofísica Aplicada e de Sensoriamento Remoto da Universidade de Brasília, pelos equipamentos cedidos.

Aos companheiros de pós-graduação que me auxiliaram durante esse processo, particularmente à Marta Henriques Jácomo, Sandra Pedrosa e António Felipe Couto Jr.

Aos meus familiares e amigos, de quem o trabalho acabou por me afastar temporariamente.

E especialmente à minha companheira Cimara Francisca Monteiro, pelo apoio e pela compreensão nesses últimos anos.

RESUMO

A Serra do Espinhaço Meridional, localizada no estado de Minas Gerais, tem sido objeto de centenas de trabalhos geológicos nas últimas décadas, em virtude principalmente do elevado potencial que apresenta para a descoberta de novas ocorrências e depósitos minerais. Entre as substâncias minerais de maior importância está o minério de ferro, devido à presença de formações ferríferas bandadas em diversas unidades geológicas dessa porção da Serra do Espinhaço, tendo sido em sua maioria descobertas através de métodos convencionais de mapeamento e prospecção mineral.

Procurando a melhor caracterização desses depósitos conhecidos e a identificação de novas ocorrências de minério de ferro, este trabalho tem como objetivo a caracterização geofísica e a aplicação de técnicas de análise espacial baseadas em lógica *fuzzy* na elaboração de mapas prospectivos convenientes para a área de estudo.

Essa caracterização permitiu diferenciar as assinaturas geofísicas do minério de ferro de alto teor do itabirito enriquecido e do itabirito preservado, e correlacioná-las a processos geológicos possivelmente desenvolvidos na região. Embora haja descrição na literatura de corpos de hematita compacta, que representariam um enriquecimento primário, e a ocorrência de cangas mineralizadas na área seja comum, o que poderia sugerir um componente de enriquecimento supergênico, os dados petrofísicos sugerem que o processo mineralizador mais importante deu-se pela percolação de fluidos através de zonas favoráveis, representadas pelos cinturões de cisalhamento.

O modelo exploratório apresentou alta correlação com os corpos de minério mapeados e ocorrência mapeadas em campo. A grande extensão dessas formações ferríferas em um contexto geológico similar, associado à disponibilidade de dados magnetométrico e gamaespectrométricos regionais permitem a expansão do modelo para outras áreas além da área-piloto, podendo gerar subsídios para campanhas de exploração.

ABSTRACT

The southern Espinhaço, located in Minas Gerais, has been the subject of hundreds of geological researches in recent decades, mainly due to the high potential it presents for the discovery of new mineral deposits and occurrences. Among the most important minerals are iron ore, due to the presence of banded iron formations in various geological units of this portion of the Espinhaço, having been mostly discovered through conventional methods of mapping and mineral prospecting.

Looking for a better characterization of known deposits and the identification of new similar occurrences of iron ore, this paper aims to geophysical characterization and application of spatial analysis techniques based on fuzzy sets to produce maps suitable for prospective study area.

This characterization allows to differentiate the geophysical signatures of iron ore of high grade, less enriched ore and itabirite preserved, and to correlate the geological processes possibly developed in the region. Although there are descriptions in literature of the bodies of hematite, which represent a primary enrichment, and the occurrence of mineralized ‘canga’ in the area is common, which could suggest an enrichment component of supergene, petrophysical data suggest that the most important mineralization took place by percolation of fluids through favorable areas, represented by the shear belts.

The exploration model was highly correlated with the ore occurrence mapped and checked in the field. The vast extent of iron formations in a similar geological setting, associated with the availability of regional geophysical data allow expansion of the model to other areas beyond the pilot area and may provide subsidies for exploration projects.

SUMÁRIO GERAL

DEDICATÓRIA	i
AGRADECIMENTOS	ii
RESUMO	iii
ABSTRACT	iv
SUMÁRIO GERAL	v
SUMÁRIO DE FIGURAS	vii
SUMÁRIO DE TABELAS	xi
1. INTRODUÇÃO	1
1.1. APRESENTAÇÃO	1
1.2. OBJETIVOS E JUSTIFICATIVAS.....	2
1.3. MATERIAIS E MÉTODOS DE TRABALHO	3
1.4. LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO	4
2. GÊNESE DE FORMAÇÕES FERRÍFERAS BANDADAS E DEPÓSITOS DE MINÉRIO DE FERRO	7
2.1. INTRODUÇÃO	7
2.2. NOMENCLATURA E CLASSIFICAÇÃO	8
2.3. DISTRIBUIÇÃO NO TEMPO GEOLÓGICO	11
2.4. MODELOS DEPOSICIONAIS DE FORMAÇÕES FERRÍFERAS BANDADAS	11
2.5. SISTEMA MINERALIZADOR DE FORMAÇÕES FERRÍFERAS E MODELOS GENÉTICOS	13
3. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL E ARCABOUÇO TECTÔNICO	15
3.1. INTRODUÇÃO	15
3.2. FAIXA DE DOBRAMENTOS ARAÇUAÍ (FDA)	16
3.3. A SERRA DO ESPINHAÇO MERIDIONAL (SdEM).....	18
3.4. GEOLOGIA DA BORDA LESTE DA SERRA DO ESPINHAÇO MERIDIONAL (SdEM)	22
3.4.1. COMPLEXO BASAL	22
3.4.2. SEQÜÊNCIA METAVULCANO-SEDIMENTAR RIO MATA CAVALO	24
3.4.3. SUÍTE METAÍGNEA CONCEIÇÃO DO MATO DENTRO.....	24
3.4.4. GRUPO GUINDA	25
3.4.5. GRUPO SERRO	26
3.4.6. SUÍTE METAÍGNEA PEDRO LESSA	28
3.4.7. DIABÁSIOS MESOZÓICOS E COBERTURAS FANEROZÓICAS	28
3.5. ARCABOUÇO TECTÔNICO REGIONAL.....	29
4. GEOLOGIA DA SERRA DO SAPO E ADJACÊNCIAS	31
4.1. INTRODUÇÃO	31
4.2. GEOLOGIA LOCAL.....	31
4.2.1. COMPLEXO BASAL	33
4.2.2. SUÍTE METAVULCANO-SEDIMENTAR RIO MATA CAVALO	36
4.2.3. SUÍTE METAÍGNEA CONCEIÇÃO DO MATO DENTRO.....	37
4.2.4. SUÍTE ULTRAMÁFICA DE ALVORADA DE MINAS.....	39
4.2.5. FORMAÇÃO SERRA DO SAPO	41
4.2.6. FORMAÇÃO ITAPANHOACANGA	44
4.2.7. SUÍTE METAÍGNEA PEDRO LESSA	47

4.2.8.	COBERTURAS FANEROZÓICAS.....	47
4.3.	GEOLOGIA ESTRUTURAL.....	48
4.4.	LIBERAÇÃO DE FLUIDOS E PROCESSOS METASSOMÁTICOS-HIDROTERMAIS ASSOCIADOS.....	50
5.	CARACTERIZAÇÃO DO MINÉRIO DE FERRO DA SERRA DO SAPO.....	53
5.1.	INTRODUÇÃO.....	53
5.2.	MINERALOGIA E PETROGRAFIA DO MINÉRIO DE FERRO.....	55
5.2.1.	ITABIRITOS.....	55
5.2.2.	ITABIRITO RICO.....	57
5.2.3.	MINÉRIO DE ALTO TEOR (HEMATITO).....	58
5.3.	CARACTERIZAÇÃO GEOQUÍMICA DO MINÉRIO DE FERRO.....	59
5.3.1.	ELEMENTOS MAIORES E ELEMENTOS TRAÇOS.....	59
5.4.	CARACTERIZAÇÃO FÍSICA DO MINÉRIO DE FERRO.....	61
6.	MODELO EXPLORATÓRIO PARA MINÉRIO DE FERRO COM BASE EM DADOS AEROGEOFÍSICOS.....	69
6.1.	INTRODUÇÃO.....	69
6.2.	MODELO GEOLÓGICO PARA O MINÉRIO DE FERRO.....	71
6.2.1.	MODELO DEPOSICIONAL.....	71
6.2.2.	MODELO ESTRUTURAL.....	72
6.2.3.	MODELO HIDROTERMAL SIN-OROGÊNICO.....	73
6.2.4.	MODELO EXPLORATÓRIO.....	74
6.3.	SELEÇÃO DOS DADOS.....	76
6.4.	PRÉ-PROCESSAMENTO DOS DADOS AEROGEOFÍSICOS.....	78
6.5.	ADEQUAÇÃO DOS DADOS AO MODELO EXPLORATÓRIO.....	83
6.6.	MODELAGEM ESPACIAL.....	86
6.7.	MAPA PROSPECTIVO E VALIDAÇÃO.....	89
7.	DISCUSSÕES E CONCLUSÕES.....	90
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	92

SUMÁRIO DE FIGURAS

CAPÍTULO 1 – INTRODUÇÃO

- Figura 1.1:** Produção mundial total de minério de ferro ao longo do século XX até o presente, com a estimativa para a próxima década 2
- Figura 1.2** – Equipamentos utilizados durante o desenvolvimento da pesquisa: (A) Susceptibilímetro DDD PP-EM2S; (B) Sensor PIMA SP; (C) Gamaespectrômetro portátil GR-320 4
- Figura 1.3** – Localização do depósito de minério de ferro, próximo a São Sebastião do Bom Sucesso, ao norte da Serra da Serpentina (imagem do satélite *QUICKBIRD*). 5
- Figura 1.4** – Imagem da topografia da Serra do Espinhaço, onde se observa a continuidade física das seqüências sedimentares que hospedam as formações ferríferas bandadas 6

CAPÍTULO 2 – GÊNESE DE FORMAÇÕES FERRÍFERAS BANDADAS E DEPÓSITOS DE MINÉRIO DE FERRO

- Figura 2.1** – Maiores depósitos de formações ferríferas do mundo, incluindo BIF, GIF e tipo *Rapitan*. Os depósitos de ferro são distinguidos com base no tamanho e idade 8
- Figura 2.2** – Seção esquemática da variação de fácies que ocorre em formações ferríferas. A composição do minério muda do litoral para o oceano, de óxidos ou silicatos de ferro, para carbonatos, e depois para sulfetos 9
- Figura 2.3** – Diferentes tipos de gênese primária para formações ferríferas bandadas, com base em ambientes tectônicos e fontes de fluidos 10
- Figura 2.4** – Distribuição temporal de formações ferríferas em relação ao número de ocorrências em greenstones belts e ambientes cratônicos, até o final do Mesoproterozóico 11
- Figura 2.5** – Modelo esquemático mostrando a deposição de formações ferríferas 12
- Figura 2.6** – Classificação dos principais tipos de depósitos de minério de ferro de alto teor de hematita 14

CAPÍTULO 3 – CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL E ARCABOUÇO TECTÔNICO

- Figura 3.1** – Cráton do São Francisco e suas faixas marginais, com destaque para a localização da Serra do Espinhaço Meridional no contexto geotectônico do Orógeno Araçuaí 17
- Figura 3.2** – Ocorrência do Supergrupo Espinhaço e suas unidades correlatas nos estados de Minas Gerais e Bahia, estruturando a Serra do Espinhaço 19
- Figura 3.3** – Colunas estratigráficas simplificadas da Serra do Espinhaço Meridional, relativas a áreas-chave 21
- Figura 3.4** – Mapa geológico simplificado e seções da quadrícula Itapanhoacanga, borda leste da Serra do Espinhaço Meridional 23
- Figura 3.5** – Representação esquemática da evolução geodinâmica do Espinhaço Meridional, do Paleo-Meso até o final do Neoproterozóico 30

CAPÍTULO 4 – GEOLOGIA DA SERRA DO SAPO E ADJACÊNCIAS

- Figura 4.1** – Mapa geológico simplificado da região entre São Sebastião do Bom Sucesso e Itapanhoacanga, borda leste da Serra do Espinhaço Meridional, MG 31
- Figura 4.2** – Colunas estratigráficas simplificadas das seqüências da região entre São Sebastião do Bom Sucesso e Itapanhoacanga, destacando as variações laterais observadas entre as formações Itapanhoacanga e Serra do Sapo 33
- Figura 4.3** – Gnaisses e migmatitos do embasamento na borda leste da Serra do Espinhaço Meridional 34
- Figura 4.4** – Afloramento de granito em antiga pedreira desativada 35
- Figura 4.5** – Afloramento de clorita-actinolita xistos da Suíte Rio Mata Cavallo, próximo à Serra do Sapo 36
- Figura 4.6** – Clorita xisto da Suíte Rio Mata Cavallo, alterado, em testemunho de sondagem 37
- Figura 4.7** – Porfiroclastos de quartzo azulados em metarriolitos intercalados com quartzitos da Fm Itapanhoacanga 38
- Figura 4.8** – Metarriolito milonitizado em que se observam lentes de talco xisto intercaladas 39
- Figura 4.9** – Xisto da Suíte Ultramáfica Alvorada de Minas, intercalado com quartzitos localizados no topo da Serra do Sapo 40
- Figura 4.10** – Variedade de xistos e filitos encontrados na base da Serra do Sapo, em testemunho de sondagem 42
- Figura 4.11** – Formação ferrífera, com intercalações de quartzo e hematita conferindo o aspecto bandado típico dessas rochas 43
- Figura 4.12** – Quartzito com estratificação cruzada tabular preservada, encontrado nos níveis inferiores da Formação Itapanhoacanga 45
- Figura 4.13** – Perfil N-S a oeste de Itapanhoacanga, em que são destacados os corpos de hematita compacta, sobre camada de formação ferrífera 46
- Figura 4.14** – Afloramento de diabásio intrusivo em rochas gnáissicas do embasamento 47
- Figura 4.15** – Bloco de canga formado sobre formação ferrífera, com fragmentos de hematita cimentados em uma matriz limonítica 47
- Figura 4.16** – Feição morfológica que denota o padrão de falhamentos de empurrão, com o transporte tectônico para oeste, típico da borda leste da Serra do Espinhaço 49
- Figura 4.17** – Veios de quartzo alojados em quartzitos da Formação Itapanhoacanga, apresentando deformação sin-deformacional 51
- Figura 4.18** – Espectros de refletância obtidos a partir da análise de minerais formados a partir da alteração metassomática provocada pela colocação de um veio de quartzo 52

CAPÍTULO 5 – CARACTERIZAÇÃO DO MINÉRIO DE FERRO DA SERRA DO SAPO

- Figura 5.1** – Mapa geológico esquemático da Serra do Espinhaço Meridional e Quadrilátero Ferrífero, com destaque para as sequências com formações ferríferas bandadas. 54
- Figura 5.2** – Afloramento de hematita compacta, associado com os itabiritos 55
- Figura 5.3** – Itabirito dolomítico encontrado em furos de sondagem na Serra do Sapo, caracterizado pela alternância de óxidos de ferro e carbonato 56
- Figura 5.4** – Corpo de itabirito rico, originado a partir do itabirito, e que ainda preserva parte do seu bandamento original 57

Figura 5.5 – Afloramento de minério de ferro friável, no ponto em que a estrada MG-010 contorna a Serra do Sapo	58
Figura 5.6 – Valores médios de análises químicas das formações ferríferas da Serra do Sapo para elementos maiores e menores	60
Figura 5.7 – Log de testemunho de sondagem em que são descritos níveis de minério de ferro friável intercalados com itabirito compacto	62
Figura 5.8 – Histogramas de frequências para os dados geofísicos, separados pela litologia correspondente	63
Figura 5.9 – Gráfico de correlação entre potássio e susceptibilidade magnética	65
Figura 5.10 – Classificação não supervisionada dos dados geofísicos, em que foram obtidas quatro classes	66
Figura 5.11 – Correlação entre a classificação não-supervisionada dos dados geofísicos e a variação geológica ao longo do testemunho, com os teores de Fe associados.	67
Figura 5.12 – Variação na assinatura geofísica do diferentes minérios de ferro e itabirito analisados	68

CAPÍTULO 6 – MODELO EXPLORATÓRIO PARA MINÉRIO DE FERRO COM BASE EM DADOS AEROGEOFÍSICOS

Figura 6.1 – Fluxograma de trabalho para a modelagem espacial de dados em um projeto de exploração mineral	70
Figura 6.2 – Seção esquemática com as variações de ambiente deposicional entre as formações Itapanhoacanga e Serra do Sapo	72
Figura 6.3 – Seção esquemática mostrando a geometria da Serra do Sapo, e as relações estruturais entre as várias seqüências da borda leste do Espinhaço Meridional	73
Figura 6.4 – Modelo hidrotermal sin-orogênico.	74
Figura 6.5 – Gráfico de correlação entre componentes principais geradas a partir dos dados geofísicos	75
Figura 6.6 – Perfis de linha de vôo de direção E-W para os dados aerogeofísicos, correspondendo aos canais individuais de K, eU e eTh; amplitude do sinal analítico	77
Figura 6.7 – Dados magnetométricos da Serra do Sapo (Campo Magnético Anômalo, Amplitude do Sinal Analítico e Inclinação do Sinal Analítico)	79
Figura 6.8 – Imagens das três derivadas (Dx, Dy, Dz) do campo magnético anômalo, recortadas para a área da Serra do Sapo	80
Figura 6.9 – Imagem dos três canais individuais de radioelementos, onde se destaca as baixas concentrações desses elementos em relação às rochas do embasamento	81
Figura 6.10 – Imagem das três primeiras janelas do dado eletromagnético	82
Figura 6.11 – Composições ternárias RGB	83
Figura 6.12 – Concentrações anômalas de K e U	84
Figura 6.13 – Soluções para deconvolução de Euler	85
Figura 6.14 – Função de pertinência <i>Fuzzy</i>	87
Figura 6.15 – Fluxogramas de modelagem dos dados aerogeofísicos	88
Figura 6.16 – Imagem da Serra do Sapo, com a sobreposição dos mapas de favorabilidade para minério de ferro	89

SUMÁRIO DE TABELAS

CAPÍTULO 3 – CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL E ARCABOUÇO TECTÔNICO

Tabela 3.1 – Estratigrafia dos Grupos Conselheiro Mata, Guinda e Serro, do Supergrupo Espinhaço 20

Tabela 3.2 – Arcabouço estratigráfico e aspectos tectono-deposicionais das coberturas Paleo-Meso e Neoproterozóicas do Cratón do São Francisco 29

CAPÍTULO 6 – MODELO EXPLORATÓRIO PARA MINÉRIO DE FERRO COM BASE EM DADOS AEROGEOFÍSICOS

Tabela 6.1 – Métodos empíricos e conceituais para um mapa de prospecção mineral 86

Tabela 6.2 – Operadores *fuzzy* 87

1. INTRODUÇÃO

1.1. APRESENTAÇÃO

O estudo de depósitos de minério de ferro quer seja no âmbito acadêmico ou prospectivo/econômico, tem avançado significativamente na última década no cenário mundial. Segundo dados do Departamento Nacional de Produção Mineral (DNPM), em 2008 o minério de ferro liderou o *ranking* de investimentos em pesquisa mineral no país, correspondendo a 31,4% do total de R\$634,6 milhões investidos (DNPM, 2009).

Atualmente as reservas mundiais de minério de ferro totalizam aproximadamente 340 bilhões de toneladas, com o Brasil detendo 9,8% das reservas (33,2 bilhões de toneladas). Porém o elevado teor de ferro no minério brasileiro (60-67%) atribui ao Brasil posição de destaque no cenário mundial. As exportações brasileiras de minério de ferro e pelotas em 2009 tiveram aumento de 4,5% na quantidade e 56,6% no valor em comparação com o ano de 2007. Foram exportadas 231,7 Mt de minério, e 19,9Mt de pelotas para países como a China (36,0%), Japão (13,0%) e Alemanha (9,0%) (DNPM, 2009).

As principais reservas brasileiras, com teor médio de 56,1% Fe, situam-se no Quadrilátero Ferrífero (MG) – 67,0%; Carajás (PA) – 16,0%; e Urucum (MS) – 15,5% (DNPM, 2009). A crescente demanda por minério de ferro, impulsionada pelas crescentes exportações tem incentivado a viabilidade econômica de antigas ocorrências descritas na geologia. Na Serra do Espinhaço Meridional afloram extensas camadas de itabirito, alvo de trabalhos de prospecção mineral já no final da década de 60. Naquela época, essas ocorrências não despertaram interesse, em função à proximidade com o Quadrilátero Ferrífero. Atualmente, com a valorização do minério de ferro, essas ocorrências têm sido alvo de diversas empresas, como a *Anglo Ferrous Brazil*, detentora da área em que se localiza o depósito em estudo.

Entre os maiores avanços alcançados nos últimos anos na exploração de minério de ferro, está a utilização de métodos geofísicos na etapa de prospecção, como a magnetometria, a gravimetria, os métodos elétricos e a radiometria. Muitos desses métodos foram desenvolvidos para solucionar problemas na pesquisa de outros bens minerais, como o petróleo e os metais base, e rapidamente foram adaptados e aplicados para a pesquisa do minério de ferro. No Brasil essa metodologia ainda é pouco utilizada para o ferro, embora seja muito difundida em trabalhos de prospecção aurífera e de outros metais.

No caso em estudo a disponibilidade de dados aerogeofísicos recobrimo grande extensão da Serra do Espinhaço Meridional possibilita que, a partir da caracterização petrofísica do minério de ferro e do desenvolvimento de um modelo exploratório baseado nessas características e integrado com o modelo geológico de desenvolvimento dessas mineralizações, novas áreas de interesse prospectivo sejam definidas.

1.2. OBJETIVOS E JUSTIFICATIVAS

O objetivo deste trabalho é a caracterização mineralógica, geoquímica e determinação da propriedade física do minério de ferro e das formações ferríferas encaixantes, no depósito da Serra do Sapo, próximo a Conceição do Mato Dentro (MG), buscando a compreensão dos processos geológicos desse minério de ferro, com a elaboração de um modelo exploratório baseado em métodos indiretos.

Os poucos e recentes trabalhos acadêmicos aplicando métodos aerogeofísicos focados na exploração de minério de ferro no Brasil (e.g. Braga, 2009), associado à crescente demanda por esse bem mineral nas últimas décadas, com perspectivas de aumento nos próximos anos (Figura 1.1), e a grande quantidade de ocorrências de ferro conhecidas e ainda subavaliadas no país, justifica o desenvolvimento de um modelo de seleção de áreas favoráveis a novas jazidas desse metal.

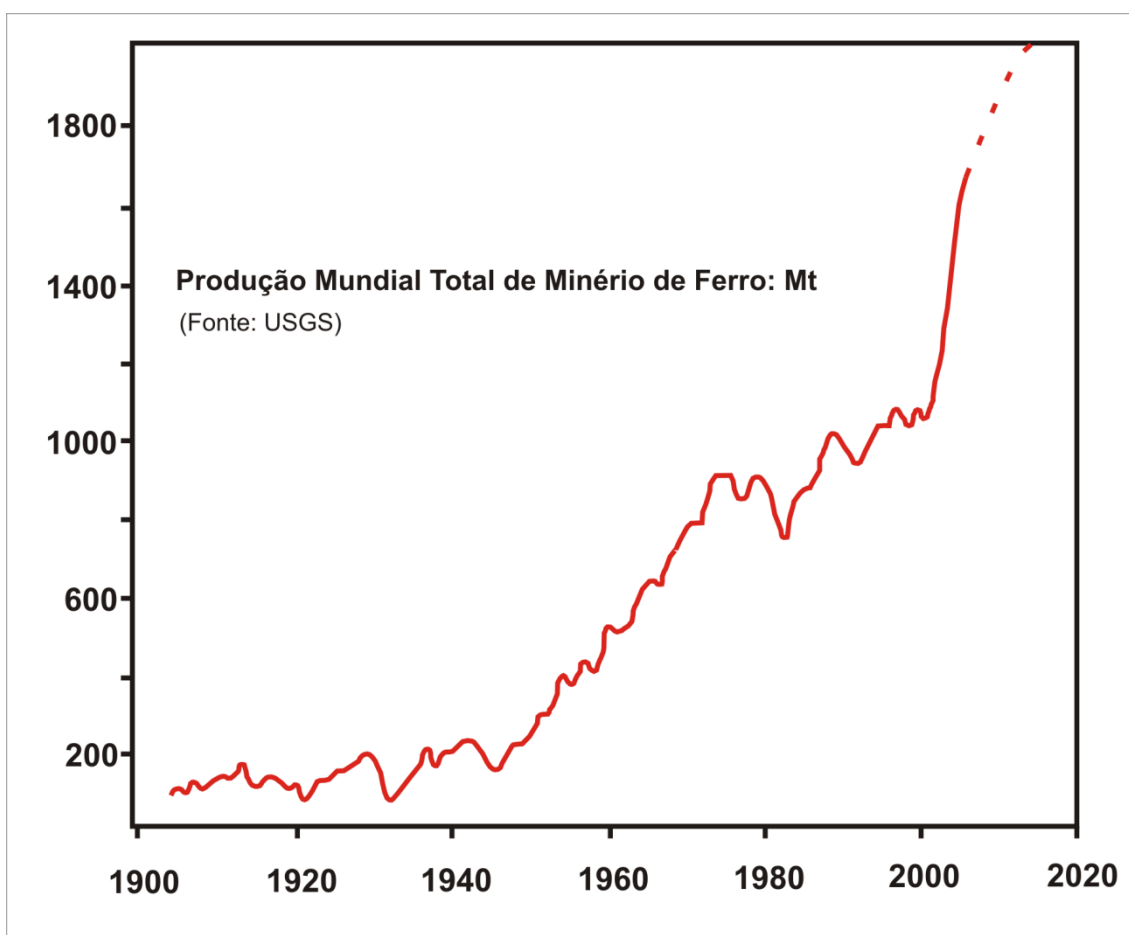


Figura 1.1 – Produção mundial total de minério de ferro ao longo do século XX até o presente, com a estimativa para a próxima década (Dalstra & Flis, 2008).

1.3. MATERIAIS E MÉTODOS DE TRABALHO

O desenvolvimento dessa pesquisa constou das seguintes etapas:

- Levantamento de campo, com reconhecimento da geologia regional e das relações estratigráficas e estruturais das formações ferríferas com as suas encaixantes, e do minério de ferro com o seu protólito;
- Descrição de testemunhos de sondagem, para determinação estratigráfica e coleta de amostras;
- Aquisição de dados geofísicos (gamaespectrometria e magnetometria) em testemunhos de sondagem, buscando a caracterização das propriedades físicas de rocha da mineralização e das encaixantes através de métodos de classificação não-supervisionada;
- Preparação de amostras para análise geoquímica em rocha total, realizadas no laboratório ACME Analytical Laboratories Ltda – Vancouver, Canadá – em ICP-ES, com digestão em ácido nítrico diluído, e ICP-MS, com digestão em ácido nítrico;
- Descrição de lâminas petrográficas, para caracterização da variação mineralógica entre o minério de ferro e as rochas encaixantes, para melhor compreensão das variações químicas e propriedades físicas de rocha apresentadas;
- Análise de espectrometria de refletância em amostras de testemunho, para caracterização de alterações mineralógicas provocadas por processos metamórficos ou metassomáticos na área de estudo;
- Processamento de dados aerogeofísicos para a correlação com os dados amostrados em amostras;
- Elaboração de um modelo exploratório para minério de ferro com base nas características geofísicas e geológicas do depósito da Serra do Sapo, e a seleção de áreas favoráveis a partir da integração dos dados aerogeofísicos com base neste modelo;

Para a aquisição dos dados geofísicos foram utilizados um gamaespectrômetro portátil GR-320 e um susceptibilímetro DDD PP-EM2S, cedidos pelo Laboratório de Geofísica Aplicada da Universidade de Brasília (UnB). Para a aquisição dos dados de espectro de refletância foi utilizado o sensor PIMA SP, pertencente ao Laboratório de Sensoriamento Remoto da UnB (**Figura 1.2**).

Os *softwares* utilizados no processamento, análise e integração dos diferentes dados trabalhados foram o aplicativo Oasis Montaj, versão 6.4 da GEOSOFTTM, o ArcGIS 9.3, com a extensão ARC Spatial Data Modeller (ArcSDM), Minpet 2.2, e o SPSS Statistics 17.0.

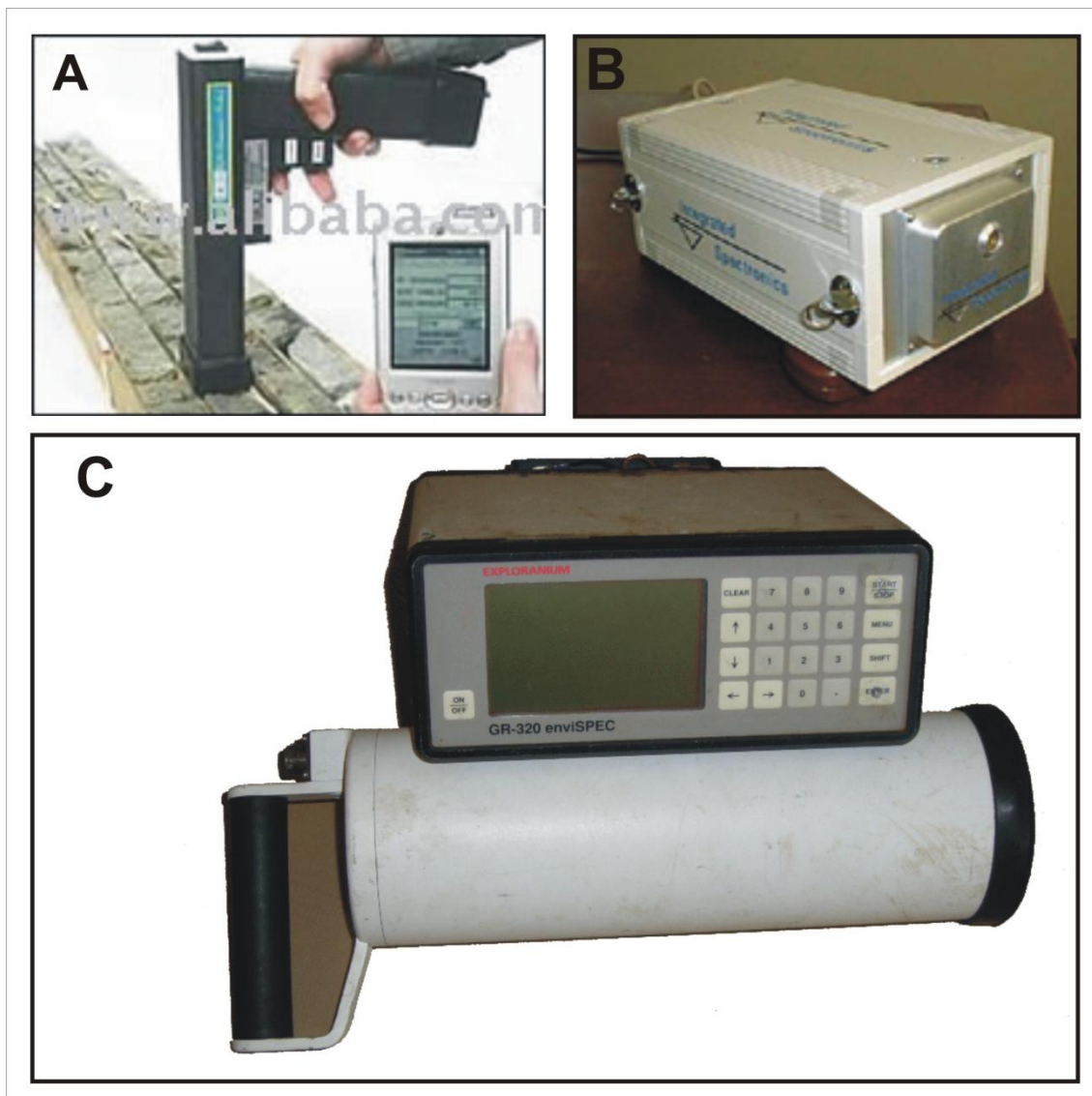


Figura 1.2 – Equipamentos utilizados durante o desenvolvimento da pesquisa: (A) Susceptibilímetro DDD PP-EM2S; (B) Sensor PIMA SP; (C) Gamaespectrômetro portátil GR-320.

1.4. LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO

A área de estudo localiza-se na porção meridional da Serra do Espinhaço, dentro dos limites da Folha Serro (SE-23-Z-B-IV, Carta do Brasil, escala 1:100.000), entre os municípios de Conceição do Mato Dentro e Alvorada de Minas. As principais localidades próximas da área são Itapanhoacanga (vila do município de Alvorada de Minas) e São Sebastião do Bom Sucesso (vila do município de Conceição do Mato Dentro). A via de acesso principal é a rodovia estadual MG-010, sem pavimentação, que contorna a Serra do Sapo a leste e a separa da Serra da Serpentina, ao sul (**Figuras 1.3 e 1.4**).

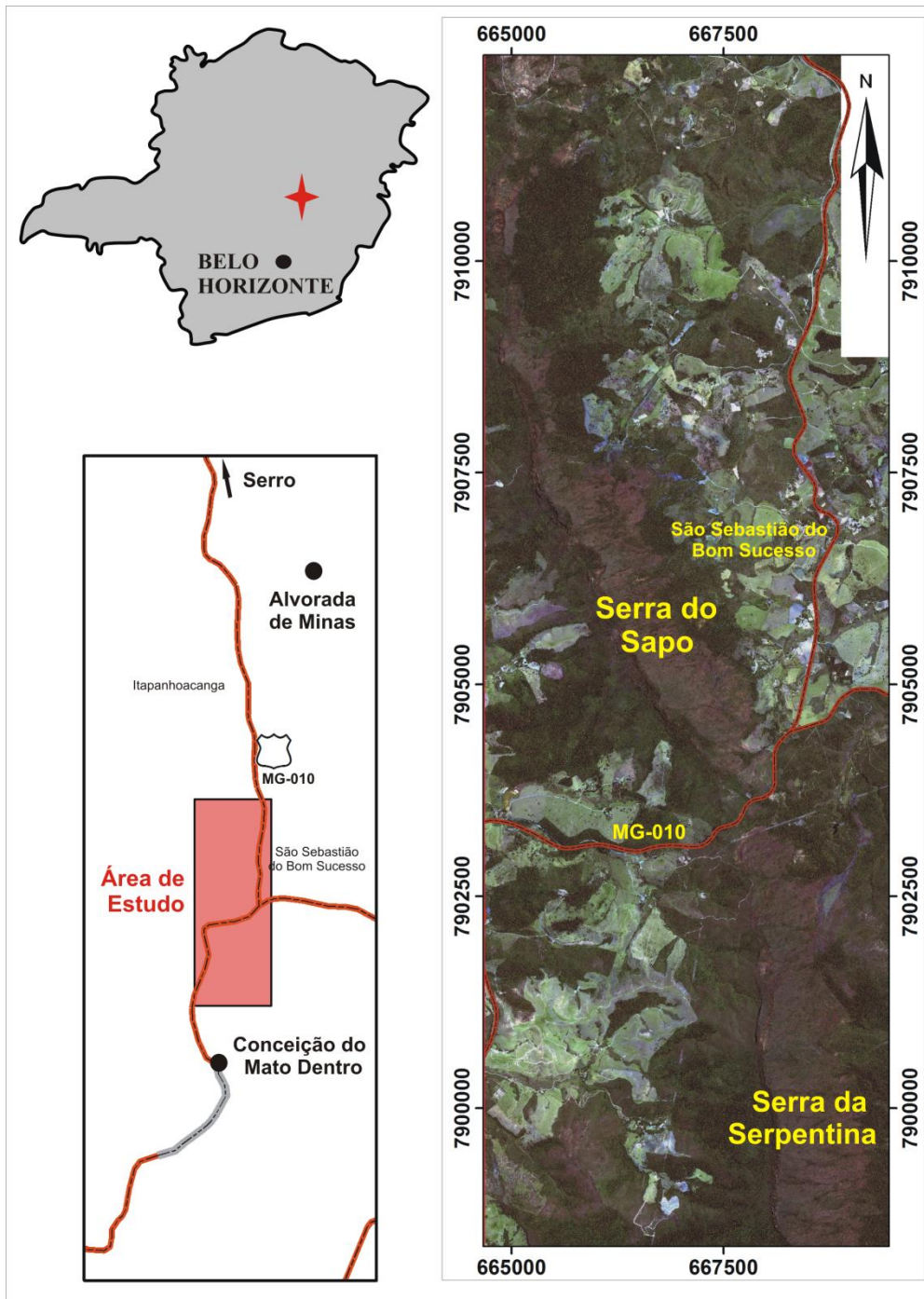


Figura 1.3 – Localização do depósito de minério de ferro, próximo a São Sebastião do Bom Sucesso, ao norte da Serra da Serpentina (imagem do satélite *QUICKBIRD*).

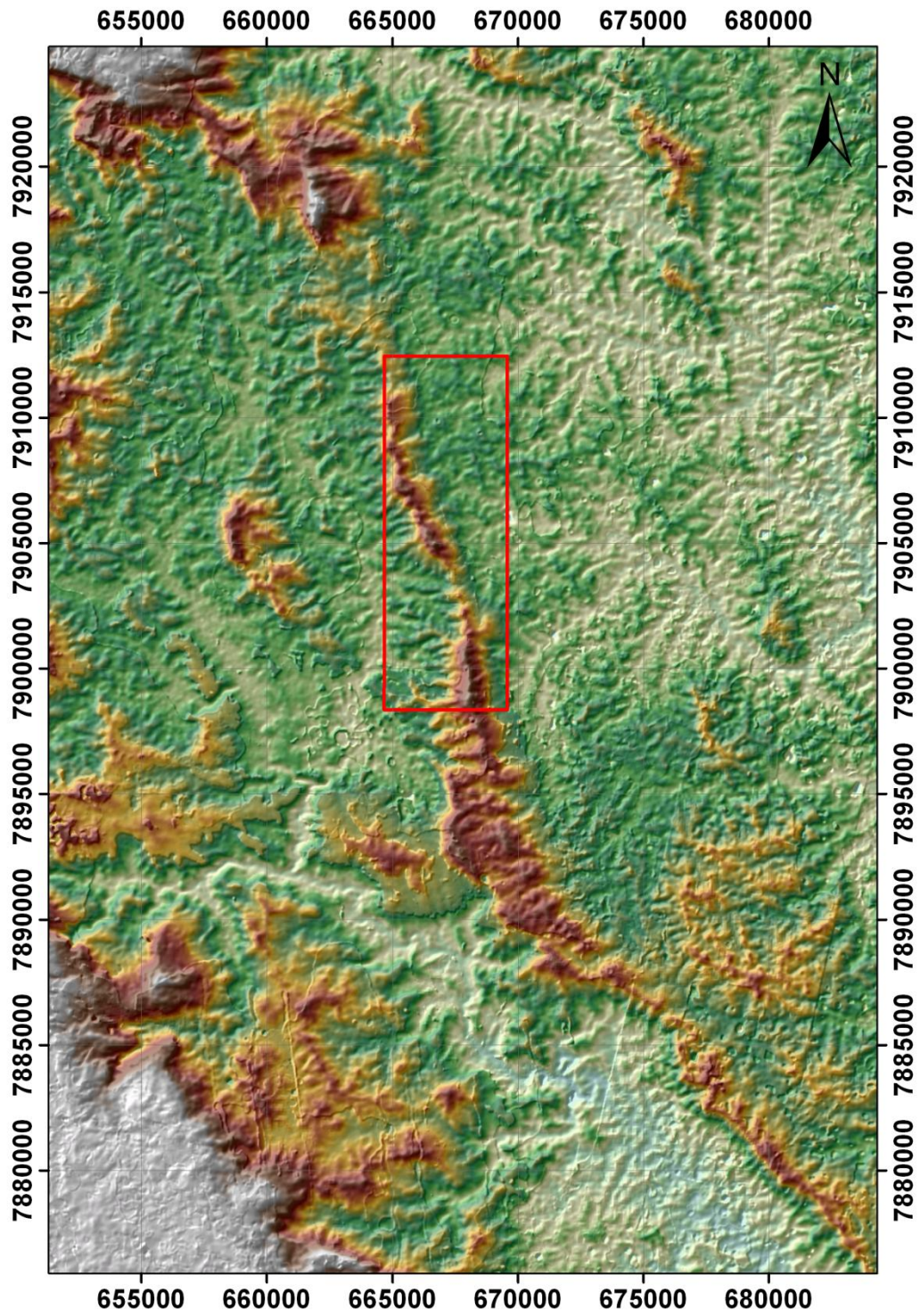


Figura 1.4 – Imagem da topografia da Serra do Espinhaço, onde se observa a continuidade física das seqüências sedimentares que hospedam as formações ferríferas bandadas.

2. GÊNESE DE FORMAÇÕES FERRÍFERAS BANDADAS E DEPÓSITOS DE MINÉRIO DE FERRO

2.1. INTRODUÇÃO

O termo Formação Ferrífera (*Iron Formation – IF*) se originou na região do Lago Superior, a partir da contração do termo formação portadora de ferro (*iron-bearing formation – Van Hise & Leith, 1911*). Foi formalmente definida como uma rocha sedimentar química, tipicamente bandada ou laminada, contendo 15% ou mais de ferro, e apresentando comumente, mas não necessariamente bandas de *chert* (James, 1954). Atualmente são consideradas como formações ferríferas as rochas sedimentares químicas que contenham cerca de 30% de Fe e 50% de sílica, uma vez que mais de 90% das rochas assim denominadas em campo apresentam teores de Fe entre 25-35% (Trendall, 2002).

Quando apresentam bandas de óxido de ferro (hematita e/ou magnetita) alternando com bandas de *chert* e sílica, de cor branca ou vermelha, são denominadas de formação ferrífera bandada, popularmente conhecidas com BIF's (*banded iron formation*). Formações ferríferas clásticas, interpretadas como produto do re-trabalhamento de formações ferríferas bandadas em águas rasas, são conhecidas como GIF's (*granular iron formation*). Hematita (Fe_2O_3) e magnetita (Fe_3O_4) são os principais minerais de ferro constituintes, com carbonatos (ankerita, siderita) e silicatos (estilpnomelana, grinalita, riebeckita) associados, enquanto a sílica corresponde a quartzo microcristalino (Trendall, 2002).

Depósitos gigantes de minério de ferro ($\geq 56\%$ Fe), derivados de formações ferríferas bandadas, estão entre os maiores depósitos minerais conhecidos, e são a principal fonte de ferro para a indústria siderúrgica mundial. Devido a sua importância econômica, as formações ferríferas têm sido extensivamente estudadas nos últimos cem anos, porém muitos aspectos de sua origem sedimentar permanecem enigmáticos, devido à inexistência de processos deposicionais modernos análogos. O processo de evolução dessas formações para depósitos de minério de ferro também continua a ser intrigante (Bekker *et al.* 2010).

As formações ferríferas melhor conhecidas, geologicamente e devido ao seu valor econômico, são as do Supergrupo Transvaal (Cráton Kaapvaal, África do Sul), o Grupo Hamersley (Cráton Pilbara, Austrália), Formação Cauê (Quadrilátero Ferrífero, Brasil), bacia Krivoy Rog (Ucrânia), e as formações ferríferas clássicas de Gunflint, Biwabik e Sokoman, da região do Lago Superior, na América do Norte. As formações ferríferas de Hamersley e Transvaal combinadas representam a maior acumulação de ferro no mundo (Pirajno, 2009). A **Figura 2.1** mostra a distribuição global dos maiores depósitos de minério de ferro conhecidos (≥ 1.000 Gt).

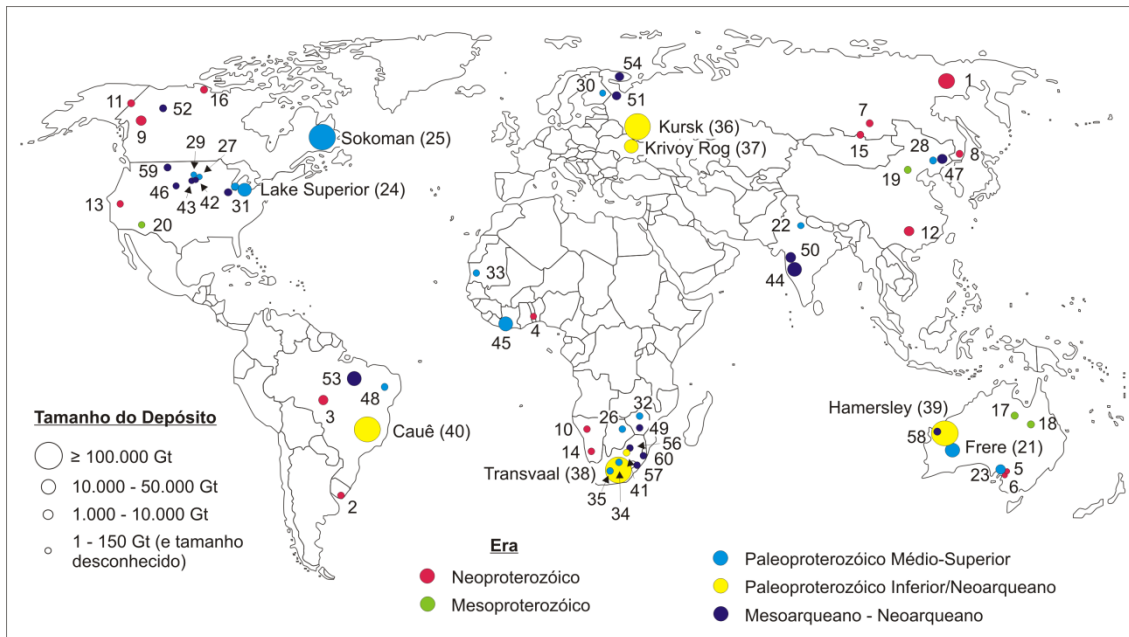


Figura 2.1 – Maiores depósitos de formações ferríferas do mundo, incluindo BIF, GIF e tipo *Rapitan*. Os depósitos de ferro são distinguidos com base no tamanho e idade (Modificado de Bekker *et al.* 2010): 1) Formação Maly Khinghan; 2) Formação Yerbel; 3) Grupo Jacadigo; 4) Grupo Bisokpabe; 5) Ironstone Holowilena; 6) Formação ferrífera Braemar; 7) Formação Yamata; 8) Formação Lake Khanka; 9) Formação Rapitan; 10) Formação Chuos; 11) Grupo Upper Tindir; 12) Formação Fulu; 13) Formação Kingston Peak; 14) Formação Numees; 15) Formação Mugur; 16) Formação Aok; 17) Formações Corcoran e McMinn; 18) Formação Mullera; 19) Formação ferrífera Chuan-linggou; 20) Formação Ferrífera Pike's Peak; 21) Formação Frere; 22) Grupo Alwar; 23) Grupo Hutchison; 24) Região Lago Superior (incluindo cinco grandes formações ferríferas); 25) Formação Ferrífera Sokoman; 26) Formação Shoshong; 27) Formação Rochford; 28) Grupo Liaohe; 29) Formação Estes; 30) Formação Ferrífera Pääkkö; 31) Formação Glen Township; 32) Grupo Lomagundi; 33) Grupo Ijil; 34) Formação Ferrífera Hotazel; 35) Formação Timeball Hill; 36) Supergrupo Kursk; 37) Supergrupo Krivoy Rog; 38) Província Transvaal; 39) Província Hamersley (incluídos seis grandes formações ferríferas); 40) Formação Cauê; 41) Formação Ferrífera Penge; 42) Formação Ferrífera Benchmark; 43) Formação Ferrífera Nemo; 44) Formação Mulaingiri; 45) Itabirito Nimba; 46) Formação Ferrífera Atlantic City; 47) Anshan; 48) Caldeirão Belt; 49) Formação Ferrífera Manjeri; 50) Grupo Bababudan; 51) Terreno Gimola; 52) Grupo Central Slave Cover; 53) Formação Carajás; 54) Formação Olenegorsk; 55) Grupo Steep Rock; 56) Grupo West Rand; 57) Supergrupo Pongola; 58) Formação Cleaverville; 59) Suíte Metamórfica Indian Creek; 60) Grupo Moodies.

2.2. NOMENCLATURA E CLASSIFICAÇÃO

Historicamente, um grande número de nomes locais foi aplicado às formações ferríferas em diferentes continentes: o itabirito no Brasil; o BHQ (*banded hematite quartzite*) na Índia; o taconito em intervalos do Lago Superior; o *ironstone* na África do Sul; e o jaspilito na Austrália. Todos esses são agora reunidos sob o nome genérico de formação ferrífera. Diversas tentativas para nomear e classificar os diferentes tipos de formação ferrífera existentes tem sido feitas, sem que nenhum deles tenha sido universalmente adotado (Trendall, 2002).

Formações ferríferas foram classificadas com base na composição mineralógica (James, 1954), ambiente tectônico sugerido (Gross, 1965) e ambiente deposicional (Kimberley, 1978). James (1954) descreveu e nomeou quatro fácies para a área do Lago Superior: fácies óxido, carbonato, sulfeto e silicato, sendo equivalentes estratigraficamente, registrando uma variação lateral relacionada com a profundidade.

Em águas rasas, com oxigenação e formação de ondas, o ferro é precipitado no estado férrico como hematita (fácies óxido). Nas áreas profundas estagnadas, forma-se H_2S pela ação bacteriana, e o ferro é precipitado como pirita (fácies sulfeto). A zona intermediária, entre a zona anóxica e as águas oxigenadas, o ferro é precipitado no estado ferroso como siderita ou ankerita (fácies carbonato), ou no estado férrico-ferroso como magnetita (fácies óxido). A fácies silicato não ocupa uma posição fixa em termo de Eh, estando presente como um material intersticial ou discretas camadas nas rochas compostas predominantemente por óxidos, carbonatos e sulfetos. Essa associação sugere que o ambiente favorável para a sua deposição seria uma zona limítrofe entre os campos de oxidação e redução (**Figura 2.2**). Essa classificação mostra-se útil como nomenclatura para variantes químicas das formações ferríferas, porém tem caído em desuso já que a correspondência estratigráfica proposta não tem sido inteiramente demonstrada na área do Lago Superior, e não têm sido encontrados equivalentes em outras regiões (Trendall, 2002).

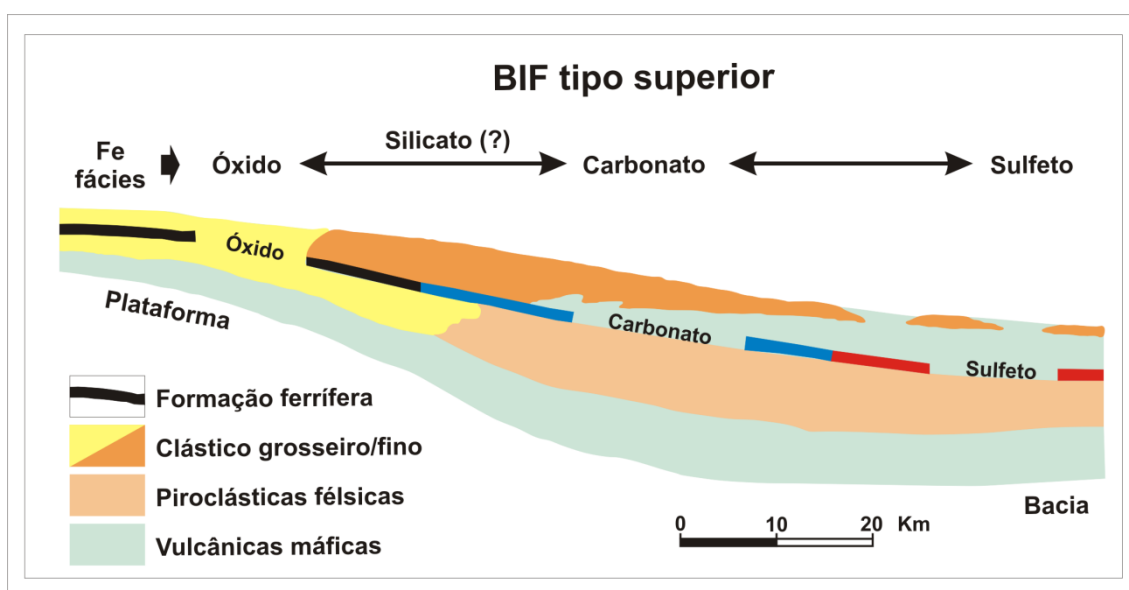


Figura 2.2 – Seção esquemática da variação de fácies que ocorre em formações ferríferas, segundo James (1954). A composição do minério muda do litoral para o oceano, de óxidos ou silicatos de ferro, para carbonatos, e depois para sulfetos (Modificado de Goodwin, 1973).

Gross (1965) sugere uma primeira classificação de formações ferríferas bandadas (Algoma, Superior, Clinton e Minette), com base principalmente nas características do seu ambiente tectônico e nas associações litológicas. Posteriormente, Gross (1983) exclui as formações ferríferas tipo Clinton e Minette, e reconhece outra classe de formação ferrífera bandada (Tipo *Rapitan*), acrescentando-a aos tipos Algoma e Lago Superior.

As formações ferríferas do tipo Algoma são relativamente pequenas, e associadas com rochas vulcânicas. A fácies carbonato, silicato e óxido são comuns nesse tipo de formação ferrífera, interdigitadas com grauvas e turbiditos. Os ambientes deposicionais favoráveis para a ocorrência de formações ferríferas do tipo Algoma incluem arcos de ilha, bacias de retro-arco e zonas de rifte intracratônico.

As formações ferríferas tipo Superior são maiores, e associam-se a outras unidades sedimentares. Estão associadas com dolomitos, arenitos, folhelhos negros, e em menor quantidade a tufos ou outras rochas vulcânicas. A deposição dessas rochas ocorreu em águas marinhas rasas, próximo a costa, em ambiente de plataforma continental passiva.

As formações ferríferas do tipo *Rapitan* ocorrem principalmente em grábens ou bacias formadas sobre blocos falhados ao longo das margens continentais, associadas com diamictitos glaciais, em seqüências neoproterozóicas-paleozóicas (**Figura 2.3**).

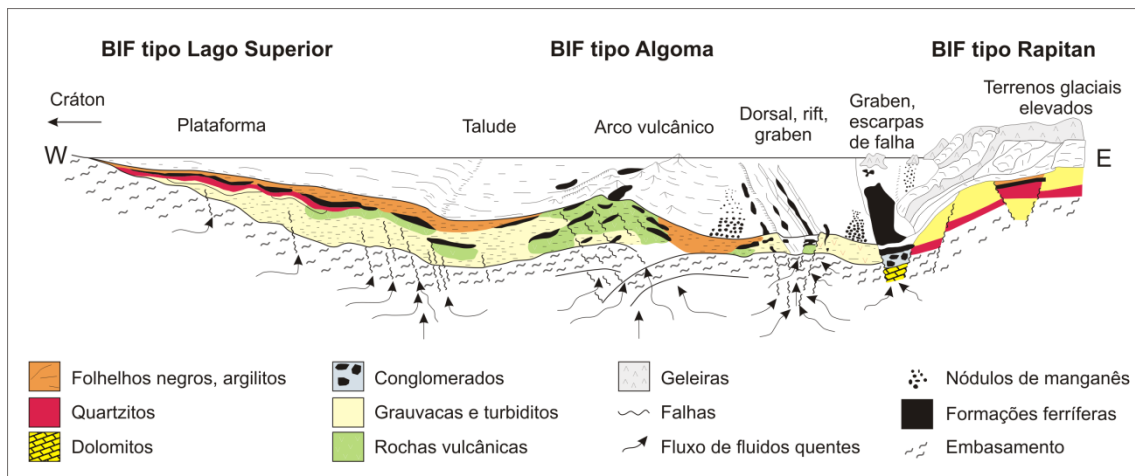


Figura 2.3 – Diferentes tipos de gênese primária para formações ferríferas bandadas, com base em ambientes tectônicos e fontes de fluidos (Modificado de Gross, 1980).

2.3. DISTRIBUIÇÃO NO TEMPO GEOLÓGICO

As formações ferríferas cratônicas (tipo Superior de Gross, 1983) são mais abundantes, porém não exclusivas, do Paleoproterozóico, em contraste com as formações ferríferas tipo Algoma, que são predominantes do Arqueano, embora sejam reconhecidas em greenstones belts do Paleoproterozóico Inferior. O terceiro tipo de formação ferrífera, do tipo Rapitan, são mais características do período Neoproterozóico, embora pequenos depósitos sejam reconhecidos no Paleoproterozóico Superior e no Arqueano Médio (Beukes & Gutzmer, 2008) – (Figura 2.4).

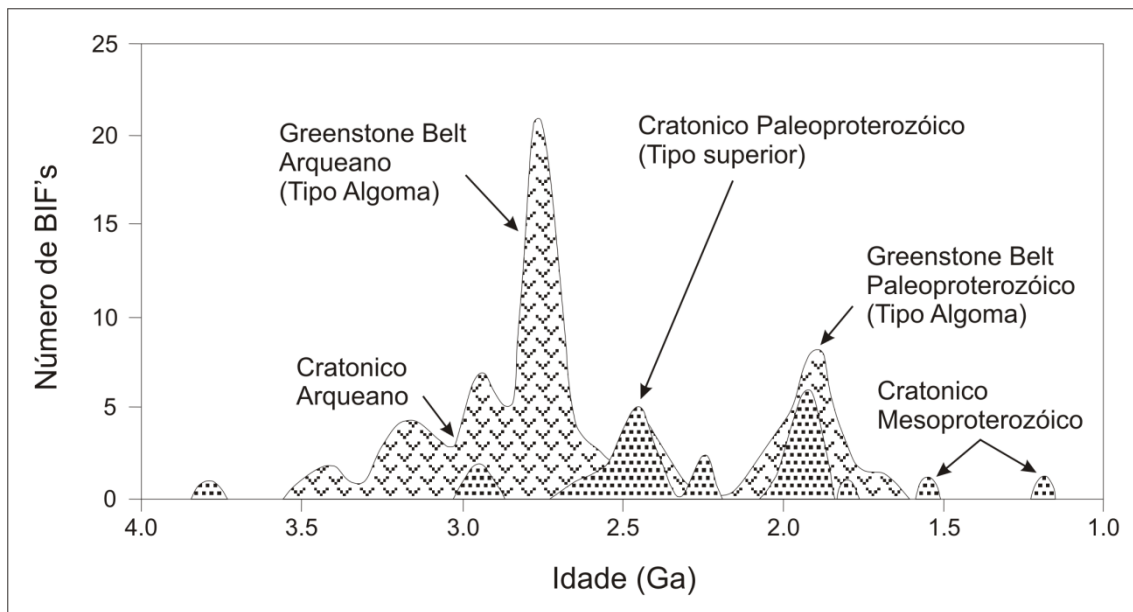


Figura 2.4 – Distribuição temporal de formações ferríferas em relação ao número de ocorrências em greenstones belts e ambientes cratônicos, até o final do Mesoproterozóico (Modificado de Beukes & Gutzmer, 2008).

2.4. MODELOS DEPOSICIONAIS DE FORMAÇÕES FERRÍFERAS BANDADAS

A origem das formações ferríferas exige que grandes quantidades desse metal estejam em solução como espécie reduzida (Fe^{2+}), que é então oxidado (Fe^{3+}) e precipitado como óxidos e carbonatos de ferro. Três questões são controversas para a gênese das formações ferríferas bandadas: a origem dos metais, a quantidade de oxigênio na atmosfera, necessária para induzir a oxidação do Fe; e a vasta extensão e extrema regularidade das bandas dessas formações, especialmente as do tipo Superior (Pirajno, 2009).

Para a fonte dos metais, duas possibilidades são consideradas: a primeira é que o Fe seria derivado da lixiviação de litologias ricas em ferro (e.g. basaltos continentais);

na segunda o Fe é introduzido por descargas hidrotermais subaquosas, em lagos ou bacias oceânicas. Em ambas as teorias há a necessidade de um sistema de densidade estratificado, em que correntes de ressurgência trazem o ferro reduzido de águas anóxicas mais profundas para um ambiente oxigenado em águas mais rasas, como em uma plataforma continental, onde o Fe^{2+} é oxidado e precipitado como óxidos e carbonatos. O consenso atual é que o ferro foi introduzido no oceano a partir de fontes hidrotermais, seguido pela deposição de formações ferríferas na plataforma continental e talude superior, em uma coluna de água estratificada óxido-anóxico (**Figura 2.5**).

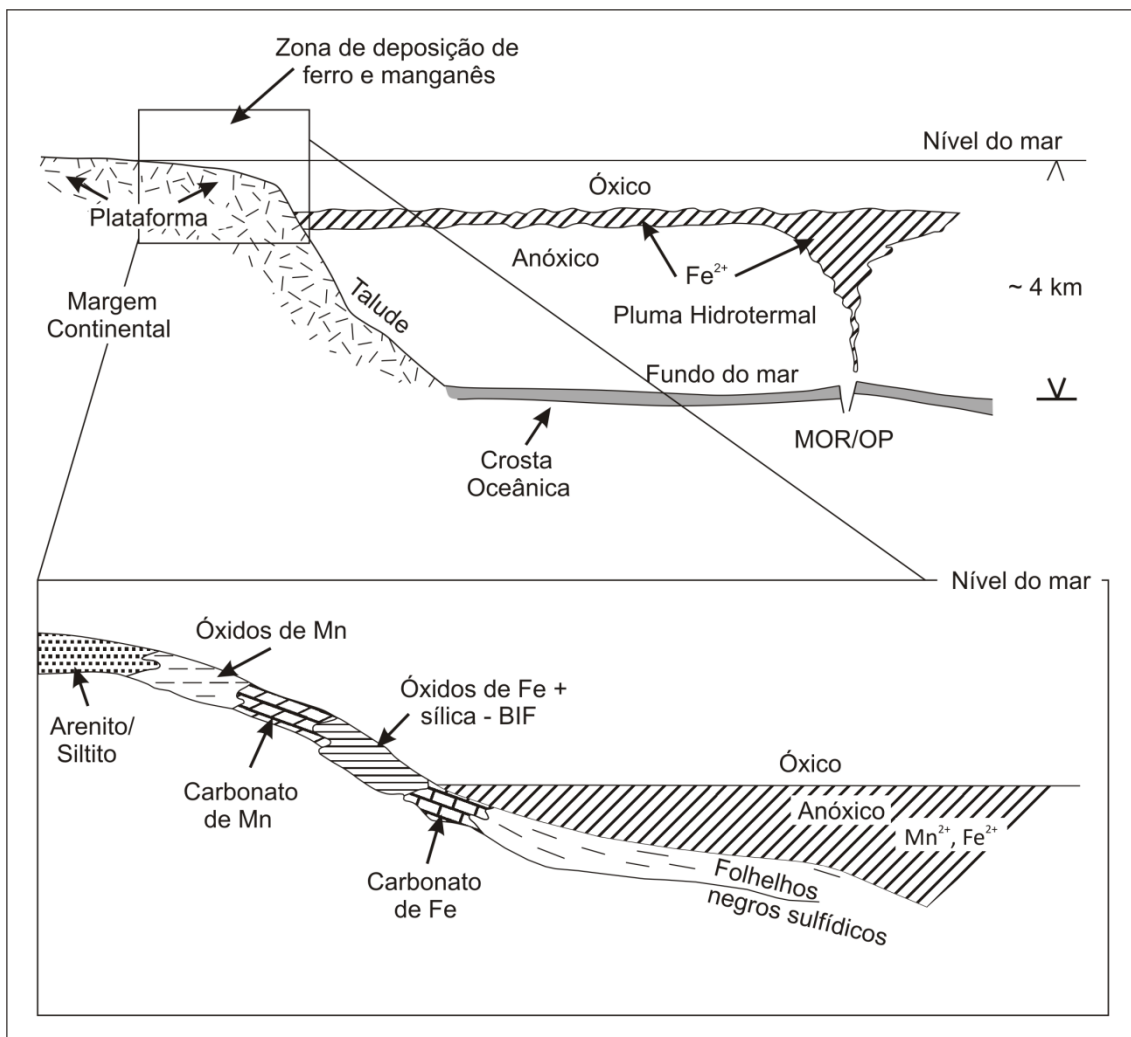


Figura 2.5 – Modelo esquemático mostrando a deposição de formações ferríferas. Uma pluma hidrotermal ascende, a partir de uma dorsal meso-oceânica (MOR) ou de efluentes relacionados à plataforma oceânica (PO), na qual o Fe^{2+} é transportado em solução até que atinja um nível de oxigenação na plataforma continental, onde é depositado como Fe^{3+} em profundidades menores que 1 km; a origem dos bandamentos de Fe e sílica permanece desconhecida, mas pode refletir diferenças na disponibilidade de Fe; outros metais presentes na pluma hidrotermal incluem Mn, Cu, Pb e Zn. Desses o Mn é precipitado como óxidos e carbonatos em níveis mais rasos, em resposta aos níveis mais elevados de Eh em condições mais superficiais, em contraste com o Cu, Pb e Zn precipitado em águas profundas, em condições de Ph e EH menores, como folhelhos negros (Pirajno, 2009).

2.5. SISTEMA MINERALIZADOR DE FORMAÇÕES FERRÍFERAS E MODELOS GENÉTICOS

Clout & Simonson (2005) subdividem as formações ferríferas bandadas hospedeiras de minério de ferro em três classes: Formações ferríferas primárias (30-45% Fe); Minério de ferro de enriquecimento supergênico, com goethita, martita e hidróxidos de Fe (56-63% Fe); e minérios de alto teor de hematita (60-68% Fe) de origem supergênica ou de alteração hipogênica.

As formações ferríferas tipo Superior constituem os depósitos de ferro mais importantes do mundo. A sua exploração comercial é baseada em seu enriquecimento posterior a teores de até 68% de ferro, como minério de hematita, goethita e martita (Clout & Simonson 2005). Esse processo de enriquecimento envolvido é controverso, e existem diferentes teorias invocando o enriquecimento supergênico, processos hidrotermais ou fluxo de fluidos basinais aquecidos (Pirajno, 2009).

O modelo supergênico sugere que a hematita e a magnetita da formação original são enriquecidas por processos supergênicos para uma assembléia de hematita e goethita, com subsequente alteração por metamorfismo para minério enriquecido em hematita (Morris, 1998). No modelo hidrotermal de Barley *et al.* (1999) a interação de fluidos de alta temperatura (acima de 150° e possivelmente superior a 250°) com as formações ferríferas originais resulta em uma assembléia de magnetita-hematita-siderita. O aumento da oxidação em alta temperatura converte magnetita para martita e hematita microtabular, e remove sílica. O modelo hidrotermal sin-orogênico de Powell *et al.* (1999) propõe a expulsão de fluidos basinais aquecidos e meteóricos frios por um cinturão de empurrões e dobramentos, migrando através de falhas de baixo ângulo para *foreland*, de forma similar ao modelo proposto para minérios do tipo MVT.

Beukes *et al.* (2002), por outro lado, reconhecem três processos genéticos para os depósitos de alto teor de hematita hospedados em formações ferríferas bandadas, compilados a partir do estudo de depósitos na África do Sul, Brasil, Índia e Austrália: supergênico; hidrotermal; e alteração hidrotermal-supergênico.

Os depósitos de minério de ferro supergênico desenvolvem-se em áreas onde discordâncias erosivas interceptam formações ferríferas enriquecidas em carbonato. O minério de alto teor é derivado da lixiviação do carbonato e chert durante o intemperismo, com os teores diminuindo em profundidade, na formação ferrífera inalterada. Hematita microcristalina se desenvolve na formação ferrífera, com minério conglomerático detrítico gerado a partir da erosão da base do minério sobreposto. Maremane Dome (África do Sul) e Urucum (Brasil) são exemplos desse tipo de depósito.

Depósitos hidrotermais por sua vez são geralmente associados com falhas extensionais que interceptam folhelhos carbonosos que constituem a base das formações ferríferas hospedeiras. A mineralização é atribuída à lixiviação de sílica e carbonato, e a oxidação de todo o ferro para hematita. Um halo de oxidação comumente envolve os

corpos de minério. A Formação Ferrífera Brockman, do Grupo Hamersley (Austrália), e a Formação Ferrífera Penge, do Supergrupo Transvaal (África do Sul) correspondem a depósitos hidrotermais.

O minério de alteração hidrotermal e enriquecimento supergênico associado são caracterizados pela abundância de minério hematítico friável em profundos perfis de intemperismo laterítico. Esse tipo de depósito, que atinge entre 100 e 500 metros de profundidade, é composto de hematita, especularita e martita. Corpos tabulares de hematita compacta ocorrem associados ao minério friável e predominam na porção inferior da formação ferrífera, enquanto corpos lenticulares menores de minério localizam-se no topo da sucessão. Carajás (Brasil) constitui o exemplo mais importante desse tipo de depósito (**Figura 2.6**).

Já Dalstra & Flis (2008) agrupam os variados modelos genéticos existentes em três amplos grupos, que representam diferentes modelos exploratórios para depósitos de minério de ferro: o modelo sin-genético e/ou diagenético; o modelo hipogênico e/ou metamórfico; e o modelo supergênico e/ou supergênico-metamórfico.

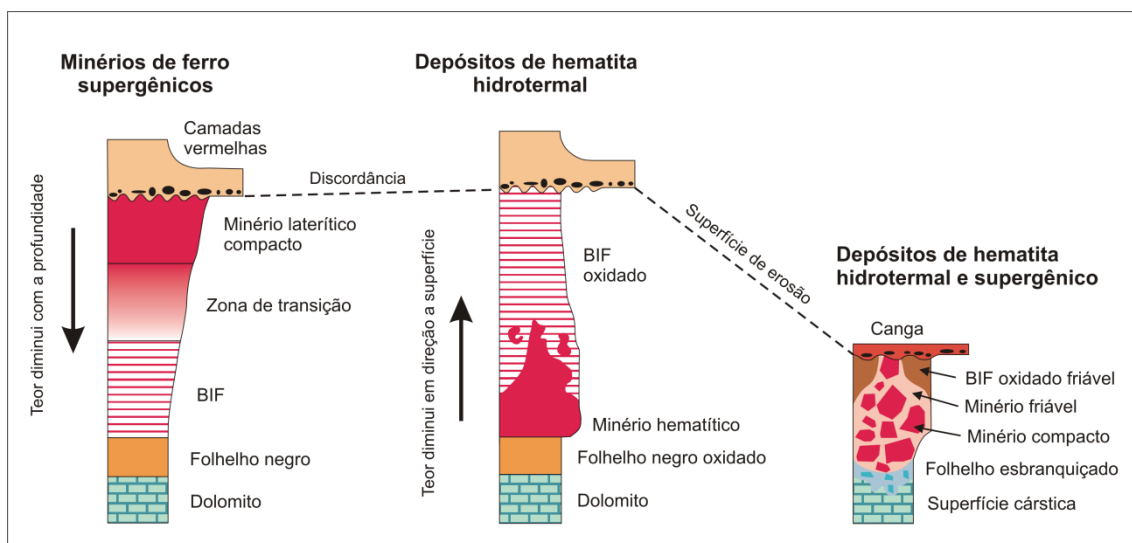


Figura 2.6 – Classificação dos principais tipos de depósitos de minério de ferro de alto teor de hematita (Modificado de Beukes *et al.* 2002).

3. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL E ARCABOUÇO TECTÔNICO

3.1. INTRODUÇÃO

A Serra do Espinhaço, termo proposto originalmente por Eschwege (1822) em referência ao caráter rugoso de sua topografia, representa a faixa orogênica pré-cambriana mais extensa e contínua descrita no território nacional, estendendo-se em direção próxima ao meridiano desde a região de Belo Horizonte, em Minas Gerais, até o extremo norte do estado da Bahia, totalizando aproximadamente 1200 km de extensão. É dividida em dois setores, a Serra do Espinhaço Setentrional (SdES) e a Serra do Espinhaço Meridional (SdEM), sendo esta subdividida em região central, borda oeste e borda leste. A região central da SdEM concentra a maior parte do conhecimento geológico existente na região, principalmente por conter importantes depósitos econômicos de ouro e diamantes, enquanto a borda leste engloba as principais ocorrências de formação ferrífera conhecidas na Serra do Espinhaço (Knauer, 1990).

A Serra do Espinhaço Meridional (SdEM) é constituída sobretudo por rochas de idade paleo-mesoproterozóica do Supergrupo Espinhaço, cuja subdivisão proposta por Pflug (1968) reconhece, da base para o topo, oito formações: Formação São João da Chapada, Formação Sopa-Brumadinho, Formação Galho do Miguel, Formação Santa Rita, Formação Córrego dos Borges, Formação Córrego da Bandeira, Formação Córrego Pereira e Formação Rio Pardo Grande. As formações São João da Chapada, Sopa-Brumadinho e Galho do Miguel constituem o Grupo Guinda, enquanto as demais formações compõem o Grupo Conselheiro Mata. As formações Itapanhoacanga, Serra do Sapó e Jacém, típicas da borda leste da SdEM, juntamente com a Suíte Ultramáfica de Alvorada de Minas, integram o Grupo Serro (*sensu* Almeida-Abreu & Renger, 2002).

Geotectonicamente a Serra do Espinhaço Meridional se distribui ao longo da porção oeste da Faixa de Dobramentos Araçuaí (FDA, *sensu* Almeida 1977), margeando o Cráton do São Francisco e constituindo um dos dez compartimentos tectônicos que compõe o denominado Orógeno Araçuaí, sendo que o Cinturão de Cavalgamentos da Serra do Espinhaço Meridional (Alkmim *et al.* 2007) constitui o compartimento tectônico melhor estudado, tanto do ponto de vista estratigráfico como estrutural. Esse cinturão de cavalgamentos envolve o embasamento Arqueano-Paleoproterozóico, as rochas supracrustais dos supergrupos Espinhaço e São Francisco, além de intrusões máficas pós-Espinhaço. Sua vergência é sistematicamente dirigida para o cráton adjacente, e é dominado por falhas de empurrão e dobras de orientação preferencial N-S, com lineações de estiramento preferencialmente orientadas na direção E-W, e indicadores cinemáticos associados também indicando transporte tectônico para oeste. A fase de deformação principal foi acompanhada de metamorfismo nas condições de fácies xisto verde a anfíbolito (Dussin & Dussin 1995; Alkmim *et al.* 2007).

3.2. FAIXA DE DOBRAMENTOS ARAÇUAÍ (FDA)

A Faixa de Dobramentos Araçuaí (**Figura 3.1**) foi definida por Almeida (1977), ao se referir à faixa de dobramentos edificada paralelamente à margem sudeste do Cráton do São Francisco durante a Orogênese Brasileira. Trabalhos posteriores de Almeida (e.g., Almeida & Litwinski, 1984; Almeida 1993) acrescentaram informações importantes para a evolução do conhecimento da Faixa Araçuaí. Uma síntese das observações de Almeida é apresentada por Heilbron *et al.* (2004):

- A Faixa Araçuaí apresenta um ramo de maior direção norte-sul, articulado com uma grande curvatura situada no setor setentrional da faixa, que registra marcante mudança da estruturação brasileira, que inflete para leste;

- O Grupo Macaúbas é a unidade estratigráfica característica da bacia precursora da faixa, tendo sido metamorfisado e deformado durante a Orogênese Brasileira, juntamente com o seu embasamento;

- O ramo norte-sul da faixa apresenta vergência para oeste e transporte tectônico contra o Cráton do São Francisco, com o metamorfismo regional aumentando de oeste para leste;

- O segmento melhor definido do limite ocidental da faixa é marcado pela frente de empurrão que transportou o Grupo Macaúbas e o Supergrupo Espinhaço sobre o Grupo Bambuí, situado entre os paralelos 16° e 19°30' S;

- O limite setentrional é traçado ao longo da fronteira norte da grande curvatura da faixa, sendo inferido com base na atenuação do registro tectono-metamórfico brasileiro;

Na conceituação original da Faixa Araçuaí seus limites meridional e oriental ficaram indefinidos. Isso promoveu acirrados debates ao longo dos anos sobre correlações estratigráficas e idades de deformação, principalmente no que se refere à Serra do Espinhaço, o mais importante elemento de relevo presente na faixa. Paralelamente, a indefinição quanto ao limite setentrional da Faixa Ribeira, localizada a sul da Faixa Araçuaí, também resultou em variadas interpretações para as aplicações dos nomes Araçuaí e Ribeira (Pedrosa-Soares *et al.* 2007). Os esforços para delimitação dos limites oriental e meridional da Faixa Araçuaí evoluíram para a redefinição desta faixa em termos do conceito de um orógeno, atualmente designado Orógeno Araçuaí.

O Orógeno Araçuaí compreende a Faixa Araçuaí (*sensu* Almeida 1977) e a margem leste brasileira, dominada por rochas graníticas e de alto grau metamórfico, como integrantes do sistema orogênico brasileiro-panafricano do Gondwana Ocidental (Alkmim *et al.* 2007), representando o segmento setentrional da Província Mantiqueira (Heilbron *et al.* 2004). Os primeiros trabalhos a apresentar essa visão de orógeno para a Faixa Araçuaí foram Porada (1989) e Pedrosa-Soares *et al.* (1992), que, baseados na correlação entre as faixas Araçuaí e Congo Ocidental, apresentaram o ponto de partida para a definição do Orógeno Araçuaí-Congo Ocidental (*Araçuaí-West-Congo Orogen*),

em referência ao conjunto orogênico neoproterozóico-cambriano contido na reentrância delineada pelos crátons do São Francisco e Congo (Pedrosa-Soares & Wiedemann-Leonardos, 2000; Pedrosa-Soares *et al.* 2007).

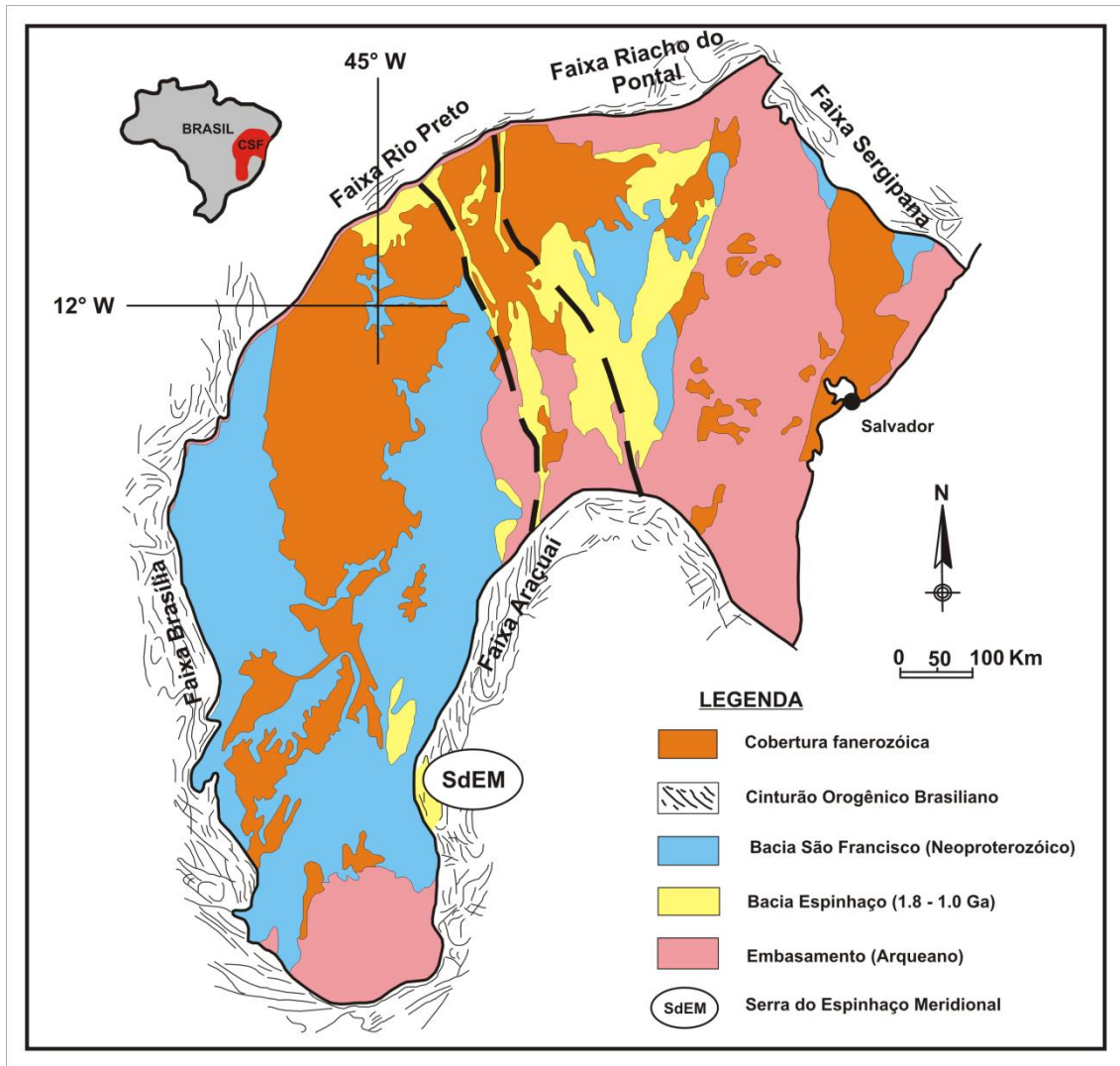


Figura 3.1 – Cráton do São Francisco e suas faixas marginais, com destaque para a localização da Serra do Espinhaço Meridional no contexto geotectônico do Orógeno Araçuaí (Modificado de Alkmim & Marshak, 1998).

A natureza confinada desse orógeno decorre do fato de que os crátons do São Francisco e Congo permaneceram parcialmente ligados até a abertura do Atlântico Sul, no Cretáceo, formando um golfo parcialmente oceanizado e articulado com aulacógenos (Pedrosa-Soares *et al.* 1998; Alkmim *et al.* 2006; Pedrosa-Soares *et al.* 2007), sendo o seu mecanismo de evolução tectônica similar ao fechamento de um “quebra-nozes”, o que levou à elaboração de um novo mecanismo para a edificação do Orógeno Araçuaí, denominada *Tectônica Quebra-Nozes* (Alkmim *et al.* 2006; Alkmim *et al.* 2007, Pedrosa-Soares *et al.* 2007).

O Orógeno Araçuaí-Congo Ocidental pode ser subdividido em dez compartimentos tectônicos, em função da orientação espacial, cinemática e história de nucleação das estruturas dominantes (Alkmim *et al.* 2006; Alkmim *et al.* 2007): i) o Cinturão de Cavalgamentos da Serra do Espinhaço Meridional; ii) a Zona de Cisalhamento da Chapada Acauã; iii) a Zona de dobramentos Salinas; iv) o Corredor Transpressivo de Minas Novas; v) a saliência do Rio Pardo e a sua zona de interação com o Aulacógeno do Paramirim; vi) o Bloco de Guanhães; vii) a Zona de Cisalhamento de Dom Silvério e estruturas associadas; viii) a Zona de Cisalhamento de Itapebi e estruturas associadas; ix) o núcleo cristalino; e x) o Cinturão Oeste-Congolês. A Faixa Araçuaí engloba os oito primeiros compartimentos e tem no Cinturão de Cavalgamentos da Serra do Espinhaço Meridional o seu compartimento melhor estudado, tanto do ponto de vista estratigráfico como estrutural (Alkmim *et al.* 2007).

3.3. A SERRA DO ESPINHAÇO MERIDIONAL (SdEM)

A Serra do Espinhaço Meridional (SdEM) representa o segmento que se estende das proximidades do Quadrilátero Ferrífero para o norte por cerca de 300 km (**Figura 3.2**), sendo constituída predominantemente por seqüências metassedimentares de idade paleo-mesoproterozóica relacionadas com o Supergrupo Espinhaço. Essas seqüências encontram-se depositadas sobre as rochas do embasamento gnáissico (de idade arqueana) e as unidades paleoproterozóicas do Supergrupo Rio Paraúna, formado pelos grupos Costa Sena e Pedro Pereira (Fogaça *et al.* 1984). Predominantes na porção setentrional da Serra do Espinhaço, duas grandes unidades neoproterozóicas recobrem parcialmente as rochas do Supergrupo Espinhaço em sua porção meridional: o Grupo Macaúbas e o Grupo Bambuí, que constituem o denominado Supergrupo São Francisco (Pflug & Renger, 1973).

As características estratigráficas do Supergrupo Espinhaço foram definidas, em sua maioria, por Pflug (1968) e Schöll & Fogaça (1979), que descreveram oito formações na região central da SdEM: a Formação São João da Chapada, a Formação Sopa-Brumadinho, a Formação Galho do Miguel, a Formação Santa Rita, a Formação Córrego dos Borges, a Formação Córrego da Bandeira, a Formação Córrego Pereira e a Formação Rio Pardo Grande. Essa divisão ainda é considerada válida, mesmo com pequenas modificações sugeridas em trabalhos posteriores (e.g. Fogaça *et al.* 1984; Dossin *et al.* 1984; Almeida-Abreu, 1993).

Diversas propostas para o agrupamento dessas formações em unidades litoestratigráficas maiores podem ser encontradas na literatura (e.g. Dossin *et al.* 1984; Knauer 1990; Almeida-Abreu & Renger, 2002), estando atualmente estabelecida a sua divisão em dois grupos: o Grupo Guinda e o Grupo Conselheiro Mata, que correspondem, respectivamente, às seqüências de base e de topo do Supergrupo Espinhaço. Almeida-Abreu & Renger (2002) incluem na sua definição do Supergrupo Espinhaço, além dos citados grupos Guinda e Conselheiro Mata, as várias unidades

supracrustais típicas da borda leste da Serra do Espinhaço Meridional, que são reunidas por esses autores sob a denominação de Grupo Serro (**Tabela 3.1**).

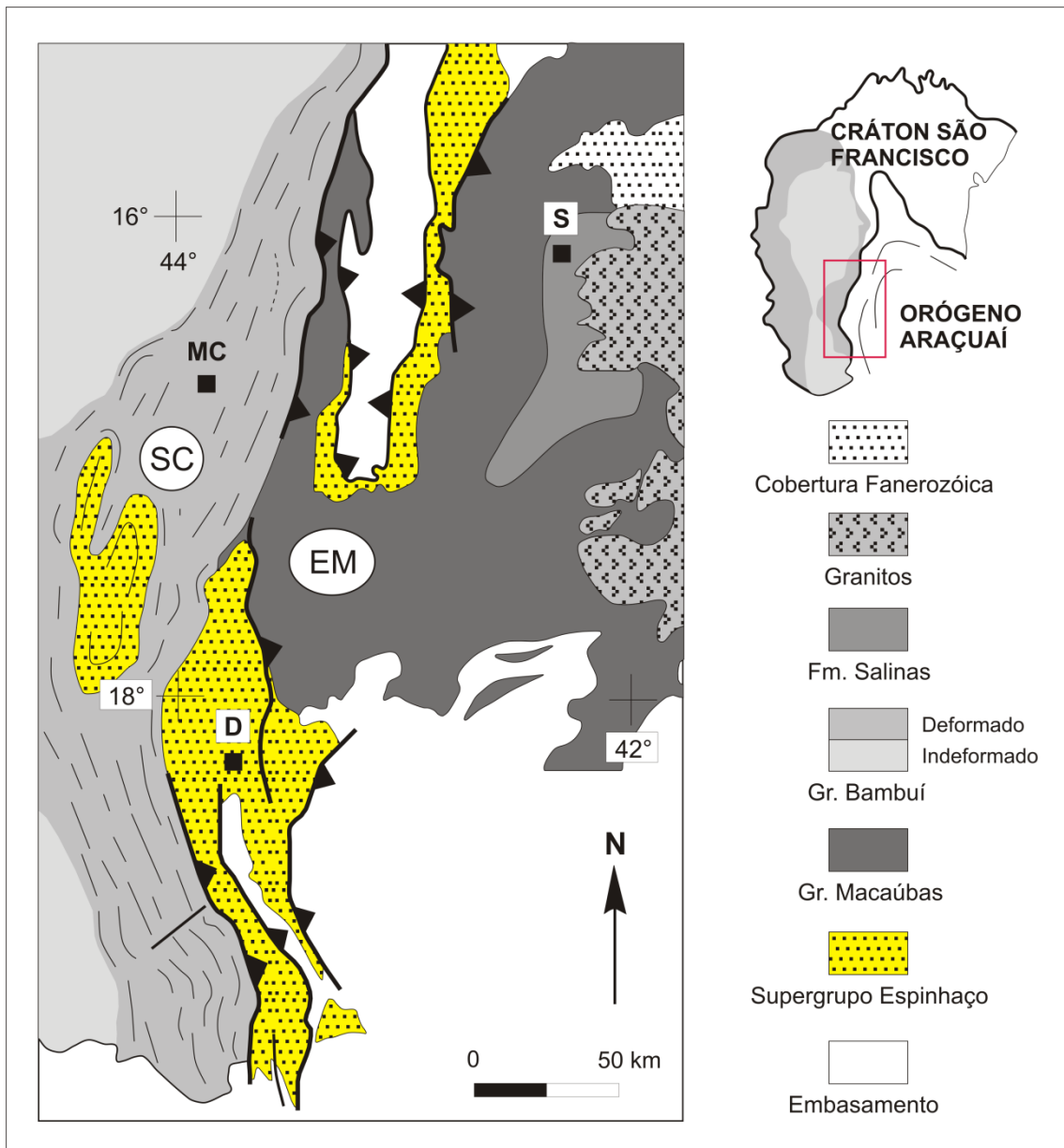


Figura 3.2 – Ocorrência do Supergrupo Espinhaço e suas unidades correlatas nos estados de Minas Gerais e Bahia, estruturando a Serra do Espinhaço, onde SC= Serra do Cabral; EM= Espinhaço Meridional; D= Diamantina, S= Salinas, MC= Montes Claros (Modificado de Chemale *et al.* 2010).

Tabela 3.1 – Estratigrafia dos Grupos Conselheiro Mata, Guinda e Serro, do Supergrupo Espinhaço da Serra do Espinhaço Meridional, com denominações estratigráficas e ambientes de sedimentação compilados de diversos autores, segundo Almeida-Abreu & Renger (2002).

Grupo	Formação	Litologia	Ambiente
CONSELHEIRO MATA	Rio Pardo Grande	Metapelitos, subordinadamente metarenitos, dolomitos.	Marinho raso de baixa energia, inter- a sub-tidal, com oscilações episódicas do nível do mar e eventuais incursões fluviais e eólicas na plataforma marinha.
	Córrego Pereira	Metarenitos puros a micáceos, localmente pelitos.	
	Córrego da Bandeira	Metapelitos e metarenitos	
	Córrego dos Borges	Metarenitos puros ou micáceos, localmente brechas/conglomerados quartzíticos	
	Santa Rita	Metapelitos e subordinadamente metarenitos.	
GUINDA	Galho do Miguel	Metarenitos puros	Eólico
	Sopa-Brumadinho	Metarenitos, metaconglomerados polimíticos, metapelitos e localmente metabrechas quartzíticas de matriz pelítica, filitos hematíticos e xistos verdes.	Predominante fluvial, localmente progradante em calhas lacustres restritas. Retrabalhamento eólico esporádico.
	São João da Chapada	Metarenitos, localmente conglomerados e brechas; filitos hematíticos.	Fluvial <i>braided</i>
SERRO	Itapanhoacanga	Metapelitos, quartzitos, formações ferríferas; localmente dolomitos, filitos hematíticos e metarriolitos.	Costeiro transgressivo
	Serra do Sapo	Formações ferríferas, metapelitos e quartzitos, localmente meta-ultramáficas.	Plataformal com seções condensadas
	Jacém	Quartzitos, subordinadamente metapelitos e formações ferríferas, localmente meta-ultramáficas.	Batial e abissal com turbiditos
	Suíte Ultramáfica de Alvorada de Minas	Talco xistos, tremolita-actinolita xistos, clorita xistos, localmente formações ferríferas, metapelitos e quartzitos.	Diapirismo serpentinitico intra-crustal na crosta adelgada

A correlação litoestratigráfica entre os grupos Guinda e Conselheiro Mata, predominantes na região central da SdEM, com o Grupo Serro, característico da região oriental, ainda é controversa, sendo dificultada em grande parte pelo forte tectonismo a que foram submetidas as seqüências pertencentes a esse último grupo (**Figura 3.3**). Knauer (2007), por exemplo, considera a Formação Itapanhoacanga e a Suíte Metaígneia Conceição do Mato Dentro como pertencente ao Grupo Guinda, juntamente com as formações São João da Chapada e Sopa-Brumadinho, enquanto a Formação Galho do Miguel consiste para este autor em uma unidade autônoma dentro da estratigrafia do Supergrupo Espinhaço.

Outro ponto de controvérsia consiste na definição da unidade de base do Supergrupo Espinhaço, normalmente representada pela Formação São João da Chapada. Diversos autores (e.g. Almeida-Abreu, 1993) propõem que a Formação Bandeirinha, seqüência de topo do Grupo Costa Sena, representaria a base do Supergrupo Espinhaço na região de Diamantina, sendo incluída no Grupo Guinda. Chemale *et al.* (2010) por sua vez, baseado em dados geocronológicos de U-Pb em zircão, propõe uma inconformidade regional de idade estateriana entre as formações São João da Chapada e Sopa-Brumadinho, que passaria assim a representar a unidade basal do Supergrupo Espinhaço.

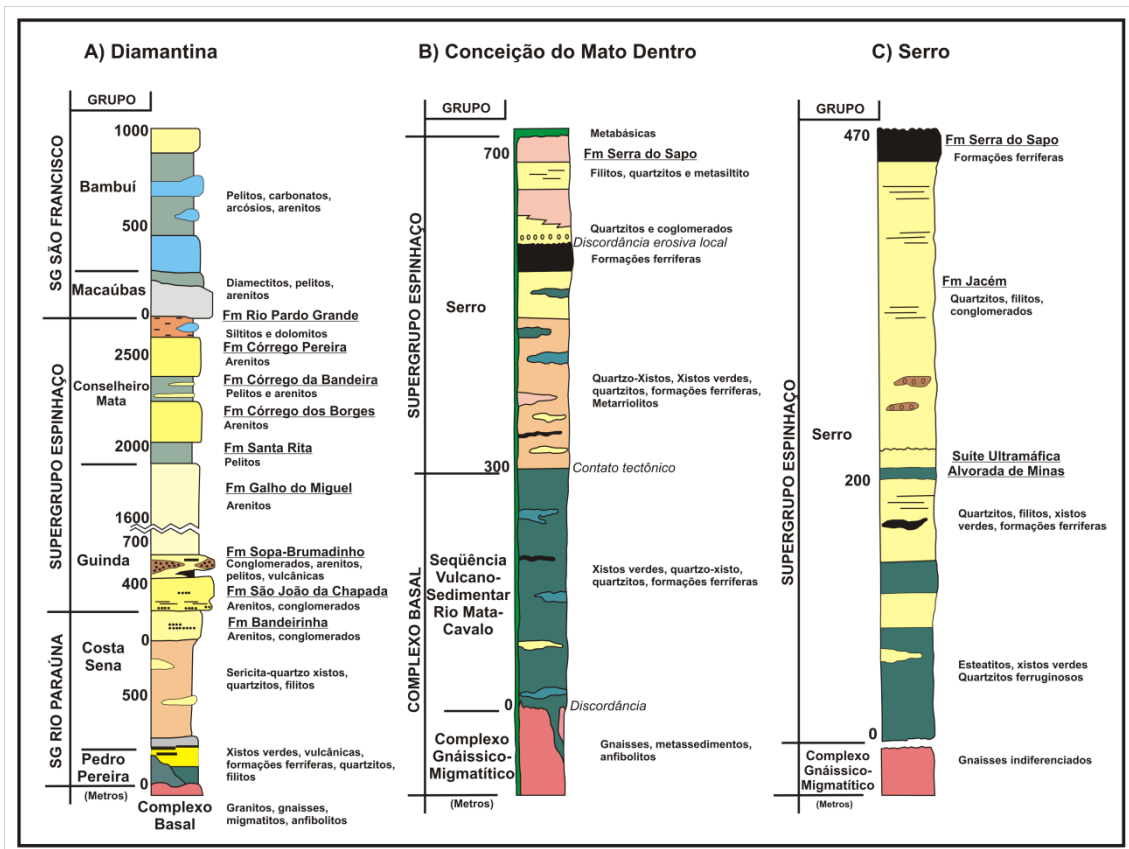


Figura 3.3 – Colunas estratigráficas simplificadas da Serra do Espinhaço Meridional, relativas a áreas-chave: a) Diamantina (Modificado de Martins-Neto, 2000); b) Conceição do Mato Dentro (Modificado de Dossin, 1995); c) Serro (Modificado de Assis, 1982).

3.4. GEOLOGIA DA BORDA LESTE DA SERRA DO ESPINHAÇO MERIDIONAL (SdEM)

A borda leste da Serra do Espinhaço possui uma geologia típica e única no contexto do Espinhaço, onde afloram conjuntos estratigráficos exclusivos dessa região, como o Grupo Serro, a Sequência Metavulcano-sedimentar Rio Mata Cavalo e a Suíte Metaígneia Conceição do Mato Dentro. Além dessas afloram também conjuntos granito-gnáissicos de idade arqueana agrupados sobre a denominação genérica de Complexo Basal e o Grupo Guinda, além de diques máficos de idade neoproterozóica da Suíte Metaígneia Pedro Lessa. A maioria dessas unidades litoestratigráficas pode ser observadas na área de estudo, nas quadrículas Deputado Augusto Clementino e Itapanhoacanga (**Figura 3.4**), segundo Almeida-Abreu *et al.* (1989).

3.4.1. COMPLEXO BASAL

O Complexo Basal aflora sob a forma de escamas tectônicas, constituindo uma faixa que se estende com direção preferencial NW-SE, sendo limitado a oeste pelas sequências do Supergrupo Espinhaço. É composto por diversos ortognaisses de composição granítica, associados com derivados miloníticos e soleiras de anfibolito e intrusões ultramáficas de pequeno porte. Geoquimicamente correspondem a granitos e granodioritos, com exceção a um corpo encontrado ao sul de Serro que apresenta um caráter sienítico sódico (Herrgesell, 1985).

Os gnaisses encontram-se intensamente cisalhados, especialmente ao longo da faixa em que são postos em contato com as rochas do Grupo Serro, originando milonito-gnaisses de coloração acinzentada e matriz fina a média, que envolve porfiroclastos de quartzo e feldspato, fortemente orientados. Os corpos de anfibolito exibem contatos bruscos com as encaixantes, sendo em geral concordantes, admitindo-se a sua origem a partir de soleiras por Knauer & Grossi-Sad, (1997), enquanto Herrgesell (1985) sugere que essa concordância seja produto, na realidade, do forte tectonismo desses corpos, que originalmente apresentavam a forma de diques. Veios e apófises pegmatíticas cortando o complexo gnáissico também são descritos por Dossin (1985).

Durante o Ciclo Transamazônico, as rochas do Complexo Basal foram em parte remobilizadas, com a geração de corpos graníticos restritos, entre os quais o plutonito Jacém (Knauer & Grossi-Sad, 1997), aflorante na área de São Sebastião do Bom Sucesso, e classificado por Herrgesell (1985) como um migmatito. Apresenta aspecto porfírico, foliado, e composto por quartzo, feldspato e biotita, com muscovita subordinada, e composição química correspondente a um de granito tipo S (Knauer & Grossi-Sad, 1997).

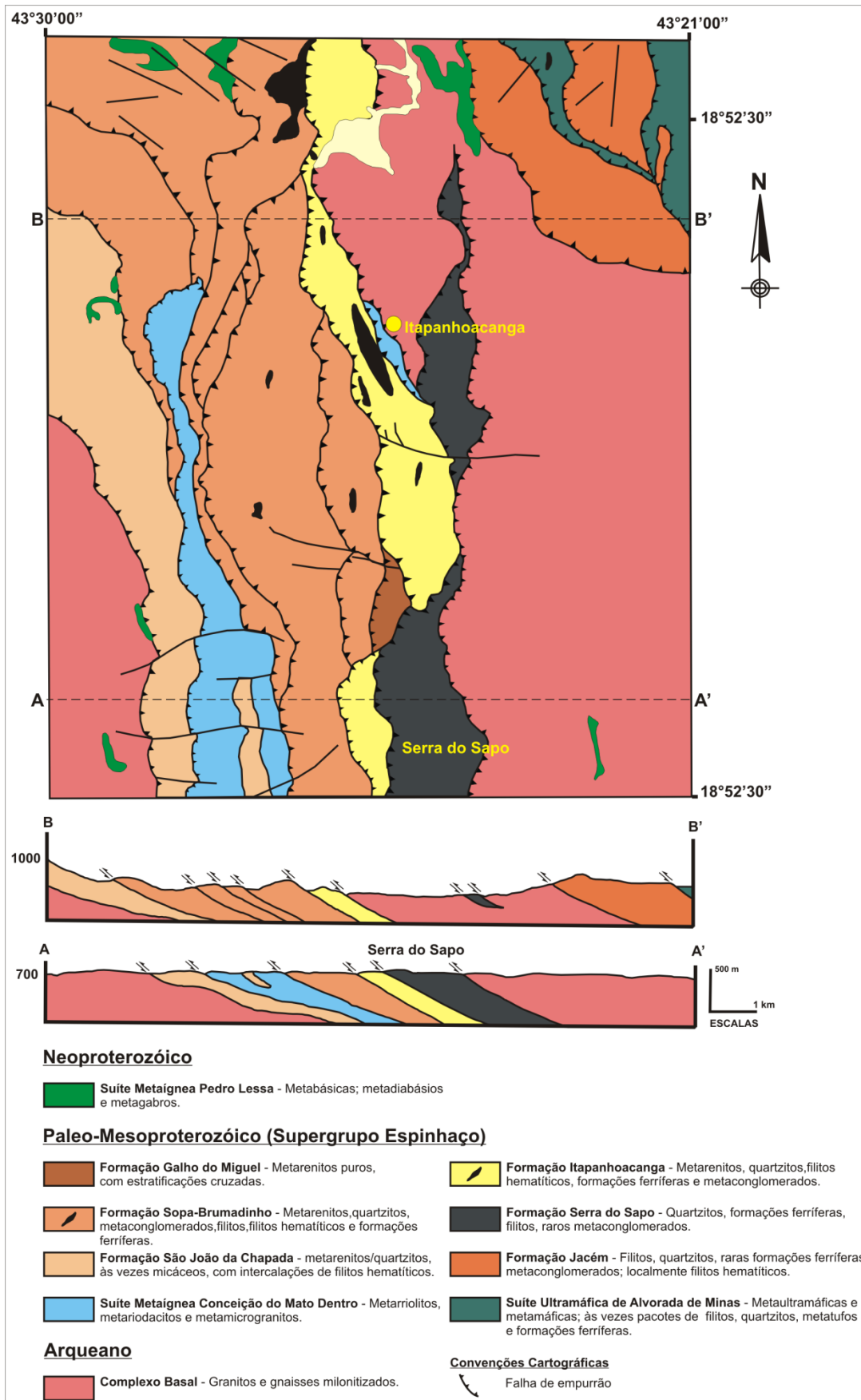


Figura 3.4 – Mapa geológico simplificado e seções da quadrícula Itapanhoacanga, borda leste da Serra do Espinhaço Meridional (Modificado de Almeida-Abreu *et al.* 1989).

3.4.2. SEQÜÊNCIA METAVULCANO-SEDIMENTAR RIO MATA CAVALO

A Seqüência Metavulcano-Sedimentar Rio Mata Cavallo, descrita por Dossin (1985), reúne um conjunto de rochas máficas e ultramáficas, intercaladas com sedimentos químicos e detríticos, que se estende, de Conceição do Mato Dentro até Morro do Pilar, 30 km ao sul, como uma faixa estreita e bem individualizada. Localmente encontra-se em contato tectônico com os metassedimentos do Grupo Serro, configurando uma escama tectônica, e em contato direto com litologias do Complexo Basal.

As litologias dominantes nessa seqüência são xistos ultramáficos com talco-clorita, talco-clorita-tremolita (actinolita), talco-carbonato-tremolita-actinolita-clorita, clorita-actinolita e talco-serpentina. Além disso, ocorrem clorititos e metassedimentos, com quartzo-clorita-moscovita xistos, quartzitos e formações ferríferas, que corresponderiam a menos de 10% do volume total da seqüência. Essas litológicas são resultado de sucessivos processos de alteração metamórfica que atuaram na região, substituindo totalmente as paragêneses originais (Dossin, 1985). A determinação de uma seção completa e do empilhamento estratigráfico da seqüência é dificultada em função da complexidade da deformação e do espesso manto de alteração intempérica que recobre essas rochas, sendo claro, porém, o predomínio dos xistos magnesianos sobre as demais litologias. Estruturas vulcânicas, como *pillows*, amígdalas e varíolas, não foram observadas nessas rochas até o momento.

Angeli *et al.* (2008) descrevem processos hidrotermais associados aos metassedimentos de cobertura dessa seqüência, particularmente às formações ferríferas bandadas, onde são reconhecidas concentrações de ouro e elementos do grupo da platina. Cristais de cromita, disseminados em serpentinitos, também apresentam indícios de alteração hidrotermal em suas bordas, transformadas em magnetita devido à elevada interação com fluidos, num processo similar ao observado nos cromititos de Alvorada de Minas por Angeli & Vlach (2004). As ocorrências de ouro encontram-se associadas a sulfetos em veios de quartzo, observados ao longo de zonas transcorrentes onde o hidrotermalismo aparentemente foi mais intenso, e em coberturas lateríticas (ferricretes) onde os teores mais elevados indicam um enriquecimento devido a processos supérgenos.

3.4.3. SUÍTE METAÍGNEA CONCEIÇÃO DO MATO DENTRO

A Suíte Metaígnea Conceição do Mato Dentro aflora em uma larga faixa de direção aproximada N-S, entre Conceição do Mato Dentro e Itapanhoacanga, sendo caracterizada petrograficamente como metarriolitos e metarriodacitos porfiroclásticos (Herrgesell, 1985). Esse conjunto de metavulcanitos aparece imbricado tectonicamente com as seqüências clásticas basais do Supergrupo Espinhaço, com proeminente foliação milonítica sub-horizontal, marcada principalmente por forte lineação de estiramento e *ribbons* de quartzo e feldspato (Tagliani *et al.* 1988).

Essas rochas foram interpretadas originalmente como contemporâneas às fases iniciais de sedimentação do Supergrupo Espinhaço (Almeida, 1978; Brito-Neves *et al.* 1979), interpretação questionada por Herrgesell (1985), que considera esse magmatismo posterior ao ciclo de sedimentação, descrevendo seu caráter intrusivo em quartzitos sobrejacentes. Tagliani *et al.* (1988) sugerem que os magmas de composição riolítica descritos por Herrgesell (1985) teriam tido uma colocação sin a pós-sedimentar, com variações em seus estágios deformacionais.

Os primeiros dados geocronológicos disponíveis para os metarriolitos da Serra do Espinhaço Meridional forneceram idades de extrusão da ordem de 1,77 Ga (U-Pb em zircões, Brito-Neves *et al.* 1979), sendo confirmados posteriormente por Machado *et al.* (1989), com idades de 1,71 Ga (U-Pb em zircões). Hagedorn (2004) apresenta idade de 1,72 (U-Pb em zircões) para uma amostra de metarriolito coletada 3 km ao sul de Itapanhoacanga, que ocorre abaixo de formações ferríferas bandadas pouco espessas.

3.4.4. GRUPO GUINDA

A Formação São João da Chapada constitui a base do Grupo Guinda, sendo o seu contato inferior com rochas do Complexo Basal marcado por zonas de cisalhamento dúctil de baixo ângulo, provavelmente representando superfícies de deslocamento basal, enquanto o contato superior, quando não tectônico, é gradacional com as rochas da Formação Sopa-Brumadinho, marcado pelo aumento da granulação e do teor de óxidos de ferro. Os quartzitos são amplamente predominantes nessa unidade, formando bancos decimétricos, com estratificação cruzada tabular preservada. Os metaconglomerados são raros, sendo representados por lentes com matriz quartzítica fina, com grânulos de quartzo e seixos de quartzito (Knauer & Grossi-Sad, 1997).

Filitos hematíticos ocorrem sob a forma de corpos concordantes, constituídos por sericita/muscovita e óxidos de ferro, sendo consideradas usualmente como produto do metamorfismo sobre rochas originalmente ígneas (Schöll & Fogaça, 1979). É comum a presença de turmalina, cristais de magnetita/martita, e minerais acessórios como rutilo, granada, zircão, apatita e pirofilita, sendo esses filitos exclusivamente associados ao Supergrupo Espinhaço, preferencialmente com suas unidades basais (Knauer, 1990).

Herrgesell (1985) associa esses filitos hematíticos a um vulcanismo de caráter ultrabásico alcalino, desenvolvido em áreas de crosta continental dentro de zonas de *rifting*, sugerindo serem as rochas portadoras dos diamantes da Serra do Espinhaço, enquanto Knauer & Schrank (1993) consideram esses filitos hematíticos o produto do metamorfismo de paleosolos e “paleolateritas” desenvolvidas sobre rochas básicas. Dossin *et al.* (1993) apresentam idade de 1,71 Ga (Pb-Pb em zircões) para um filito hematítico amostrado na região de Diamantina.

A Formação Sopa-Brumadinho consiste numa unidade predominantemente quartzítica, com intercalações variadas de filitos e metaconglomerados, associados com filitos hematíticos e, mais raramente, com formações ferríferas bandadas e xistos verdes. Seus contatos com outras unidades são principalmente tectônicos, através de falhas de empurrão ou falhas inversas. Embora sua descrição geral seja similar à da Formação São João da Chapada, apresenta maior heterogeneidade em suas litologias, evidenciando as bruscas mudanças faciológicas laterais já reconhecidas em outras parcelas da serra. Essa heterogeneidade pode ser observada nos próprios quartzitos, que variam desde os termos puros até quartzitos ferruginosos, com granulação de fina a grossa. Os metaconglomerados compõem-se de seixos mal selecionados de quartzito, quartzito ferruginoso, formação ferrífera bandada e filito (Knauer & Grossi-Sad, 1997).

A Formação Galho do Miguel destaca-se das demais unidades do Supergrupo Espinhaço pela sua notável homogeneidade litológica, comportando da base para o topo espessas camadas de quartzitos com alto grau de maturidade, e abundantes estratificações cruzadas de grande porte, relacionados à ambientes eólicos. Almeida-Abreu *et al.* (1989) correlacionam quartzitos da borda leste do Espinhaço com essa formação, o que é questionado por Knauer & Grossi-Sad (1997), que preferem atribuir tais quartzitos à Formação Sopa-Brumadinho.

3.4.5. GRUPO SERRO

As rochas da Suíte Ultramáfica de Alvorada de Minas aparecem como faixas contínuas na escala de dezenas de quilômetros, onde predominam litologicamente clorita-actinolita xistos, com talco e carbonato subordinados, associados com serpentinitos e esteatitos (Renger, 1972). Localmente podem aparecer intercalações de quartzitos e formações ferríferas, com espessuras de poucos metros e continuidade lateral de dezenas a centenas de metros (Almeida-Abreu & Renger, 2002). Uhlein (1982) estudou essas formações ferríferas na região do Serro, assim como os depósitos de cromita associados às rochas ultramáficas dessa seqüência (detalhados por Zapparoli, 2001).

A estratigrafia dessa suíte é de difícil definição, devido à ausência de afloramentos contínuos, bem como aos efeitos da deformação e dos falhamentos. A distribuição das várias litologias (xistos, serpentinitos e esteatitos) não segue qualquer padrão, em função dos processos metamórficos-metassomáticos que incidiram sobre as rochas originais, provavelmente peridotitos e piroxênitos (Almeida-Abreu & Renger, 2002). Apresentam contatos concordantes com as seqüências metassedimentares da Formação Serra do Sapo, onde são descritas intercalações de até 5 metros de espessura, contendo filitos, quartzitos micáceos e quartzitos ferruginosos, com Knauer & Grossi-Sad (1997) sugerindo um caráter intrusivo às rochas da Suíte Ultramáfica de Alvorada de Minas.

A Formação Jacém assenta-se tectonicamente sobre a Formação Serra do Sapo, e é representada predominantemente por quartzitos com laminação plano-paralela, que possuem localmente intercalações de formação ferrífera e xistos verdes. Constitui a unidade supracrustal mais distal do Grupo Serro, sendo também a mais espessa, chegando a apresentar mais de 500 metros de espessura a leste de Itapanhoacanga (Almeida-Abreu *et al.* 1989).

A Formação Serra do Sapo aflora exclusivamente na borda leste da Serra do Espinhaço, entendendo-se por mais de 100 km, e apresentando contatos nitidamente tectônicos. É representada por espessas camadas de formações ferríferas bandadas que, no conjunto, podem atingir quase 90 metros de espessura. Na base da seqüência aparecem quartzitos médios a grossos, camadas pouco espessas de metaconglomerados e filitos, com camadas de dezenas de metros e expressiva continuidade lateral (Almeida-Abreu *et al.* 1989).

As rochas da base dessa formação possuem contato concordante e gradacional com as formações ferríferas bandadas, através de quartzitos ferruginosos que apresentam aspecto marcado pela alternância de níveis mais ou menos ricos em óxidos de ferro. As formações ferríferas por sua vez são caracterizadas pela alternância de bandas milimétricas de quartzo e hematita, enriquecidas em magnetita/martita, conferindo à rocha um aspecto laminado característico (Dossin, 1985). Nas faixas a leste de São Sebastião do Bom Sucesso e Itapanhoacanga a Formação Serra do Sapo é cavalgada por rochas do embasamento cristalino, sendo seu contato a oeste com as seqüências da Formação Itapanhoacanga também é tectônico (Almeida-Abreu *et al.* 1989).

A Formação Itapanhoacanga é constituída por variados tipos de quartzitos, com importantes intercalações de formações ferríferas bandadas, e a presença de xistos verdes, metarriolitos e filitos hematíticos (Herrgesell, 1985). Suas relações estratigráficas com outras unidades do Supergrupo Espinhaço são ainda pouco conhecidas, já que seus contatos são marcadamente tectônicos, sempre através de falhas de empurrão e zonas de cisalhamento dúctil (Almeida-Abreu *et al.* 1989).

Os quartzitos mostram grande variação, tanto granulométrica quanto composicional, sendo reconhecidos termos com granulação fina a grossa, eventualmente com grânulos e seixos de quartzo esparsos. O conteúdo em micas é variável, constituindo verdadeiros quartzo xistos, enquanto os termos ferruginosos não são raros, constituindo intercalações métricas aos quartzitos, sendo bandadas ou não (Knauer & Grossi-Sad, 1997).

As formações ferríferas bandadas associadas a esses quartzitos aparecem como corpos contínuos e concordantes, de grande continuidade lateral, não ultrapassando algumas dezenas de metros de espessura, ou mesmo como lentes de pequena espessura e continuidade (Assis, 1982). Os metaconglomerados são corpos lenticulares de pequena espessura e continuidade lateral que parece não exceder a dezenas de metros, com matriz fina suportando seixos de variados tipos, como quartzitos, quartzo de veio e

formação ferrífera, que se encontram, de maneira geral, fortemente estirados (Knauer, 1990).

3.4.6. SUÍTE METAÍGNEA PEDRO LESSA

Corresponde a metadiabásios, com ampla distribuição na borda leste da Serra do Espinhaço, sob a forma de soleiras e inúmeros diques, deformados, injetados nas rochas do Complexo Basal e do Supergrupo Espinhaço. Duas soleiras principais ocorrem entre metassedimentos da Formação Sopa-Brumadinho, segundo os planos de acamamento, com espessuras estimadas em 300 metros. Os diques, estimados em duas dezenas, cortam preferencialmente os gnaisses do embasamento e as rochas da Suíte Ultramáfica Alvorada de Minas, e possuem granulação média a fina, com textura ofítica a sub-ofítica, sendo o anfibólio o seu mineral predominante (Knauer & Grossi-Sad, 1997). A idade dessas rochas foi determinada em 906 Ma (U-Pb em zircões) por Machado *et al.* (1989).

3.4.7. DIABÁSIOS MESOZÓICOS E COBERTURAS FANEROZÓICAS

Representados por diques não deformados e não metamorfisados alojados preferencialmente nos gnaisses do embasamento, os diabásios de idade mesozóica tem ocorrência limitada e são caracterizados pela textura afanítica e coloração cinza escura a negra, sendo em geral verticalizados e orientados na direção N-W (Knauer & Grossi-Sad, 1997). Foram datados em 120 Ma (K-Ar em rocha total) por Silva *et al.* (1995), idade consistente com o intervalo entre 170 a 220 Ma (K-Ar em rocha total) obtido anteriormente por Dossin *et al.* (1995).

As coberturas fanerozóicas, por outro lado, são ainda mal estudadas e não foram incluídas em nenhuma unidade estratigráfica formal. São relacionadas ao Quaternário e, possivelmente, ao Terciário, e correspondem a depósitos de origem eluvionar, coluvionar e aluvionar. Os depósitos aluviais foram intensamente explorados em virtude do elevado potencial para diamantes e ouro na região. Já os depósitos eluviais são caracterizados em lateritas, cangas e bauxitas, em função das rochas de que se originam. Assim, as lateritas e bauxitas formam-se preferencialmente sobre os metadiabásios, enquanto a canga recobre as formações ferríferas bandadas, com fragmentos de itabirito e hematita cimentados em uma matriz limonítica (Knauer & Grossi-Sad, 1997).

3.5. ARCABOUÇO TECTÔNICO REGIONAL

O estudo da relação entre tectônica e sedimentação na Bacia Espinhaço Meridional levou Martins-Neto (2000) a propor um modelo para a evolução tectono-sedimentar do Espinhaço Meridional baseado em quatro fases (*pré-rift*, *rift*, transacional e flexural), que caracterizariam uma bacia do tipo *rift-sag*. Bacias *rift-sag* são aquelas que exibem uma fase rife seguida de uma fase flexural devido à mudança no regime de subsidência de mecânico para termal, sem evoluírem para um estágio de margem passiva com o desenvolvimento de centros de espalhamento oceânico (Martins-Neto, 1998). Trabalhos anteriores descrevem o Supergrupo Espinhaço como uma bacia *rift* que teria evoluído para uma margem passiva, proposta ainda aceita por Almeida-Abreu & Renger (2002). Dussin & Dussin (1995) sugerem a deposição em uma bacia intracratônica ensialica, com uma fase *rift* inicial e uma fase flexural subsequente.

O modelo de Martins-Neto (2000) propõe que a evolução estratigráfica da Bacia Espinhaço foi basicamente controlada pela sua história de subsidência, caracterizando o Supergrupo Espinhaço como Megassequência Espinhaço, dividida em seis tectonossequências (TS): Olaria, Natureza, São João da Chapada, Sopa-Brumadinho, Galho do Miguel e Conselheiro Mata. Cada tectonossequência inclui os depósitos de uma associação de sistemas deposicionais acumulados durante uma fase tectônica específica da bacia, sendo limitada por descontinuidades regionais. A **tabela 3.2** resume o arcabouço tectono-estratigráfico das coberturas Meso-Neoproterozóicas do Crátón do São Francisco e porção externa da Faixa Araçuaí, e apresenta uma síntese dos sistemas deposicionais interpretados para as seis tectonossequências.

Tabela 3.2 – Arcabouço estratigráfico e aspectos tectono-deposicionais das coberturas Paleo-Meso e Neoproterozóicas do Cratón do São Francisco e zona externa da Faixa Araçuaí (Martins-Neto, 2000).

Megassequência	Tectonossequência	Idade (Ma)	Tipo de bacia	Regime tectônico	Ambiente deposicional
BambuÍ	Três Maria	~ 600	Foreland	Flexural por sobrecarga tectônica	Continental - Marinho raso
	Paraopeba	< 790			Marinho raso
Paraconformidade a Discordância Erosiva (localmente angular)					
Macaúbas	Superior	> 650	Rift-Margem Passiva	Flexural/Termal	Marinho (subida glacio-eustática)
	Inferior	< 900		Extensional	Glácio-continental Glácio-marinho
Discordância Profundamente Erosiva (localmente angular)					
Espinhaço	Fase Flexural Conselheiro Mata	1500 ?	Rift-Sag	Flexural/Termal	Marinho raso Eólico
	Fase Transicional Galho do Miguel				
	Fase Rift Sopa-Brumadinho São João da Chapada Natureza	~ 1715		Extensional	Leque aluvial Fan-delta Lacustre Fluvial Eólico
	Fase Pré-Rift Olaria	~ 1720			

No final do Neoproterozóico, a compressão brasileira foi responsável pelo fechamento das bacias do Meso-Neoproterozóicas, levando à estruturação da Faixa Araçuaí. O Cinturão de Cavalgamentos da Serra do Espinhaço Meridional caracteriza-se por um constituir um sistema de falhas de empurrão e dobras de orientação preferencial N-S, com lineações de estiramento preferencialmente orientadas na direção E-W, com indicadores cinemáticos associados também mostrando transporte tectônico para oeste (Alkmim *et al.* 2006). As falhas de empurrão observadas na Serra do espinhaço Meridional têm geometria em duplex ou em leques imbricados, com os leques imbricados predominando na borda leste, onde são caracterizados pela ausência de empurrões horizontalizados de teto, enquanto a presença de patamares identifica a geometria em duplex no restante da serra (Rolim, 1992).

A principal controvérsia quanto à caracterização estrutural da Serra do Espinhaço Meridional prende-se ao caráter mono- ou policíclico da deformação, representando apenas um evento deformacional de idade brasileira, ou a atuação de dois grandes eventos aproximadamente coaxiais e relacionados ao limite Meso-Neoproterozóico e ao Brasileiro (Renger & Knauer, 1995). Dussin & Dussin (1995) apresentam uma síntese da evolução do Supergrupo Espinhaço, desde a sua deposição no paleo-mesoproterozóico até os eventos tectônicos no final do Neoproterozóico, considerando apenas um evento deformacional, de idade brasileira (**Figura 3.5**).

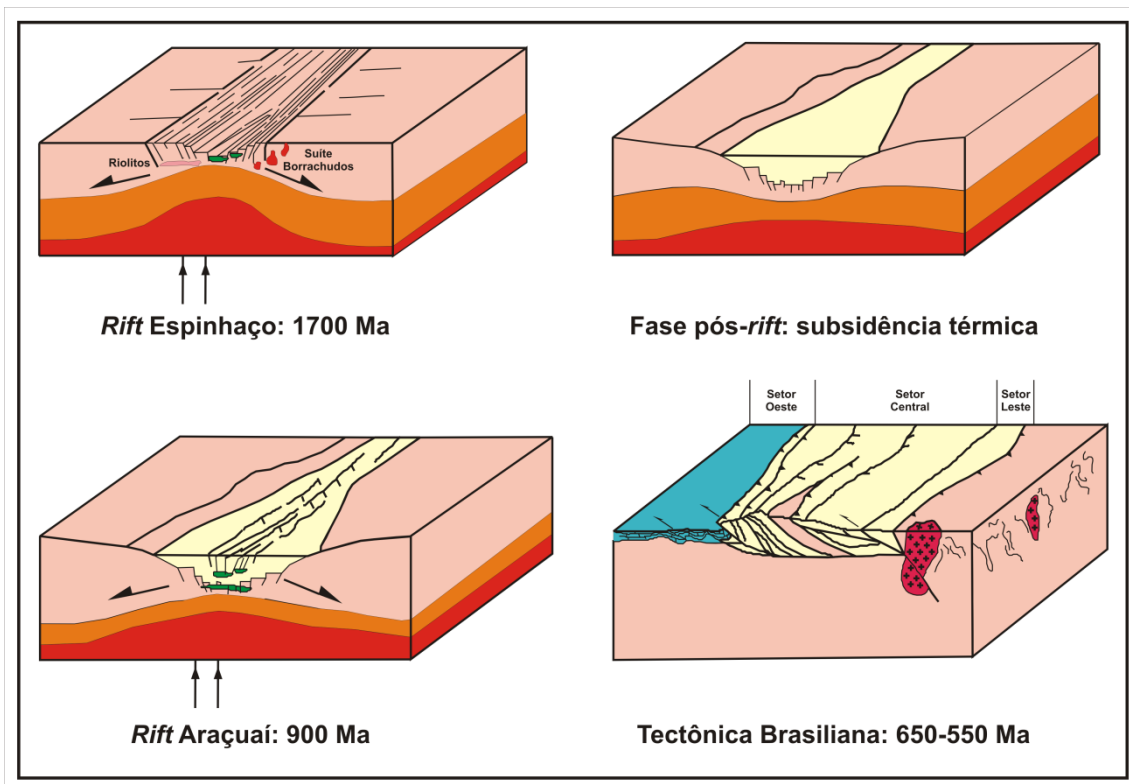


Figura 3.5 – Representação esquemática da evolução geodinâmica do Espinhaço Meridional, do Paleo-Meso até o final do Neoproterozóico (Modificado de Dussin & Dussin, 1995).

4. GEOLOGIA DA SERRA DO SAPO E ADJACÊNCIAS

4.1. INTRODUÇÃO

Na região entre São Sebastião do Bom Sucesso e Itapanhoacanga são descritas importantes ocorrências de formações ferríferas bandadas, que representam a continuidade física do depósito da Serra da Serpentina, localizado em Conceição do Mato Dentro e estudado por Dossin (1985). O mapeamento realizado na região procurou estabelecer as relações estratigráficas e estruturais dessas ocorrências de formação ferrífera com as demais unidades litológicas descritas, bem como o reconhecimento de processos tectônicos, metamórficos/metassomáticos ou supergênicos associados, interpretados como possíveis agentes de enriquecimento dessas rochas, identificando áreas potenciais para a prospecção de minério de ferro.

Devido à complexidade estratigráfica e estrutural da área de estudo, foram agregadas aos perfis de campo as observações realizadas em testemunhos de sondagem localizados na Serra do Sapo e em Itapanhoacanga, e disponibilizados pela empresa *Anglo Ferrous Brazil*. Amostras coletadas em afloramentos e em testemunhos foram selecionadas para análises petrográfica, por meio de lâminas delgadas e seções polidas, e de espectrometria de reflectância, realizadas no Instituto de Geociências da Universidade de Brasília.

4.2. GEOLOGIA LOCAL

As principais unidades estratigráficas descritas na área de mapeamento pertencem às formações Serra do Sapo e Itapanhoacanga, com ocorrência subordinada de seqüências das formações São João da Chapada e Sopa-Brumadinho, e de metarriolitos da Suíte Metaígneia Conceição do Mato Dentro. As rochas atribuídas ao embasamento, embora ocupem grande extensão de área, apresentam poucos afloramentos preservados, sendo constituídas em sua maioria por gnaisses e corpos de composição granítica. As coberturas quaternárias, representadas por cangas e depósitos aluvionares, também são descritas, e sua presença dificulta muitas vezes o reconhecimento das relações de contato entre as demais unidades mapeadas (**Figura 4.1**).

Nesse tópico serão abordadas de forma detalhada as unidades referidas acima, assim como as ocorrências da Suíte Metavulcano-Sedimentar Rio Mata Cavalo e da Suíte Ultramáfica Alvorada de Minas, reconhecidas em testemunhos de sondagem, porém de pequena expressão em observações de campo. Em função da complexidade do padrão de deformação impresso é difícil o estabelecimento de relações estratigráficas entre as mesmas (**Figura 4.2**).

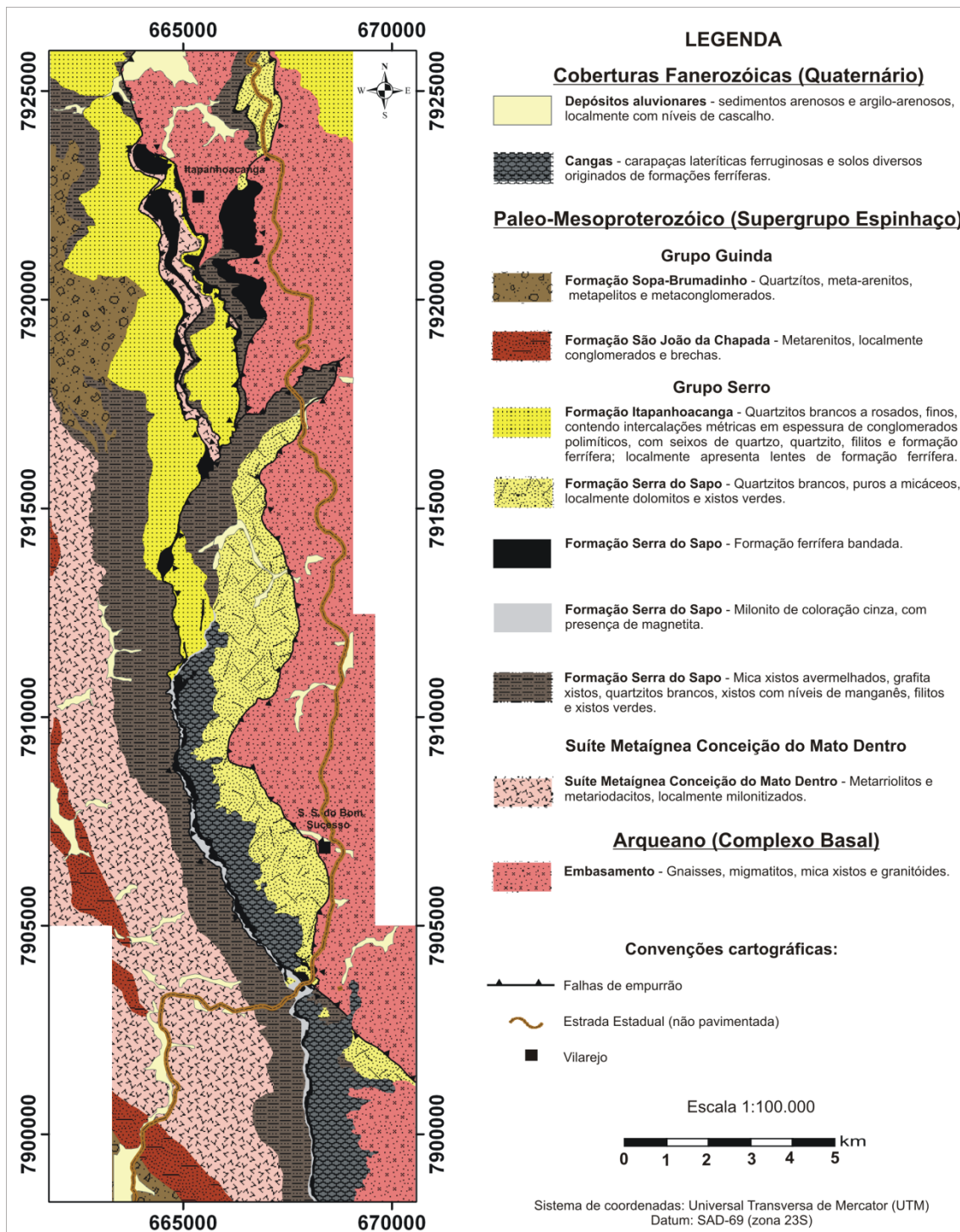


Figura 4.1 – Mapa geológico simplificado da região entre São Sebastião do Bom Sucesso e Itapanhoacanga, borda leste da Serra do Espinhaço Meridional, MG (Modificado de Rolim, 2007).

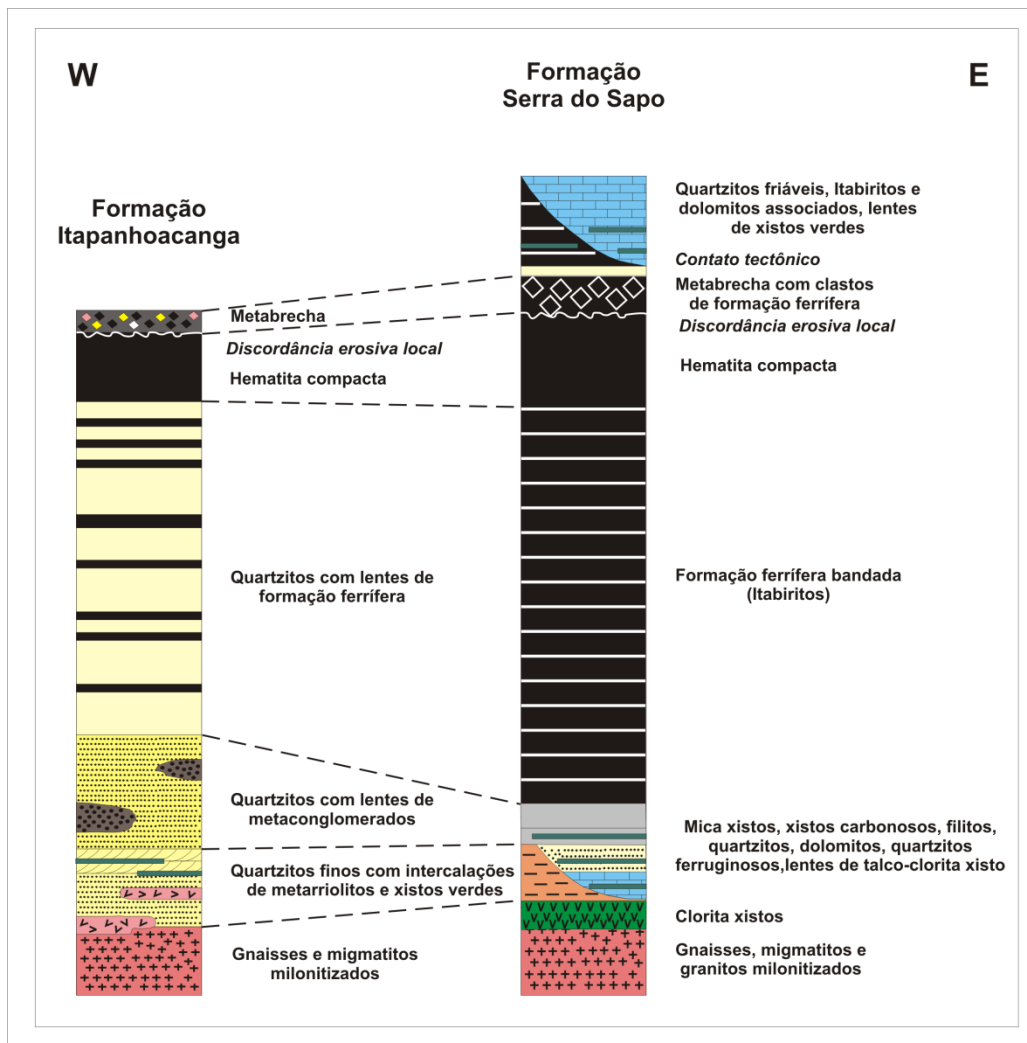


Figura 4.2 – Colunas estratigráficas simplificadas das seqüências da região entre São Sebastião do Bom Sucesso e Itapanhoacanga, destacando as variações laterais observadas entre as formações Itapanhoacanga e Serra do Sapo.

4.2.1. COMPLEXO BASAL

Agrupados sob a denominação genérica de Complexo Basal, encontram-se gnaisses e migmatitos, associados a corpos graníticos. Predominam na porção leste da área, compondo uma ampla região topograficamente rebaixada, onde predominam solos de coloração esbranquiçada, e os afloramentos são raros devido ao profundo intemperismo.

São distinguíveis gnaisses de composição granítica, aflorantes principalmente ao longo da rodovia estadual (MG-010), com granulação variando de média a grossa, e composto por quartzo, biotita e feldspato. Apresentam bandamento composicional, com espessuras em geral centimétricas e sem deformação, sendo localmente observadas intercalações de anfibolitos e metassedimentos. Já os migmatitos apresentam composição tonalítica, estando em geral menos intemperizados que os gnaisses, e

possuem coloração cinza, sendo maior a sua ocorrência nas proximidades de Itapanhoacanga (**Figura 4.3**).

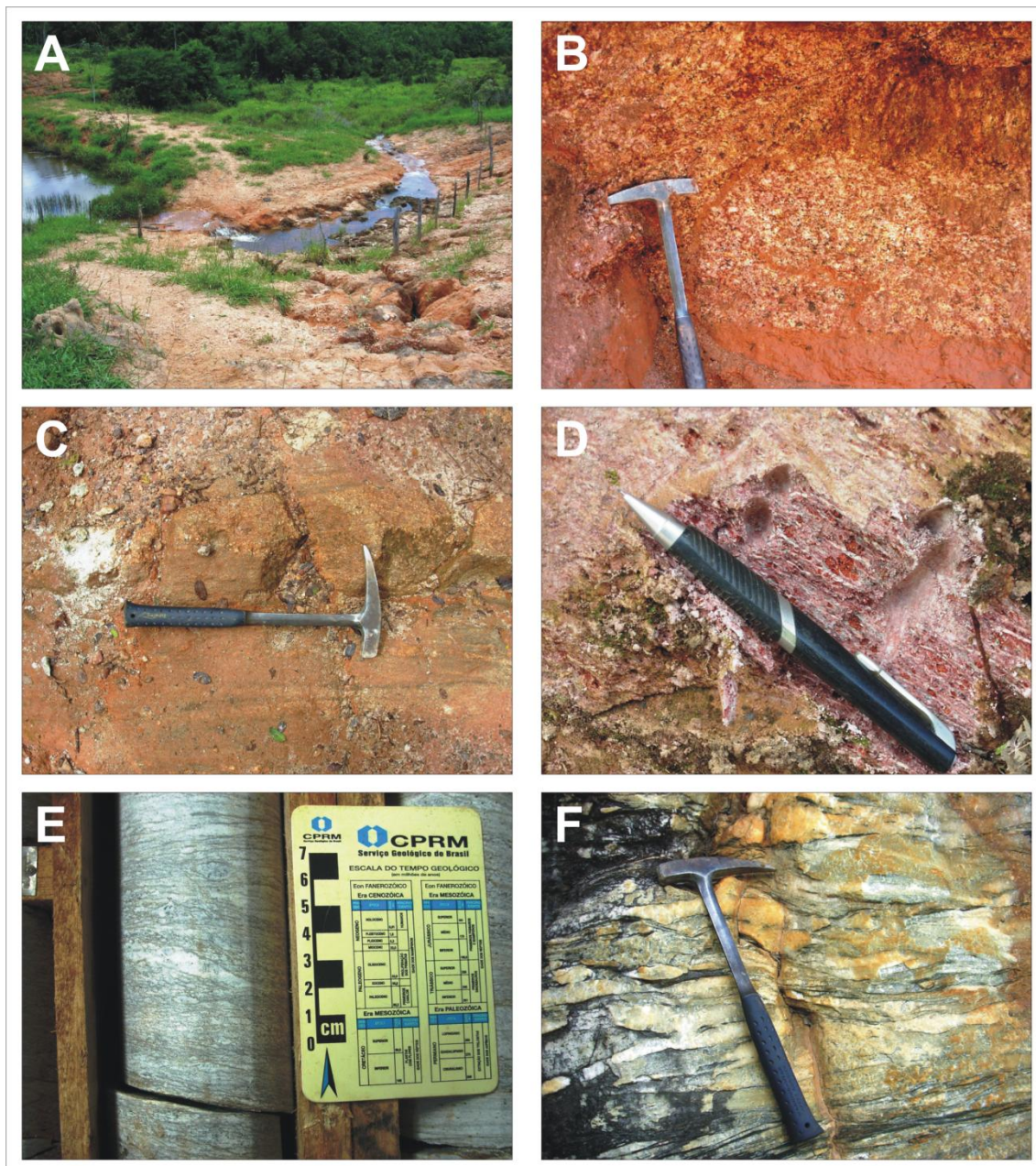


Figura 4.3 – Gnaisses e migmatitos do embasamento na borda leste da Serra do Espinhaço Meridional; (A) Solo de coloração esbranquiçada, produto da alteração intempérica dos gnaisses, e marcado pela erosão; (B) Gnaisse intemperizado em afloramento na MG-010 (coordenada UTM: 7913492N/668576E); (C) Bandamento composicional preservado, próximo à vila de Itapanhoacanga (coordenada UTM: 7925012N/665531E); (D) Milonito de gnaisse com porfiroclastos estirados; (E) Migmatito com foliação milonítica, com porfiroblastos de quartzo, em furo de sondagem realizado em Itapanhoacanga (coordenada UTM 7923869N/666809E); (F) Migmatito com veios de quartzo, concordantes com a foliação, e boudinados em função do contraste de competência à deformação.

Os granitos sustentam pequenos morros em meio aos gnaisses e migmatitos, em afloramentos pouco intemperizados com granulação grossa e tonalidade rosada, contendo quartzo, biotita, clorita e feldspato, em geral apresentando saussuritização e sericitização. Como todas as rochas do embasamento, apresentam extensas zonas milonitizadas, com porfiroclastos esmagados e estirados, marcando os contatos tectônicos do Complexo Basal com as seqüências supracrustais localizadas a oeste (Figura 4.4).

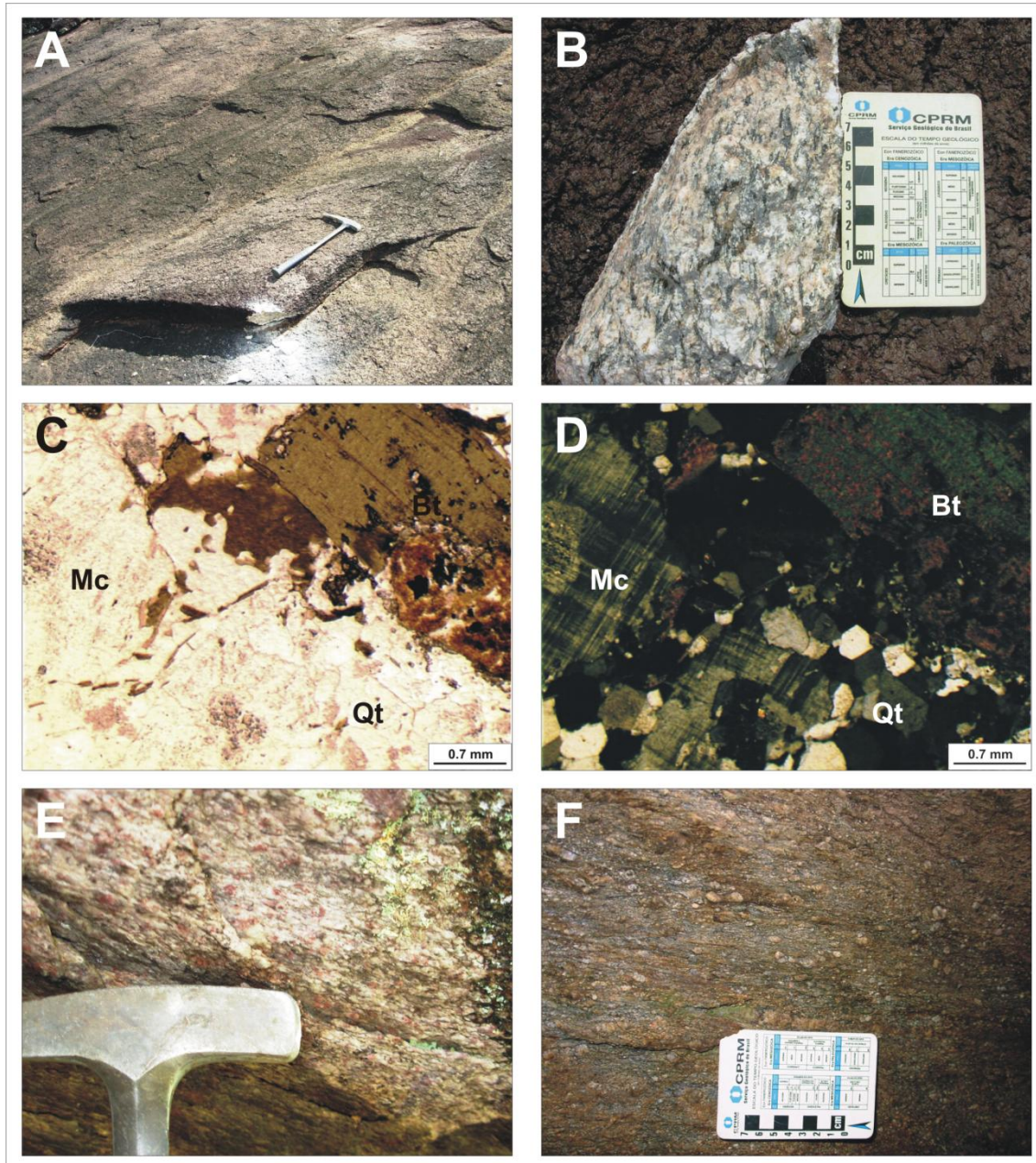


Figura 4.4 – (A) Afloramento de granito em antiga pedreira desativada (coordenada UTM: 7913616N/667606E); (B) Amostra de composição granítica, com deformação e estiramento dos minerais constituintes; (C) Fotomicrografia com textura granoblástica poligonal de quartzo (Qt), microclínio (Mc) e biotita (Bt) – nicóis paralelos (aumento de 2,5x). (D) Mesma fotomicrografia anterior, com nicóis cruzados; (E) Gnaisse milonitizado, com aparente recrystalização sintectônica de granadas; (F) Granito milonitizado com porfiroclastos de feldspato (*augens*).

4.2.2. SUÍTE METAVULCANO-SEDIMENTAR RIO MATA CAVALO

As rochas da Suíte Rio Mato Cavallo correspondem à clorita-xistos e clorita-actinolita xistos, encontrados próximo a Serra do Sapo. Seus afloramentos são raros em campo, porém a ocorrência dessas rochas é comum em furos de sondagem, onde apresentam espessuras de dezenas de metros. Em afloramento ocorrem associadas com as rochas metassedimentares da base da Formação Serra do Sapo, com poucos metros de extensão, e apresentam coloração esverdeada quando preservadas, sendo sua mineralogia composta basicamente de anfibólio, clorita e quartzo. Encontram-se deformadas, com foliação penetrativa e clivagem de crenulação, chegando a constituir milonitos em alguns níveis, em que se apresentam silicificadas (**Figura 4.5**).

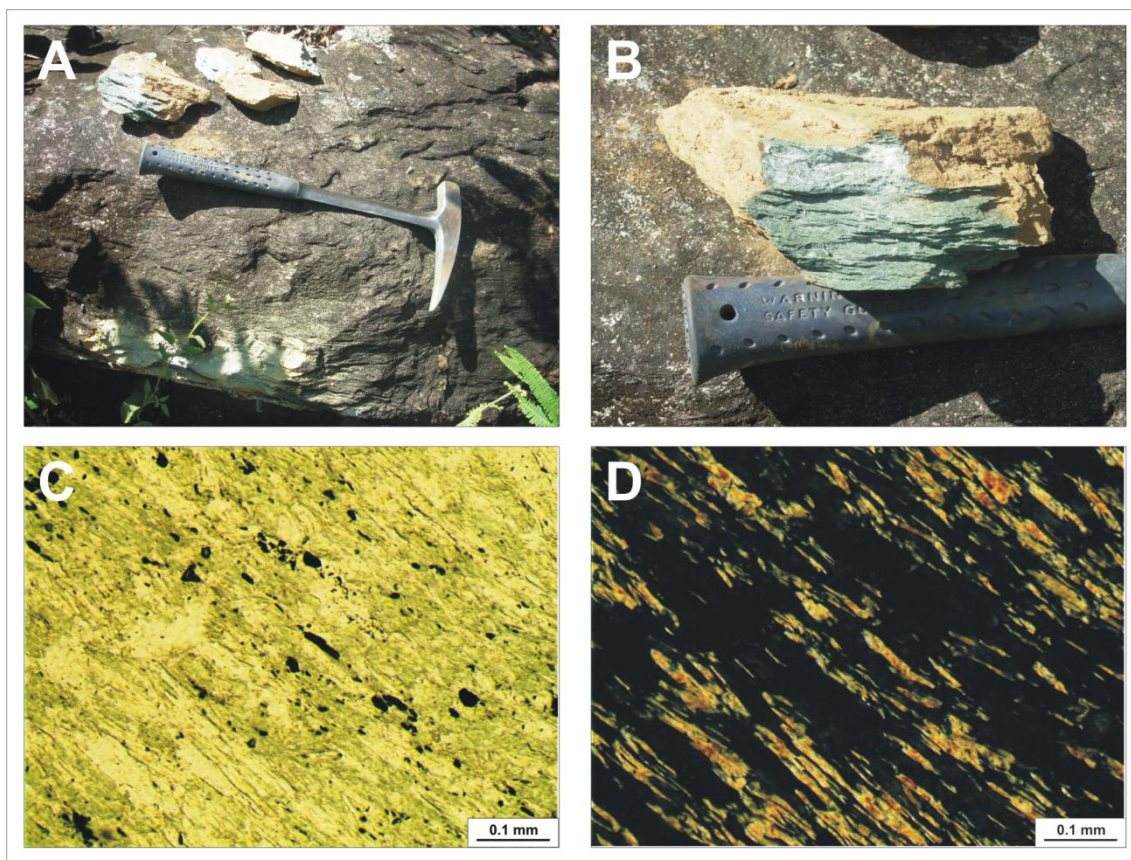


Figura 4.5 – (A) Afloramento de clorita-actinolita xistos da Suíte Rio Mata Cavallo, próximo à Serra do Sapo (coordenada UTM: 7919453N/666628E); (B) Amostra de clorita-actinolita xisto, silicificado e com foliação muito penetrativa; (C) Fotomicrografia de cristais de actinolita, clorita e quartzo, com óxidos subordinados, em textura nematoblástica – nicóis paralelos (aumento de 10x); (D) Mesma fotomicrografia anterior, com nicóis cruzados;

Em furo de sondagem localizado a oeste da Serra do Sapo (coordenada UTM: 7909403N/664794E) essa suíte atinge espessura de 110 metros, sendo sobreposta por xistos avermelhados e filitos de coloração cinza. Apresentam coloração esverdeada, passando para coloração marrom-avermelhada próximo ao topo, quando se tornam mais

alteradas. São comuns veios de quartzo em meio a essas rochas, associados com vênulas de carbonato e magnetita recristalizada. Outros minerais acessórios importantes encontrados são apatita, turmalina e zircão (**Figura 4.6**).

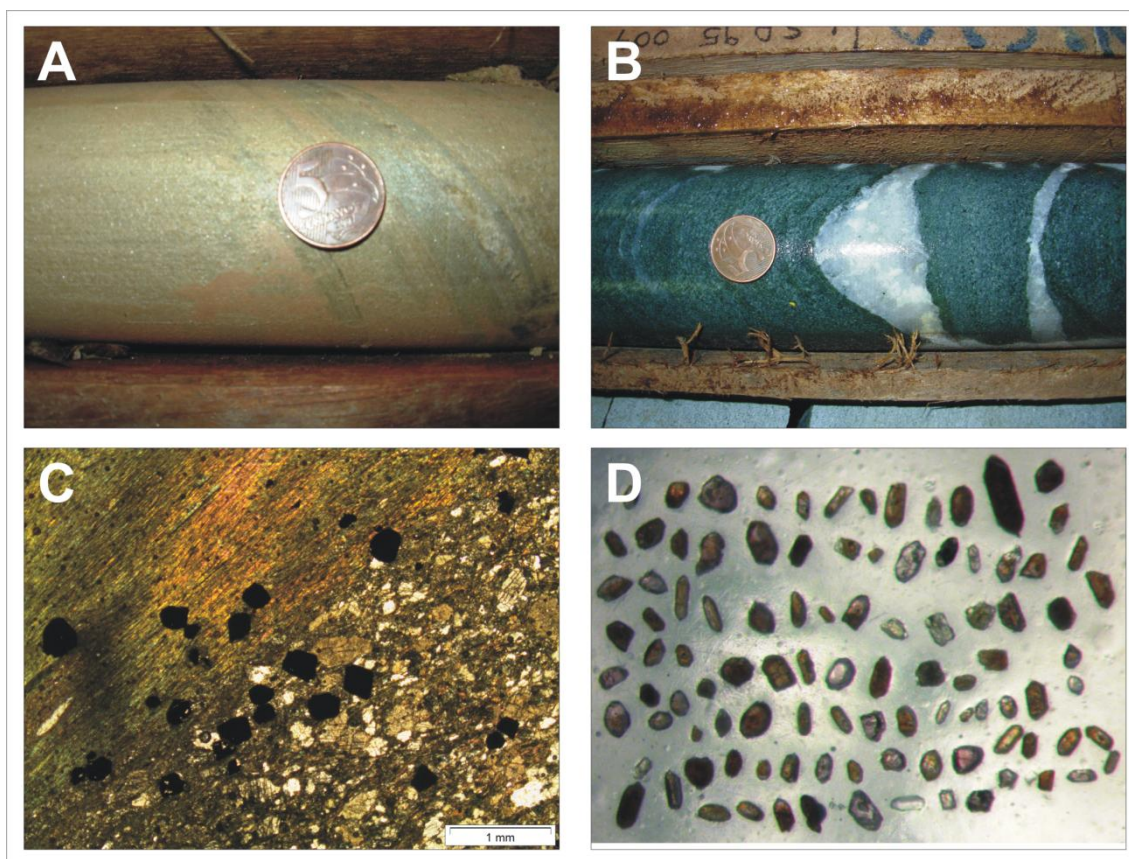


Figura 4.6 – (A) Clorita xisto da Suíte Rio Mata Cavalo, alterado, em testemunho de sondagem (37 metros de profundidade) onde ainda se observam lamelas de clorita preservadas; (B) Veios de quartzo, associados a vênulas de carbonato, em clorita xisto preservado (75 metros de profundidade). (C) Fotomicrografia de cristais de magnetita de formação sin- a pós-tectônica – nicóis cruzados (aumento de 2,5x); (D) Cristais de zircão coletados em clorita xistos, indicando cinco famílias diferentes.

4.2.3. SUÍTE METAÍGNEA CONCEIÇÃO DO MATO DENTRO

A Suíte Metaígneia Conceição do Mato Dentro é composta por rochas típicas da borda leste da Serra do Espinhaço, que correspondem a metavulcânicas ácidas classificadas originalmente como riolitos, com coloração cinza clara, apresentando textura porfirítica reliquiar, com fenocristais de quartzo azulado preservados. Apresenta foliação evidente, estando muitas vezes milonitizadas, o que confere o aspecto de um quartzo xisto para essa rocha. Seus melhores afloramentos encontram-se próximos a vila de Itapanhoacanga, em blocos métricos concordantes com a seqüência de base da Formação Serra do Sapo, e intercalados em quartzitos da Formação Itapanhoacanga.

Ao microscópio o quartzo magmático encontra-se na forma de porfiroclastos pseudo-hexagonais, deformados e com sombras de pressão desenvolvidas, em uma matriz composta por feldspato, quartzo e muscovita, e mais raramente biotita, em uma textura blastoporfirítica. O feldspato encontra-se normalmente sericitizado, em cristais euédricos a subédricos, com epidoto, zircão, apatita e titanitas como minerais acessórios (Figura 4.7).

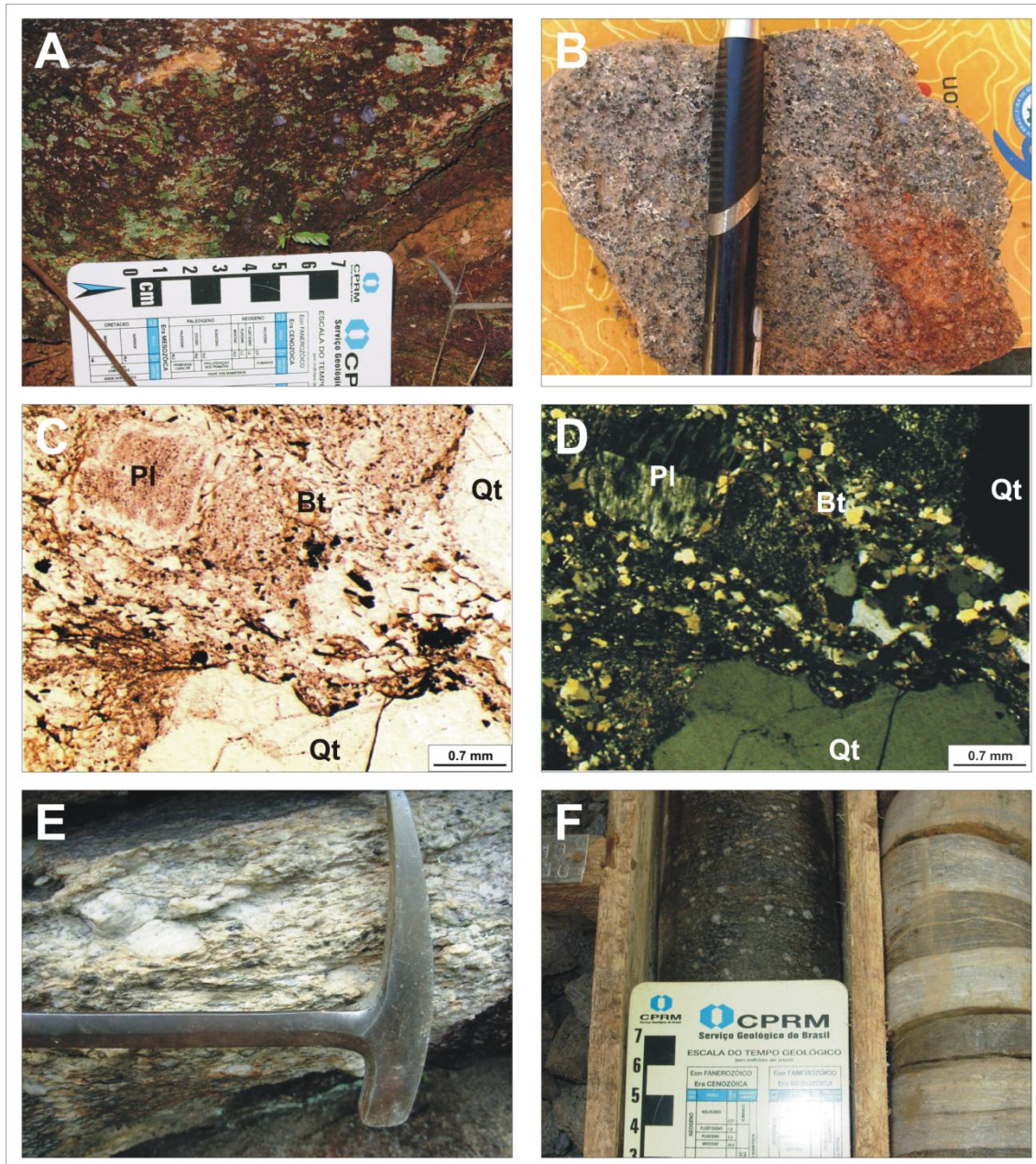


Figura 4.7 – (A) Porfiroclastos de quartzo azulados em metarriolitos intercalados com quartzitos da Fm Itapanhoacanga; (B) Aspecto típico dos metarriolitos, em amostra preservada; (C) Fotomicrografia do metarriolito em que se observa os porfiroclastos de quartzo (Qt) em uma matriz mais fina de feldspato (Pl) e micas (Bt) com textura blastoporfirítica – nicóis paralelos (aumento de 2,5x); (D) Mesma fotomicrografia anterior, com nicóis cruzados; (E) Metarriolito milonitizado, com aspecto de mica xisto; (F) Metarriolito em furo de sondagem realizado em Itapanhoacanga.

4.2.4. SUÍTE ULTRAMÁFICA DE ALVORADA DE MINAS

As rochas ígneas de caráter ultrabásico são encontradas sob a forma de pequenos *sills*, com espessura média de poucos centímetros, intercalados em rochas do embasamento, metarriolitos e nos níveis basais das seqüências supracrustais. São raras em afloramentos, mas presentes em furos de sondagem em Itapanhoacanga e na Serra do Sapo. Em parte a escassez de afloramentos dessa unidade pode ser atribuída à alta susceptibilidade dessas rochas a processos intempéricos, sendo que quando estão preservadas apresentam coloração esverdeada, e correspondem a talco xistos e clorita xistos (**Figura 4.8**).

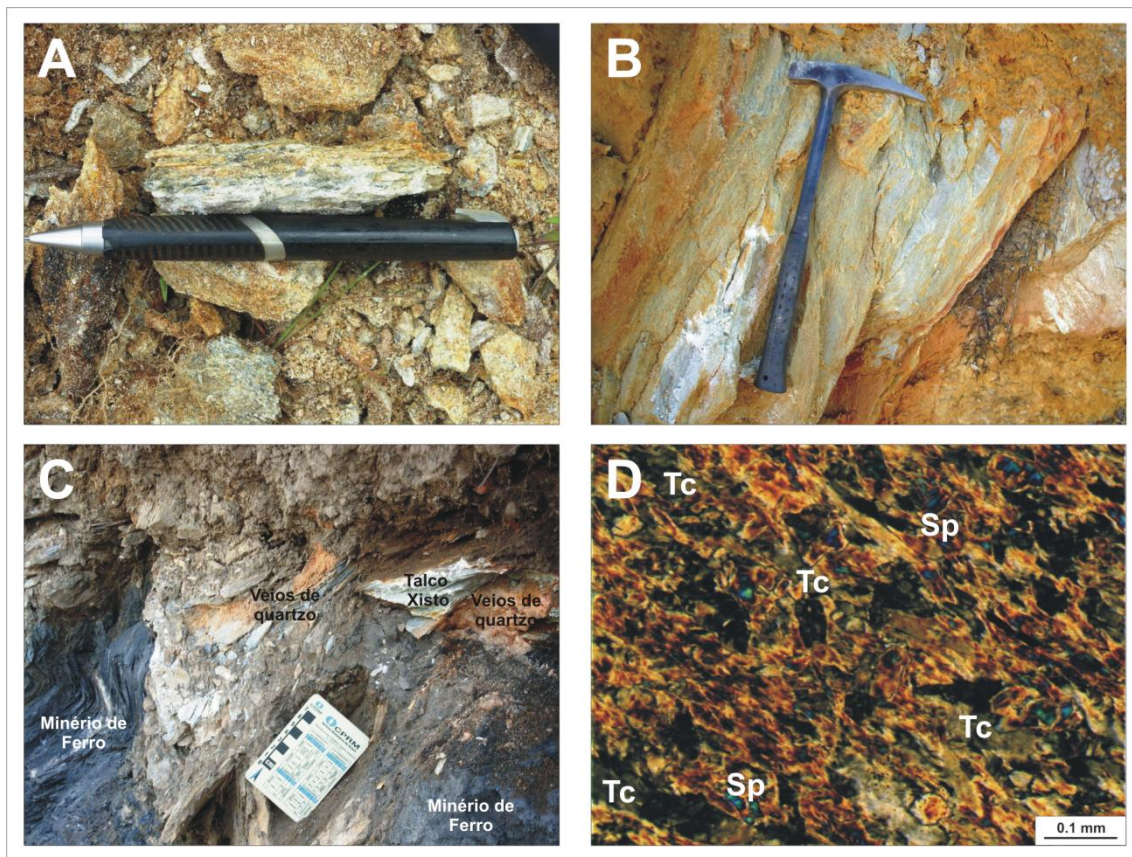


Figura 4.8 – (A) Metarriolito milonitizado em que se observam lentes de talco xisto intercaladas; (B) Talco xisto intemperizado, apresentando coloração vermelho-amarelada; (C) Talco xisto intercalado com minério de ferro, deformado e associado com veios de quartzo; (D) Fotomicrografia do talco xisto, em que são observados relictos de serpentina (Sp) em uma matriz de talco (Tc) – nicóis cruzados (aumento de 10x);

As relações estratigráficas dessas rochas com as seqüências metassedimentares do Grupo Serro são muitas vezes de difícil estabelecimento, em função da intensa deformação a que foram submetidas. Aparentemente estão restritas às rochas da Formação Serra do Sapo, não sendo observadas em meio aos quartzitos da Formação Itapanhoacanga, e embora predominantes em meio aos xistos e filitos da seqüência de

base, são observados extensos afloramentos, intensamente milonitizados, sobre as formações ferríferas de topo, o que sugere que essa posição estratigráfica seja resultado de intensos processos tectônicos, correspondendo a escamas tectônicas (**Figura 4.9**).

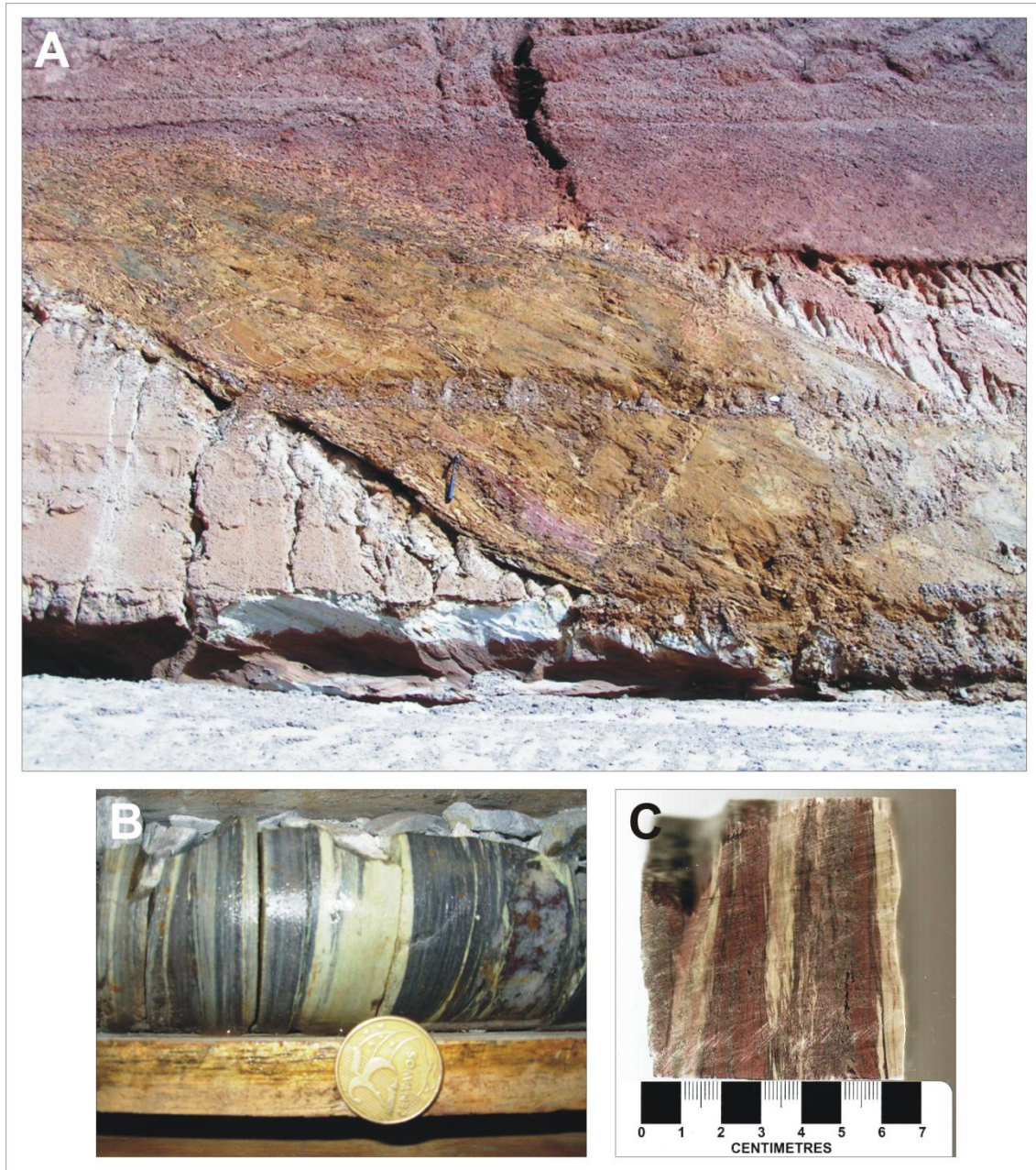


Figura 4.9 – (A) Xisto da Suíte Ultramáfica Alvorada de Minas, intercalado com quartzitos localizados no topo da Serra do Sapo, intensamente milonitizado, e indicando transporte tectônico para oeste; (B) *Sills* de talco xisto em meio à filonitos da base da Formação Serra do Sapo, associado com veios de quartzo (profundidade: 209 metros); (C) Talco xisto intercalado com dolomitos, em furo de sondagem realizado na Serra do Sapo (profundidade: 237 metros).

4.2.5. FORMAÇÃO SERRA DO SAPO

A Formação Serra do Sapo consiste na formação mais importante no mapeamento, pois contém as camadas de formação ferrífera com maior espessura na área de estudo. Caracteriza-se por uma seqüência de rochas metassedimentares clásticas na base, seguida pela deposição de formações ferríferas bandadas, associadas a quartzitos e dolomitos, com ocorrências de xistos originados de rochas ígneas de composição básica/ultrabásica.

A seqüência de base se caracteriza pela grande diversidade de xistos e quartzitos intercalados, e com grande variação lateral. São encontrados xistos de coloração avermelhada, xistos prateados, sericita xistos, xistos carbonosos, xistos com intercalações ricas em manganês, filitos, quartzitos micáceos, quartzitos ferruginosos, e subordinadamente dolomitos. Nem todos esses litotipos são aflorantes, sendo alguns encontrados apenas em furos de sondagem, e todos se encontram invariavelmente decompostos. Apresenta espessura aparente de algumas dezenas de metros, embora possa se estimar que seja maior, em virtude da interrupção dos furos de sondagem após adentrarem poucos metros nessa seqüência (**Figura 4.10**).

Os xistos e filitos predominam ao longo de uma faixa a oeste da Serra do Sapo, em contato com as seqüências da Formação Itapanhoacanga, enquanto os quartzitos micáceos, quartzitos ferruginosos e dolomitos predominam na base das formações ferríferas, a leste. As intercalações de talco xisto e clorita xisto são mais freqüentes nesses quartzitos e dolomitos, intensificando-se na transição dessas rochas para as formações ferríferas localizadas acima.

Aflorando ao longo de toda escarpa da Serra do Sapo se encontra uma rocha de coloração cinza, fortemente laminada e com estruturas de fluxo, caracterizado como um filonito, sendo produto da deformação e do cisalhamento das seqüências de base da Serra do Sapo, e tendo como característica a presença de cristais euédricos de magnetita disseminados.

As formações ferríferas são constituídas principal ou inteiramente por quartzo e hematita, intercalados em bandas com espessuras milimétricas a centimétricas, sem a presença, sem quantidades significativas de outros minerais constituintes. Essas camadas apresentam espessuras muito variáveis, com maior espessura na região central da Serra do Sapo, onde pode atingir mais de 200 metros, tornando-se menor em direção aos extremos norte e sul da serra. Corpos de minério de ferro com alto teor ocorrem associados às formações ferríferas, em lentes com aspecto friável e dimensões variáveis, enquanto níveis de hematita compacta afloram no topo das formações ferríferas.

Quartzitos e dolomitos ocorrem no topo das formações ferríferas. Os quartzitos são grosseiros e não apresentam qualquer estrutura sedimentar preservada, enquanto os dolomitos são encontrados somente em furos de sondagem, com espessura de dezenas de metros, e associados à grande quantidade de veios de quartzo e intercalações de xistos verdes (**Figura 4.11**).

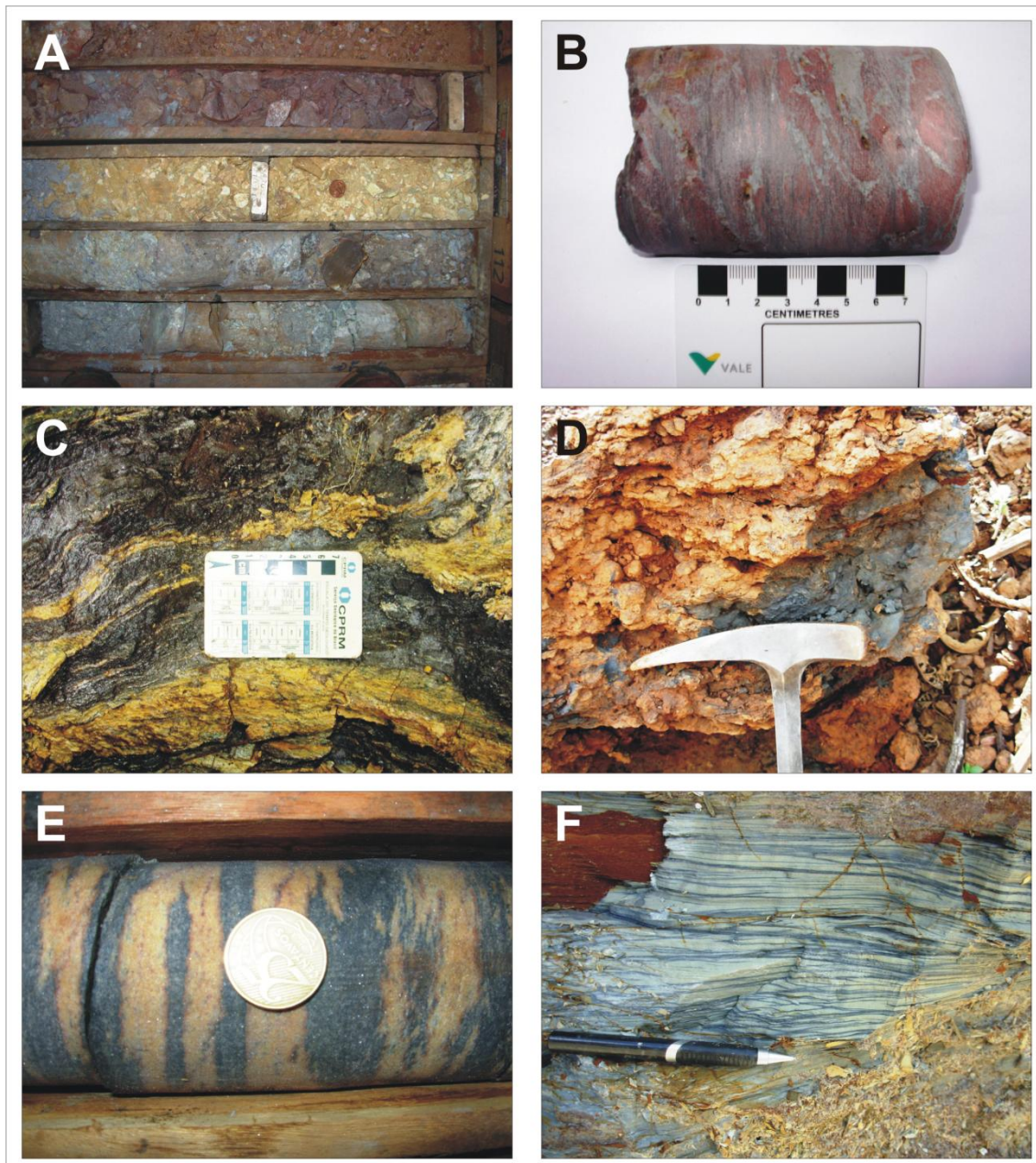


Figura 4.10 – (A) Variedade de xistos e filitos encontrados na base da Serra do Sapo, em testemunho de sondagem; (B) Dolomito, intercalado com quartzitos da seqüência de base, deformado e silicificado; (C) Xisto carbonoso (coordenada UTM: 7919481N/666595E); (D) Mica xisto rico em manganês, em afloramento próximo a Itapanhoacanga (coordenada UTM: 7920777N/665499E); (E) Quartzito ferruginoso encontrado sondagem na transição da seqüência de base para as formações ferríferas de topo (profundidade: 227 metros – coordenada UTM: 7906200N/666803E); (F) Filonito em afloramento na base da Serra do Sapo, laminado, com recristalização de magnetita (coordenada UTM: 7903476N/667708E).

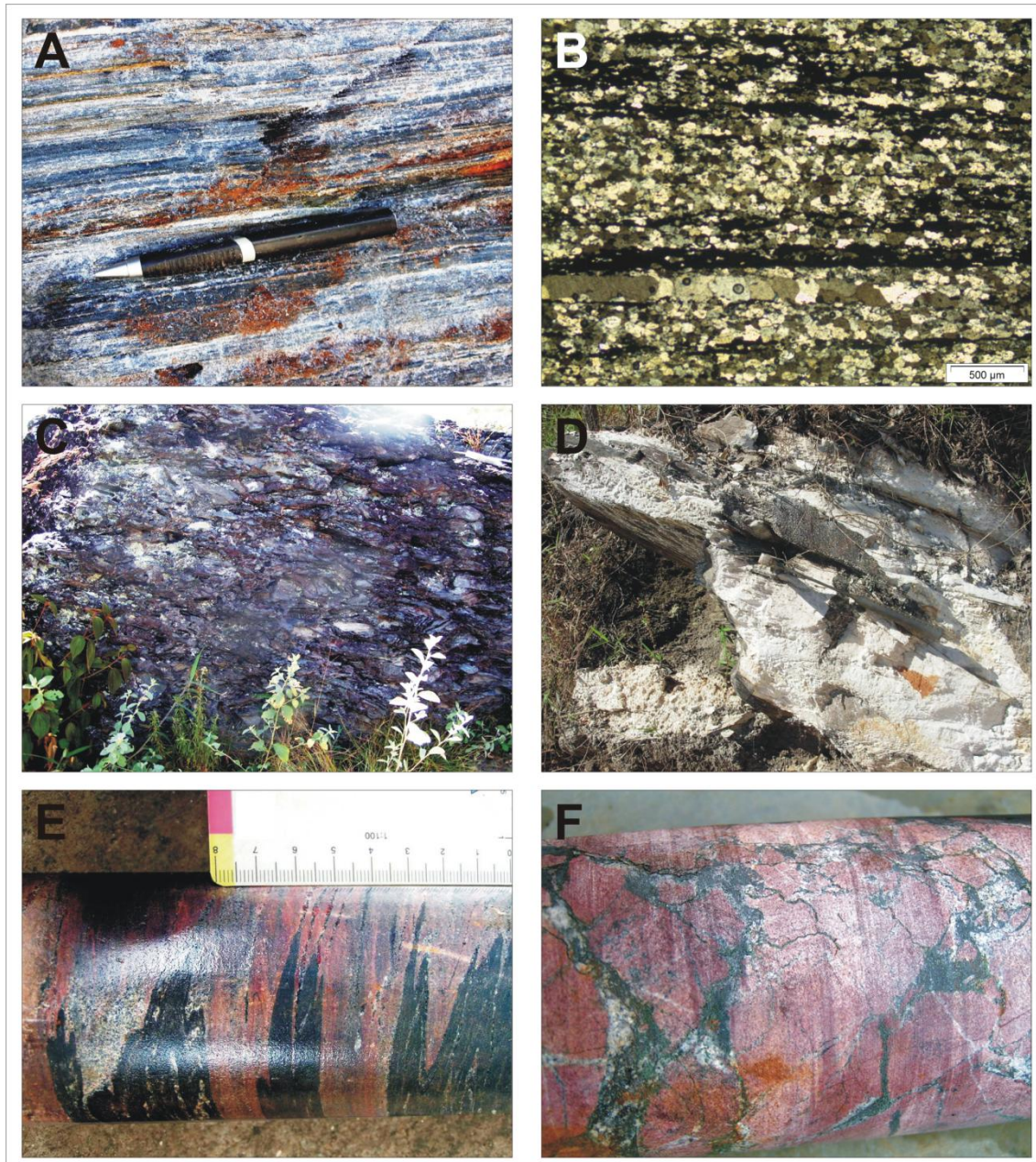


Figura 4.11 – (A) Formação ferrífera, com intercalações de quartzo e hematita conferindo o aspecto bandado típico dessas rochas; (B) Fotomicrografia do bandamento de formação ferrífera – nicóis cruzados (aumento de 4x); (C) Metabrecha localizada na Serra do Sapo, composta por fragmentos de formação ferrífera e hematita compacta (coordenada UTM: 7911344N/665024E); (D) Quartzito branco, grosseiro, que ocorre no topo das formações ferríferas bandadas; (E) Dolomitos, de coloração rosada, deformado, com intercalações de manganês, acima das formações ferríferas bandadas. Outras intercalações, como itabiritos, clorita xistos e veios de quartzo são comuns ao longo do pacote; (F) Detalhe do dolomito, em que se observam vários veios de quartzo ao longo do testemunho de sondagem. Essas rochas não afloram na área, estando recobertas por solo ou canga, e aparecem nos primeiros metros do furo de sondagem, constituindo um pacote com dezenas de metros (coordenada UTM: 7911140N/666028E).

4.2.6. FORMAÇÃO ITAPANHOACANGA

A Formação Itapanhoacanga apresenta a maior heterogeneidade de litologias entre as unidades mapeadas, o que sugere rápidas mudanças faciológicas laterais e verticais. Sua seqüência de base compreende um amplo conjunto de quartzitos finos a médios, de coloração branca, com mica xistos associados. A característica marcante desse nível é a presença de estratificações cruzadas tabulares preservadas, com dimensões decimétricas a métricas, de baixo ângulo, com seixos de quartzo e quartzito ferruginoso esparsos, com sua espessura sendo relativamente pequena, atingindo poucos metros. São sobrepostos por quartzitos com estratos maiores, sem estruturas internas preservadas, e espessura de dezenas de metros com grande continuidade lateral, e que se intercalam com bancos de conglomerados polimíticos.

Os conglomerados são matriz suportados, com seixos de quartzo de veio, quartzitos brancos, quartzitos ferruginosos, filito e formação ferrífera, com espessura métrica e extensão lateral de dezenas de metros. Os seixos são muitas vezes arredondados, com dimensões centimétricas, em uma matriz quartzítica. É possível observar seixos estirados nesses conglomerados, indicando que o estiramento ocorreu na direção E-W. Localmente os quartzitos da Formação Itapanhoacanga encontram-se milonitizados, tendo sofrido recristalização, e apresentam coloração rosada típica, em **(Figura 4.12)**.

Sobre esse nível de quartzitos e conglomerados se observa um pacote de quartzitos com lentes centimétricas de hematita compacta, caracterizando uma formação ferrífera de baixo teor. No topo as lentes de hematita compacta atingem espessuras maiores, chegando a formar uma camada descontínua com alguns metros de espessura, exposta no topo de algumas serras alinhadas na direção N-S, paralelamente às formações ferríferas da Formação Serra do Sapo, localizadas a leste. Acima de toda a seqüência são encontrados pequenos níveis de brechas, com clastos de hematita compacta, formação ferrífera, quartzito e riolito, em uma matriz quartzosa mais fina. Esses níveis são descontínuos e apresentam espessuras de poucos metros, com muitos dos seixos encontrando-se dobrados e crenulados, sem uma orientação preferencial **(Figura 4.13)**.

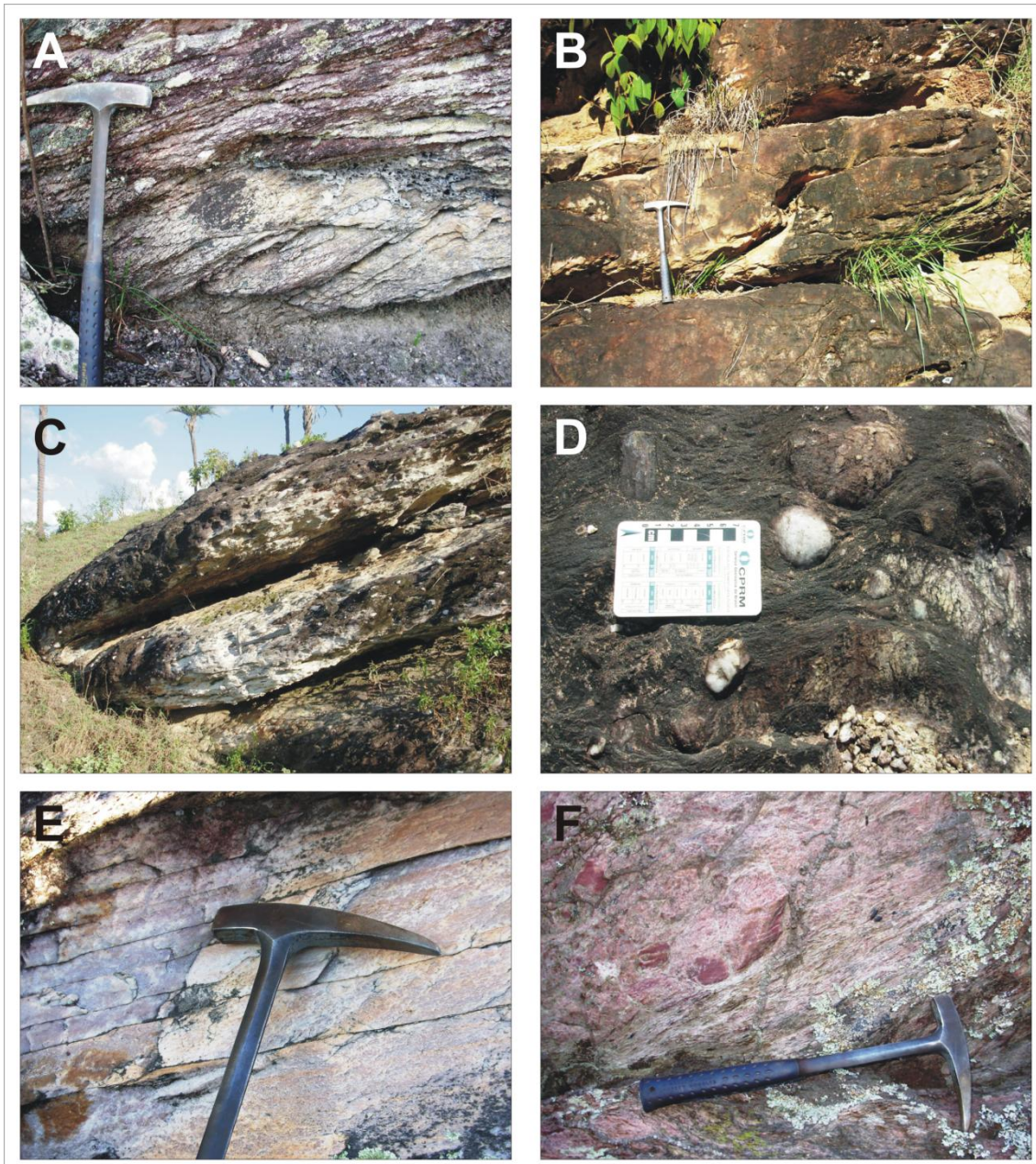


Figura 4.12 – (A) Quartzito com estratificação cruzada tabular preservada, encontrado nos níveis inferiores da Formação Itapanhoacanga; (B) Quartzito estratificado, sem estruturas internas preservadas; (C) Metaconglomerado polímítico, com seixos estirados de quartzito de veio, formação ferrífera e quartzito; (D) Detalhe do metaconglomerado polímítico, em que se observam os seixos de quartzito de veio, arredondados, e de formação ferrífera, mais angulosos. (E) Quartzitos da Formação Itapanhoacanga milonitizados, com granulação fina e coloração rosada; (F) Quartzitos milonitizados da mesma formação, próximo à Serra do Sapo, com coloração rosada típica.

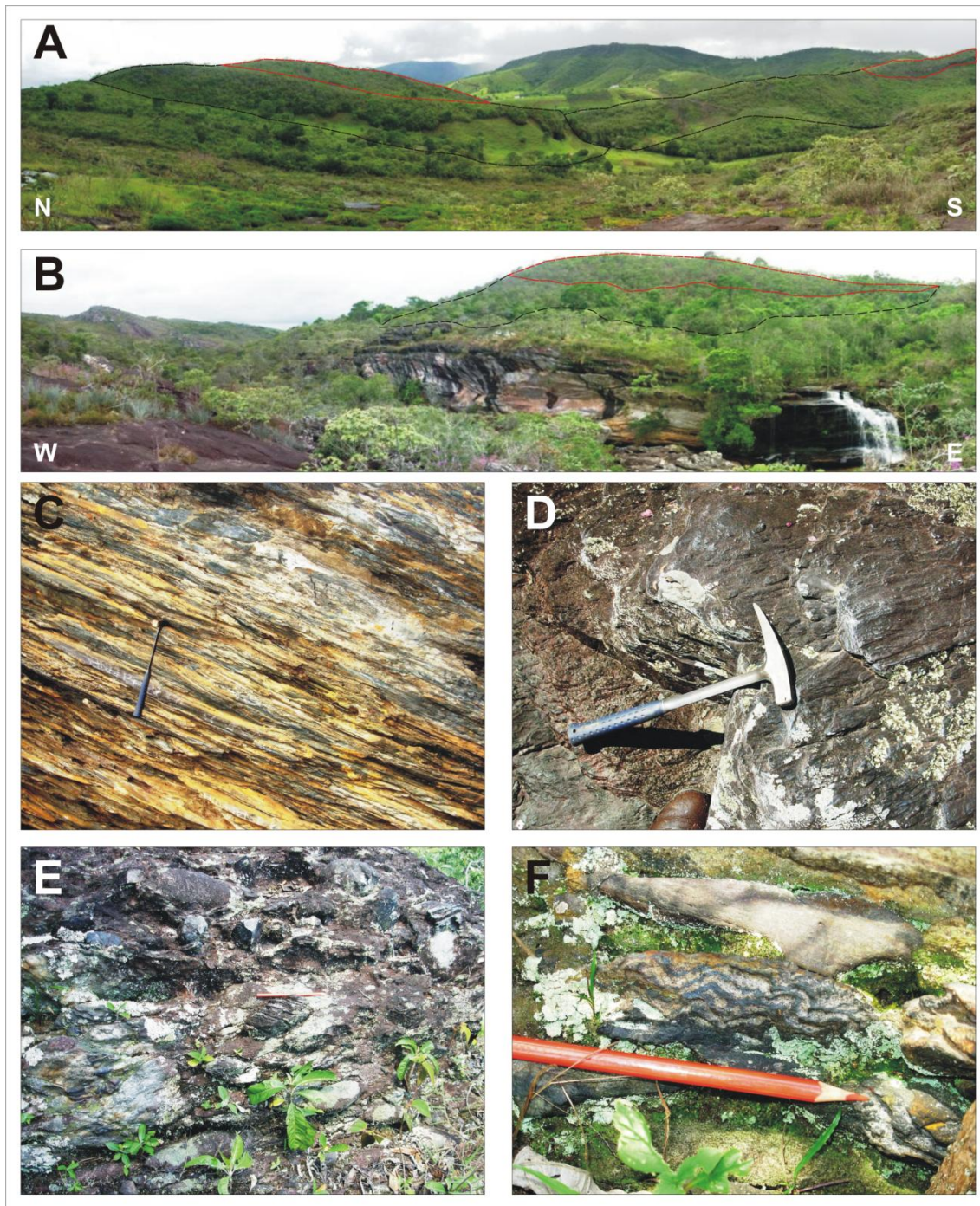


Figura 4.13 – (A) Perfil N-S a oeste de Itapanhoacanga, em que são destacados os corpos de hematita compacta (em vermelho), sobre camada de formação ferrífera (em preto); (B) Perfil E-W ao norte da Serra do Sapo, destacando as formações ferríferas no topo dos quartzitos da Formação Itapanhoacanga; (C) Formação ferrífera da Formação Itapanhoacanga (coordenada UTM: 7921980N/664395E); (D) Hematita compacta, aflorando no topo da formação ferrífera (coordenada UTM: 7922144N/664623E). (E) Metabrecha com clastos de formação ferrífera, quartzito e riolito, localizada no topo da Formação Itapanhoacanga (coordenada UTM: 7918801N/665381E); (F) Detalhe de clasto de formação ferrífera encontrado em metabrecha, em que se observa crenulação pretérita à deposição.

4.2.7. SUÍTE METAÍGNEA PEDRO LESSA

Corresponde a diques de diabásio que cortam as rochas do embasamento. Foram mapeados dois afloramentos dessa suíte, ambos com dezenas de metros de extensão, e direção aproximada N30E. Apresentam foliação incipiente, e coloração avermelhada, devido à alteração intempélica superficial (**Figura 4.14**).

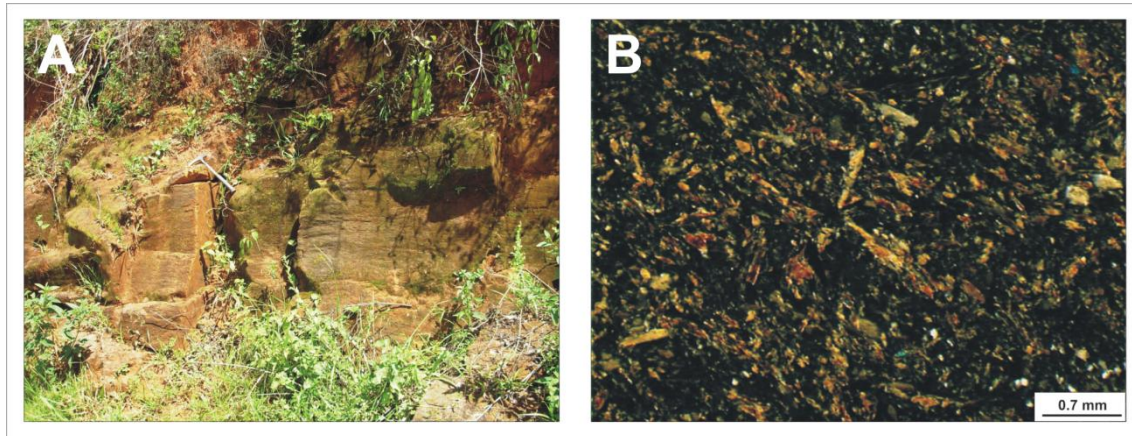


Figura 4.14 – (A) Afloramento de diabásio intrusivo em rochas gnáissicas do embasamento (coordenada UTM: 7917125N/666977E); (B) Fotomicrografia com textura subofítica preservada (aumento de 2,5x);

4.2.8. COBERTURAS FANEROZÓICAS

As coberturas fanerozóicas são representadas por cangas e depósitos coluvionares. As cangas formam-se preferencialmente nos altos topográficos, e podem apresentar correlação genética com as formações ferríferas. Os depósitos coluvionares são encontrados em vertentes, e são comumente compostos por fragmentos de hematita compacta (**Figura 4.15**).



Figura 4.15 – (A) Bloco de canga formado sobre formação ferrífera, com fragmentos de hematita cimentados em uma matriz limonítica ; (B) Depósito coluvionares com fragmentos de hematita compacta;

4.3. GEOLOGIA ESTRUTURAL

A área de estudo é marcada tectonicamente por traços de falhas curvilíneas, originado em cinturões de empurrões de direção geral N-S, com mergulhos entre 20°-35° para leste. Esses falhamentos maiores registram o transporte tectônico de segmentos do embasamento e de seqüências supracrustais para oeste, em direção ao Cráton do São Francisco. Zonas de milonitos marcam muitas vezes esses planos de empurrão, responsáveis por inversões estratigráficas, dobramentos, supressão e variações de espessura observadas em camadas, sendo que esses falhamentos também constituem importantes condutos para a percolação de fluidos e a instalação de reações metassomáticas nas rochas da região.

A principal fase de deformação observada é registrada em todas as unidades mapeadas, através do desenvolvimento de foliação metamórfica, lineações minerais de estiramento e dobramentos. As estruturas observadas evidenciam uma compressão E-W, que gerou inicialmente um forte deslizamento intra-estratal, evidenciado pela formação de dobras intrafoliais registradas principalmente nas formações ferríferas bandadas. Essas dobras podem ser isoclinais, com plano axial inclinado, ou apertado, formando um conjunto em chevron. O eixo dessas dobras é orientado segundo a direção NW-SE, com caimento preferencial para NW.

A lineação de estiramento é observada principalmente em seixos dos metaconglomerados e pequenos clastos em metabrechas, tendo direção geral E-W, com caimento entre 20°-30° para leste. Estruturas S-C em milonitos e estrias de deslizamento em planos de falha são outras estruturas que evidenciam o transporte de massas para o oeste (**Figura 4.16**).

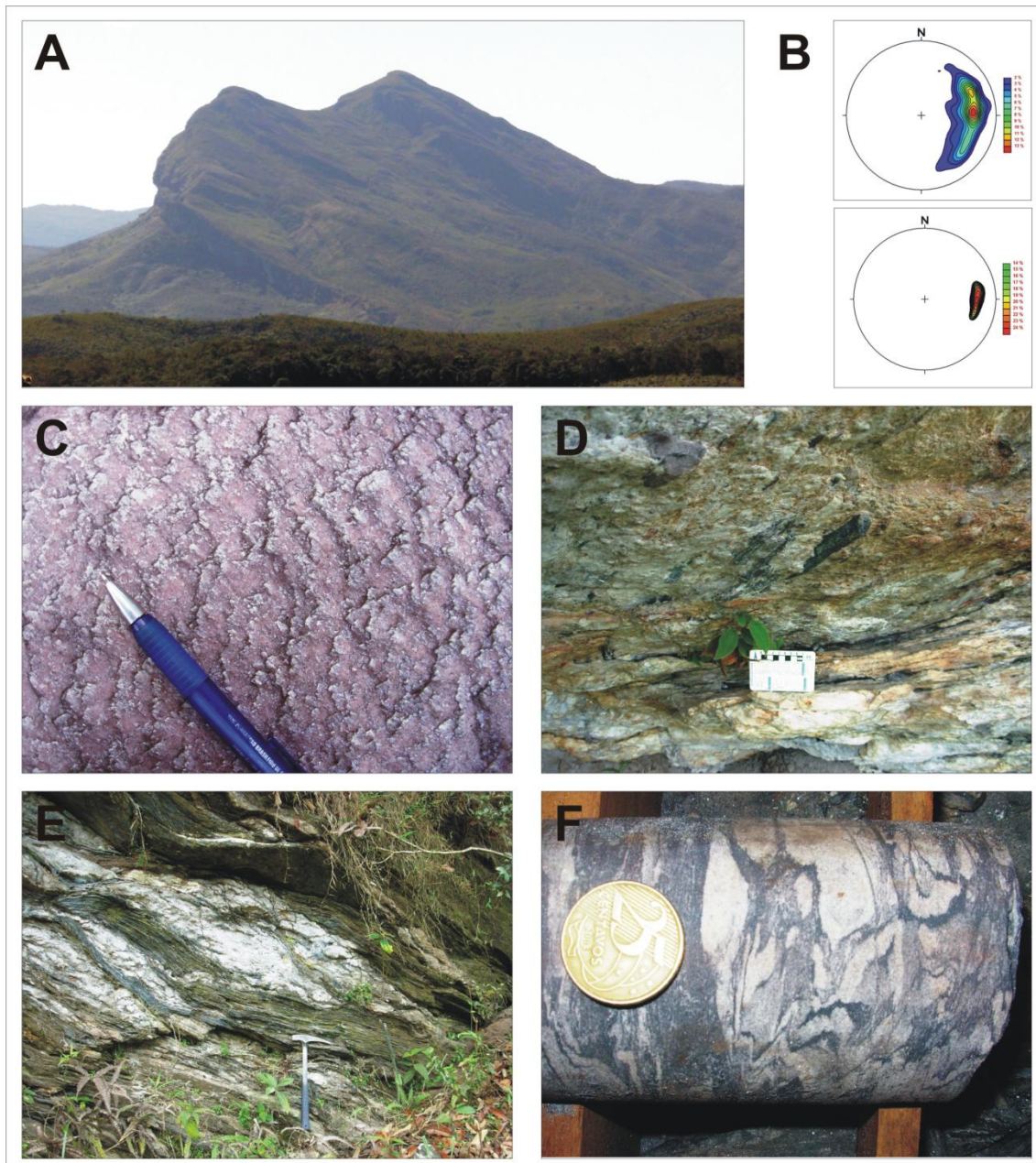


Figura 4.16 – (A) Feição morfológica que denota o padrão de falhamentos de empurrão, com o transporte tectônico para oeste, típico da borda leste da Serra do Espinhaço; (B) Estereogramas para foliações e lineações, com mergulhos das foliações para leste, com lineação de estiramento *downdip*; (C) Estrias em plano de falha em quartzito da Formação Itapanhoacanga; (D) Seixos de formação ferrífera estirado, em metaconglomerado da Formação Itapanhoacanga, com direção E-W, mergulho para leste; (E) Estrutura S-C em formação ferrífera; (F) Dobras intrafoliais observadas em formação ferrífera da Serra do Sapo;

4.4. LIBERAÇÃO DE FLUIDOS E PROCESSOS METASSOMÁTICOS-HIDROTERMAIS ASSOCIADOS

Uma das feições mais comuns entre as rochas metamorfozadas na região é a ocorrência de veios minerais, compostos em sua maioria por quartzo. Esses veios sintectônicos são o resultado de ruptura extensional da rocha, causada pelo aumento da pressão do fluido contido nos poros à medida que progridem as reações de devolatilização. As faturas produzidas transformam-se em condutos ao longo dos quais os fluidos podem migrar para fora das rochas, dando origem a processos de transferência de massa por difusão (Yardley, 2004). A maior parte do material constituinte dos veios é de derivação local, e estão associados preferencialmente aos tectonitos das zonas de cisalhamento observadas. Esse processo desempenha papel fundamental em vários modelos genéticos propostos para depósitos de minério de ferro de alto teor, onde vastas quantidades de quartzo são removidas das formações ferríferas bandadas por meio de intenso fluxo de fluidos (McLellan & Oliver, 2008).

Em veios de quartzo associados às formações ferríferas bandadas da Serra do Sapo é comum observar a presença de especularita (hematita tabular), geralmente concentrada em planos de cisalhamento e em zonas de maior deformação, como no contato dos veios com a encaixante. Na literatura não são relatadas diferenças composicionais entre hematita e especularita, havendo apenas uma variação no hábito cristalino, e sendo a especularita um constituinte comum em depósitos deformados de minério de ferro de alto teor, onde são orientadas paralelamente aos planos de foliação e presentes em veios hidrotermais tardios (Hagemann *et al.* 2008).

Nas rochas ultrabásicas da Suíte Alvorada de Minas a formação de talco pode ser atribuída a um processo de metassomatismo com elevada atividade de sílica, onde a conversão da serpentina em talco é obtida através da adição de sílica e a remoção de óxido de magnésio (Deer *et al.* 1992). Outras transformações mineralógicas no interior das zonas de cisalhamento são representadas por uma assembléia sin-tectônica composta por mica branca, clorita, turmalina, calcita e magnetita (**Figura 4.17**). Dados de espectrometria de reflectância, obtidos em amostras de testemunhos da suíte Rio Mata Cavalo, permitiram identificar a ocorrência de fengita e ilita, em associação com clorita, calcita e magnetita, no contato entre essas rochas com veios de quartzo alojados na seqüência (**Figura 4.18**). Ernst (1963), em estudo de xistos de baixo grau, sugere que a associação de fengita+clorita consiste em um indicador de elevada pressão de fluido em condições de baixas temperaturas durante o processo metamórfico.

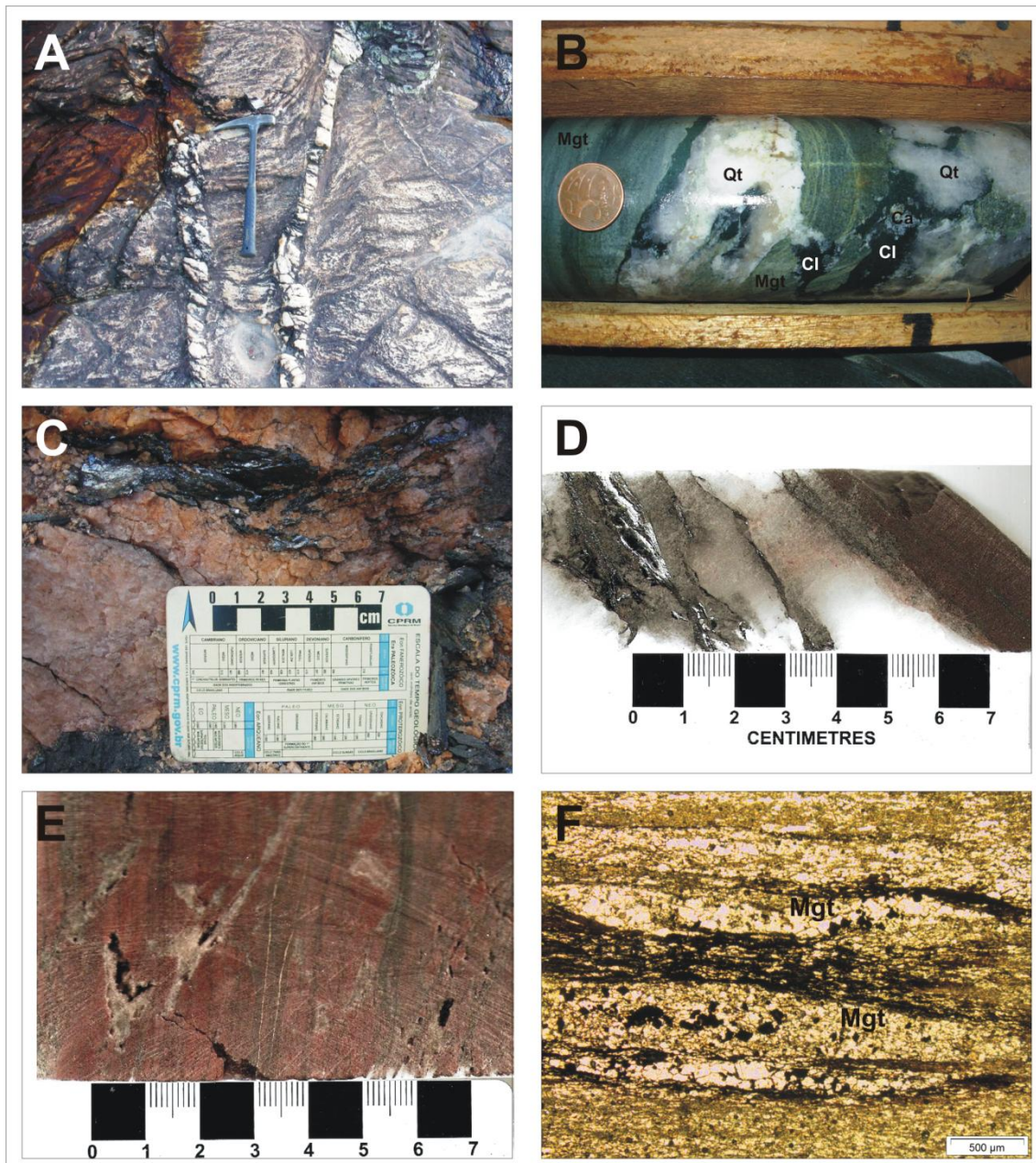


Figura 4.17 – (A) Veios de quartzo alojados em quartzitos da Formação Itapanhoacanga, apresentando deformação sin-deformacional; (B) Xisto da Suíte Rio Mata Cavalo, com intercalação de veio de quartzo (Qt) e vênulas de calcita (Ca), onde ocorre a cristalização de magnetita (Mgt) nos contatos; (C) Especularita cristalizada em meio a quartzo remobilizado durante o processo de deformação de uma camada de formação ferrífera bandada; (D) Especularita cristalizada em veio de quartzo em formação ferrífera bandada; (E) Dolomito silicificado da base da Formação Serra do Sapo; (F) Cristais de magnetita associados com lentes de rocha intrusiva básica em quartzito da Formação Serra do Sapo.

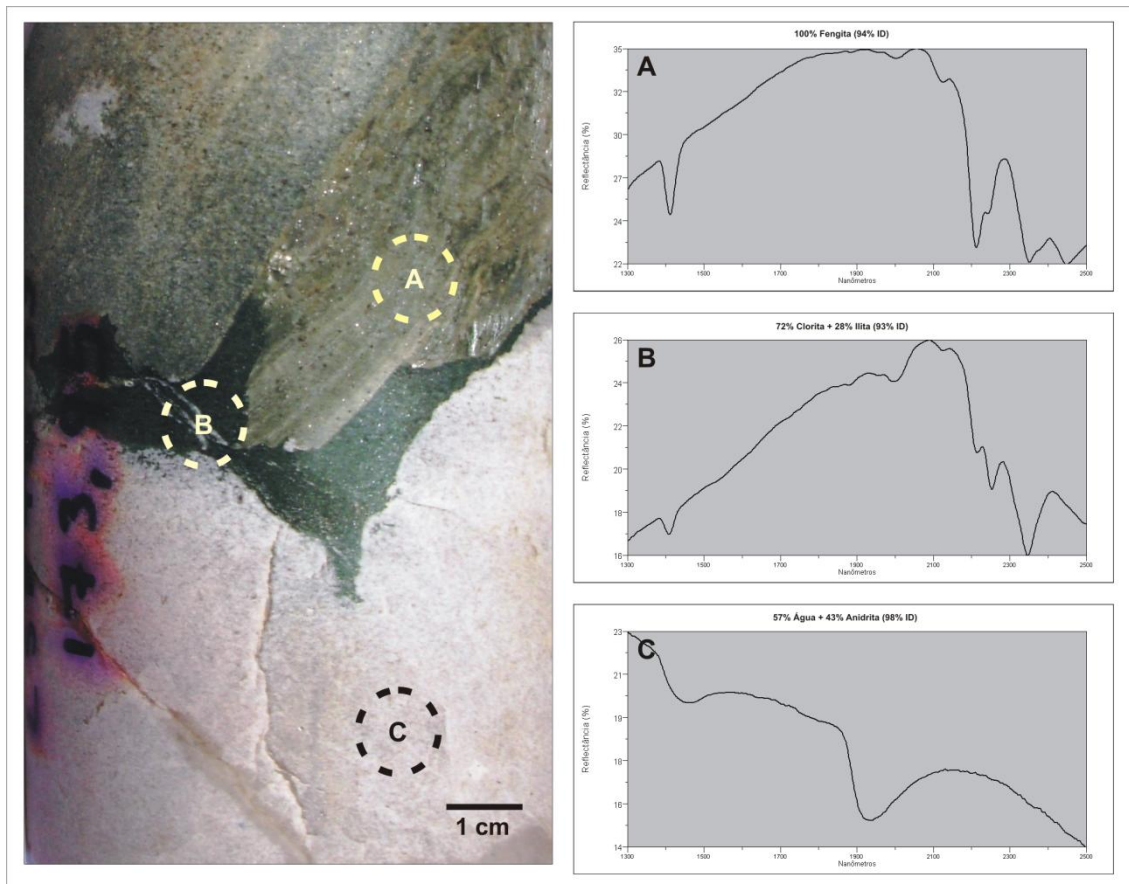


Figura 4.18 – Espectros de refletância obtidos a partir da análise de minerais formados a partir da alteração metassomática provocada pela colocação de um veio de quartzo (A) Espectro de refletância de fengita (94% de confiabilidade), caracterizada pela coloração verde clara; (B) Espectro de refletância da mistura de clorita, com coloração verde escura (72%) e illita, em pequenas vênulas brancas (28%), com 93% de confiabilidade; (C) Espectro de refletância do veio de quartzo, indicando a composição de água e anidrita (98% de confiabilidade).

5. CARACTERIZAÇÃO DO MINÉRIO DE FERRO DA SERRA DO SAPO

5.1. INTRODUÇÃO

A presença de formações ferríferas bandadas em diversas unidades de baixo grau metamórfico descritas na borda leste da Serra do Espinhaço confere a essa região elevado potencial para depósitos de minério de ferro. Os pacotes de formação ferrífera bandada das formações Itapanhoacanga e Serra do Sapo afloram como duas faixas paralelas, que se estendem desde a região do Serro até Conceição do Mato Dentro (**Figura 5.1**). Devido a essa continuidade física, diversos pesquisadores consideraram que essas seqüências representariam a continuidade para norte do Supergrupo Minas do Quadrilátero Ferrífero (e.g. Assis, 1982; Uhlein, 1982; Dossin, 1985). Apesar dos extensos afloramentos das duas unidades, os estudos elaborados da região indicam que os depósitos relacionados à Formação Serra do Sapo têm maior potencial econômica (Vilela & Santos, 1983; Dossin, 1985, Lima, 2009).

Vilela & Santos (1983) e Dossin (1985) concentraram seus estudos no depósito de minério de ferro da Serra da Serpentina, onde predominam amplamente formações ferríferas de fácies óxido, com ocorrências locais de fácies óxido/carbonato. Essas formações ferríferas foram classificadas como do tipo Superior, ainda que intercalações magmáticas tenham sido observadas, e os teores médios não ultrapassam 42% de Fe. Lentes de hematita, descontínuas e com pequena espessura, constituem os verdadeiros corpos de minério, com teores máximos de 65% de Fe.

Por sua vez, Lima (2009) efetuou estudos de inclusões fluidas em hematita e quartzo provenientes do minério de ferro da Serra do Sapo, onde caracterizou os fluidos que atuaram durante o processo de mineralização das formações ferríferas. A autora identifica três gerações de hematita, com as duas primeiras tendo sido geradas durante o processo metamórfico, com a última geração tendo seu crescimento condicionado a fluidos responsáveis pela gênese de veios de quartzo que cortam as gerações anteriores.

Na Serra do Sapo, o minério de ferro amostrado apresenta teores médios de 65% de Fe, e ocorre na forma de corpos lenticulares hospedados nas formações ferríferas bandadas. Essas formações ferríferas constituem o protólito do minério de ferro, com teores médios de 35% de Fe, e correspondem a itabiritos típicos. A definição de minério de ferro é atualmente determinada por fatores econômicos e por tradição. Por exemplo, nos depósitos de Mount Tom Price e Paraburdoo (Austrália), o minério de ferro com alto teor apresenta teores maiores que 60% Fe; no Quadrilátero Ferrífero adota-se o teor de corte de 62% Fe, enquanto em Carajás esse valor é de 64% Fe; na região do Lago Superior, o minério de ferro não atinge 60% Fe (Hagemann *et al.* 2008). Na Serra do Sapo foi adotado o teor de 40% Fe para o limite entre o itabirito e o minério de ferro, que foi posteriormente subdividido em minério de alto teor (maiores que 60% Fe). Essa classificação foi baseada, além de parâmetros geoquímicos, em variações na composição mineralógica e nas características petrofísicas do minério analisado.

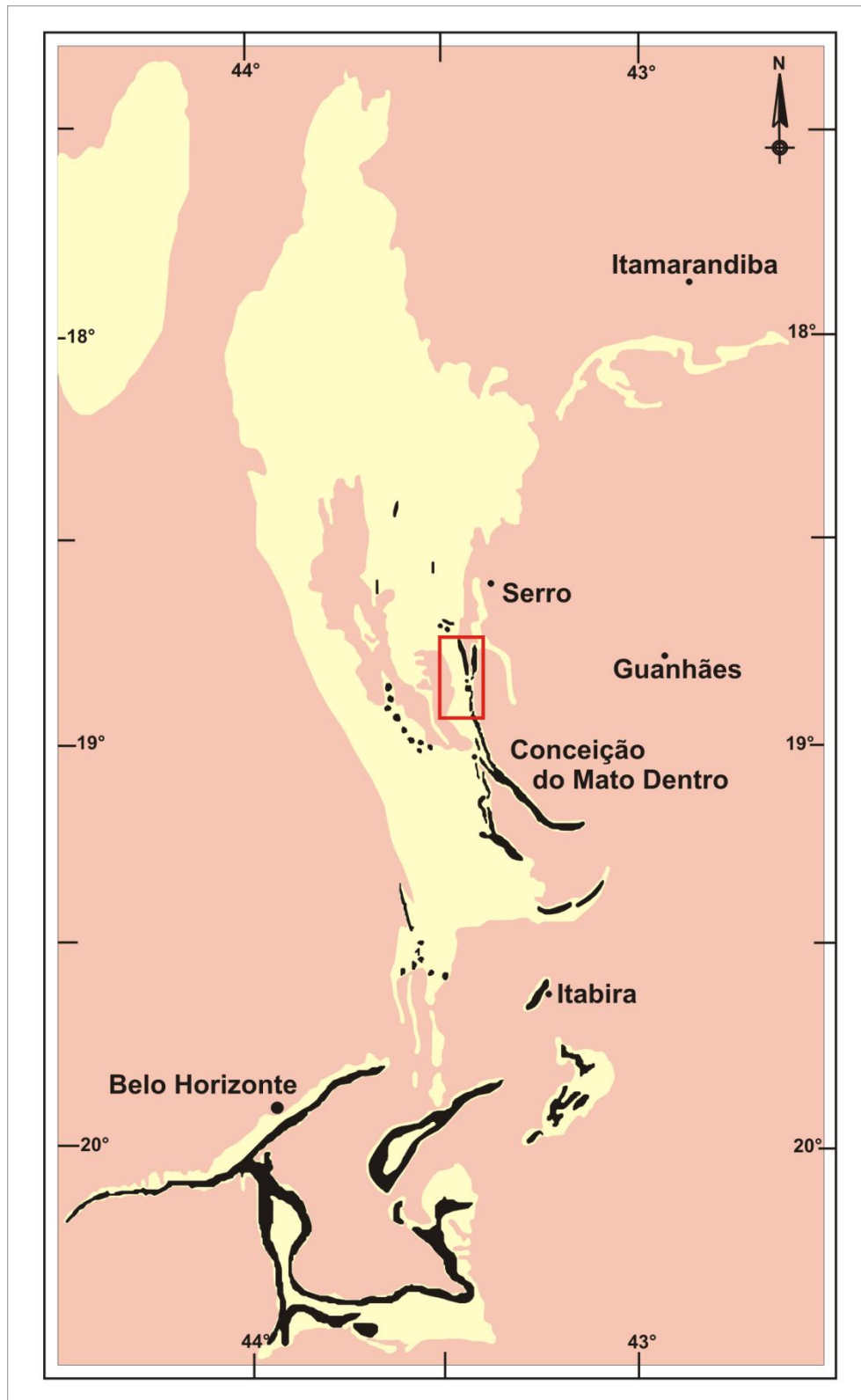


Figura 5.1 – Mapa geológico esquemático da Serra do Espinhaço Meridional e Quadrilátero Ferrífero (em amarelo), com destaque para as seqüências com formações ferríferas bandadas (em preto). O polígono vermelho destaca a localização aproximada da Serra do Sapo (Modificado de Herrgesell, 1984).

5.2. MINERALOGIA E PETROGRAFIA DO MINÉRIO DE FERRO

As formações ferríferas bandadas da Serra do Sapo pertencem principalmente à fácies óxido, com ocorrência subordinada de itabiritos dolomíticos, caracterizando uma fácies óxido-carbonato. Intercalados a essas formações ferríferas ocorrem corpos de minério de ferro com elevado teor, que são recobertos por uma espessa canga ferruginosa, produto de processos intempéricos superficiais, constituída por fragmentos e blocos de itabirito cimentados por limonita.

5.2.1. ITABIRITOS

Correspondem a itabiritos típicos, segundo a definição de Dorr & Barbosa (1963), que empregam o termo para designar uma formação ferrífera de fácies óxido, metamórfica, laminada, na qual as bandas de *chert* originais foram recristalizadas em quartzo granular, e o ferro ocorre como hematita, magnetita ou martita. Os itabiritos da Serra do Sapo são, em geral, pouco deformados, com o seu bandamento composicional preservado, e constituem extensos afloramentos de rocha compacta (**Figura 5.2**).

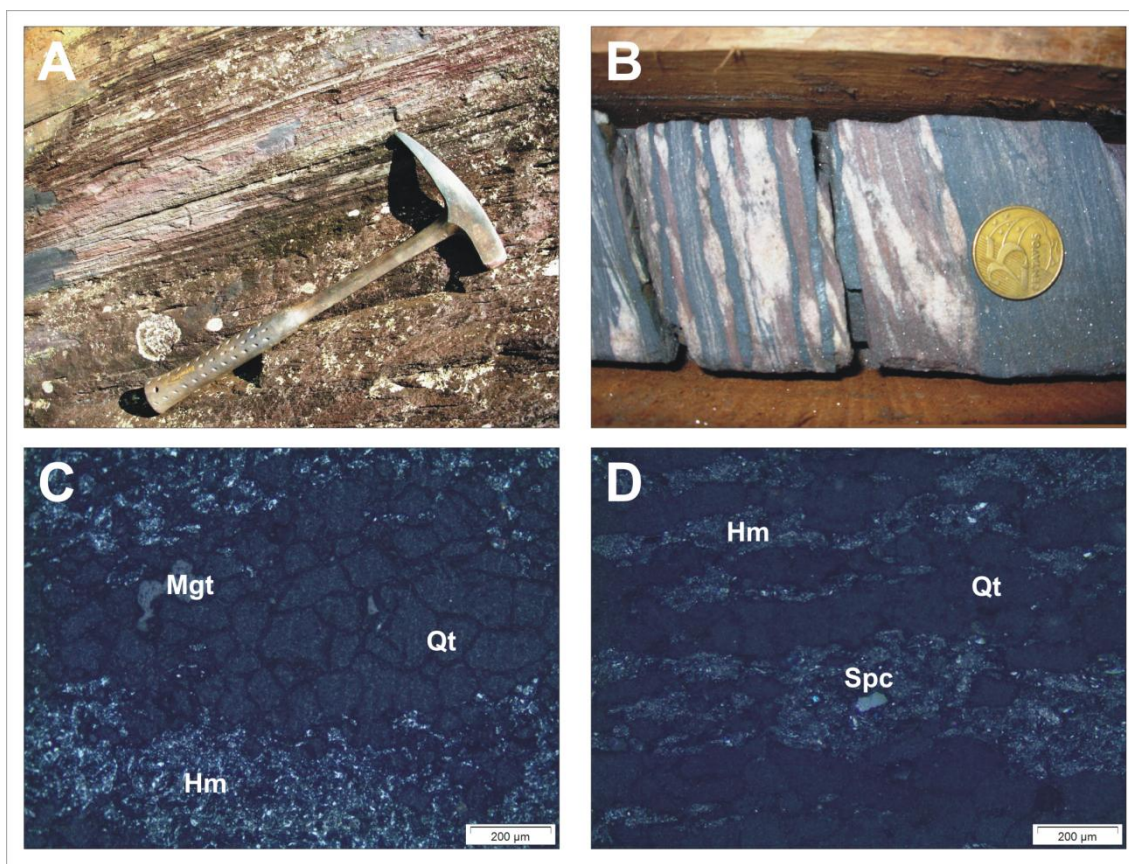


Figura 5.2 – (A) Afloramento de hematita compacta, associado com os itabiritos; (B) Bandamento composicional entre sílica e hematita preservado; (C) Fotomicrografia da intercalação entre hematita (Hm) e quartzo (Qt) recristalizado, com cristal de magnetita (Mgt) associado (D) Palheta de especularita (Spc) em meio a hematita (Hm) iridescente - luz refletida (aumento de 10x).

O mineral de ferro predominante é a hematita, embora magnetita posterior possa ser observada. A hematita ocorre como cristais especulares, em geral orientados, ou como cristais anédricos e agregados maciços. As relações texturais sugerem mais de uma geração de hematita, porém não foi possível determinar uma sucessão entre as diferentes gerações. O teor médio de Fe nessas rochas é de 35%, não ultrapassando os 40% de Fe, o que indica que seja o protólito do minério que se encontra associado.

Itabiritos dolomíticos ocorrem localmente na Serra do Sapo, e assemelham-se às rochas do fácies óxido-carbonato descritas por Dossin (1985) na Serra da Serpentina. Não afloram, sendo encontradas apenas em furos de sondagem, e caracterizam-se pela coloração avermelhada do bandamento de óxidos de ferro e carbonato, em geral muito deformado. Diferentemente dos itabiritos dolomíticos descritos por Dossin (1985), que apresentam grande quantidade de magnetita, nesses o óxido de ferro presente é a hematita, muitas vezes na forma de cristais especulares; o carbonato é constituído por dolomita, não tendo sido reconhecido nas amostras algum carbonato de ferro, como siderita ou ankerita (**Figura 5.3**).

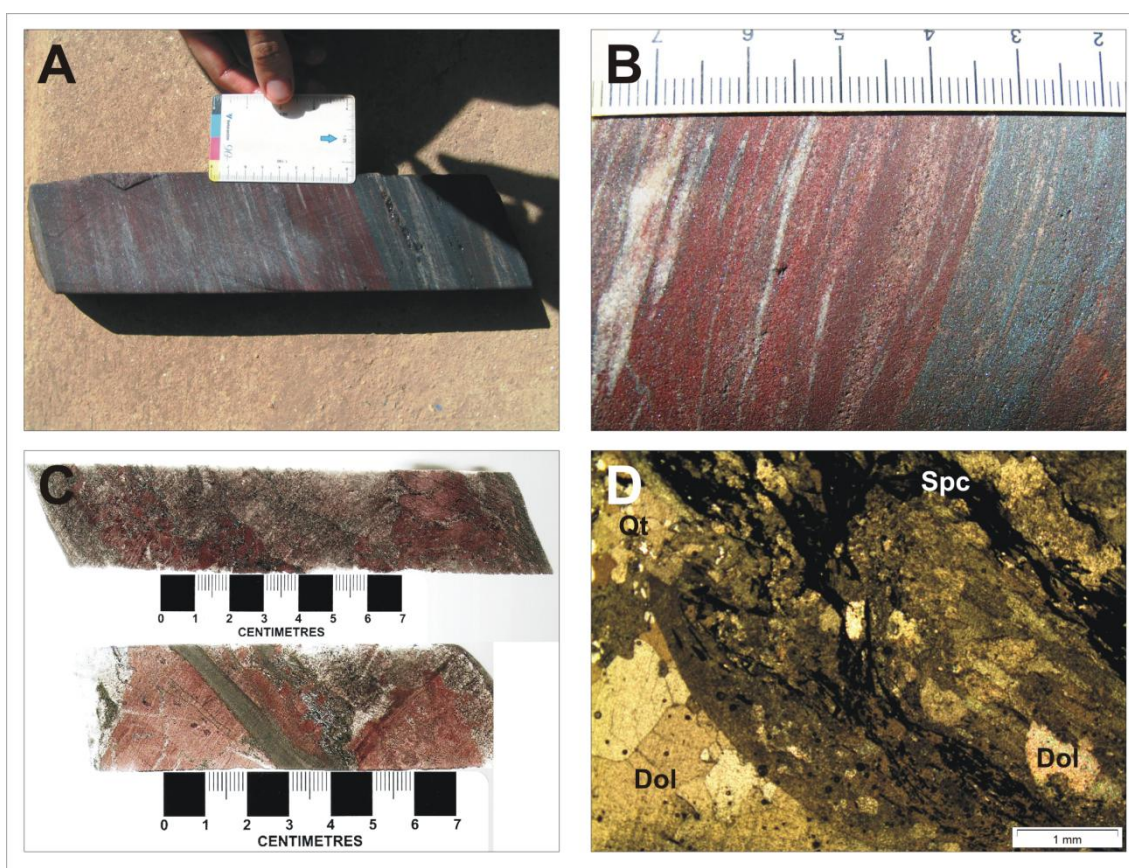


Figura 5.3 – (A) Itabirito dolomítico encontrado em furos de sondagem na Serra do Sapo, caracterizado pela alternância de óxidos de ferro e carbonato; (B) Detalhe da intercalação entre níveis de hematita e dolomita, com bandas de sílica subordinadas; (C) Amostras que apresentam maior deformação, com o bandamento rompido e a presença de especularita. (D) Cristais especulares de hematita (Spc), bordejando fragmentos de dolomita (Dol), com quartzo microcristalino (Qt) – nicóis cruzados (aumento de 2,5x).

5.2.2. ITABIRITO RICO

Ocorre associado ao itabirito, e é caracterizado pela maior deformação, o que freqüentemente oblitera sua estrutura bandada, e reduz a sua tenacidade. Possui coloração cinza-azulada, e sua composição mineralógica é semelhante à observada nos itabiritos, havendo, entretanto um predomínio maior de óxidos de ferro em relação à sílica, que parece ter sido segregada. Seus afloramentos são extensos, com dobramentos e estruturas de fluxo, que marcam a transição entre itabiritos pouco deformados e as zonas de cisalhamento que caracterizam as frentes de empurrão da Serra do Sapo.

Apresenta enriquecimento em relação aos itabiritos, com teores de Fe entre 40-60%. A hematita é o constituinte principal, com especularita e magnetita sendo mais freqüentes do que nos itabiritos (**Figura 5.4**).

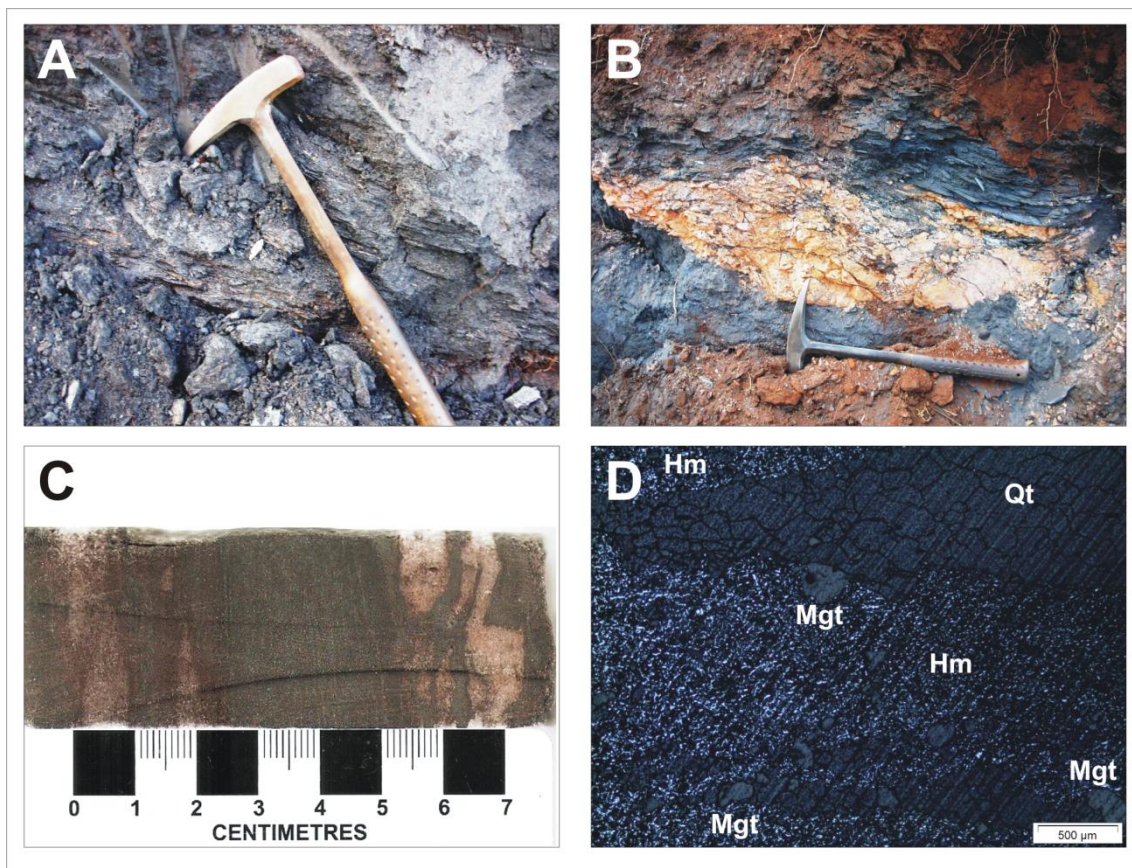


Figura 5.4 – (A) Corpo de itabirito rico, originado a partir dos itabiritos a que está associado, e que ainda preserva parte do seu bandamento original; (B) Coloração cinza-azulada típica desse itabirito, com quartzo recristalizado em conjunto com especularita, após segregação da sílica em função do processo de deformação; (C) Bandamento de quartzo recristalizado, dobrado e rompido, indicando a maior deformação dessas seqüências. (D) Fotomicrografia de uma banda de hematita (Hm), intercalada com quartzo microcristalino (Qt), onde se observa cristais anédricos de magnetita no contato do bandamento – luz refletida (aumento de 4x).

5.2.3. MINÉRIO DE ALTO TEOR (HEMATITO)

Com teor médio de 65% de Fe, o minério de ferro de alto teor da Serra do Sapo constitui pequenos corpos lenticulares de hematita friável, associados às zonas de cisalhamento que interceptam os pacotes de itabirito e de hematita compacta. Esses corpos são descontínuos, e podem ser caracterizados como ultramilonitos das formações ferríferas bandadas. Sua mineralogia se diferencia pelo baixo teor de quartzo e pelo substancial aumento da quantidade de especularita, o que confere ao minério um brilho típico. Ocorrem associados a veios de quartzo, também com especularita, e fragmentos de limonita, pois embora seus afloramentos sejam raros, em furos ocorrem próximos à superfície, onde desenvolvem uma cobertura de canga (**Figura 5.5**).

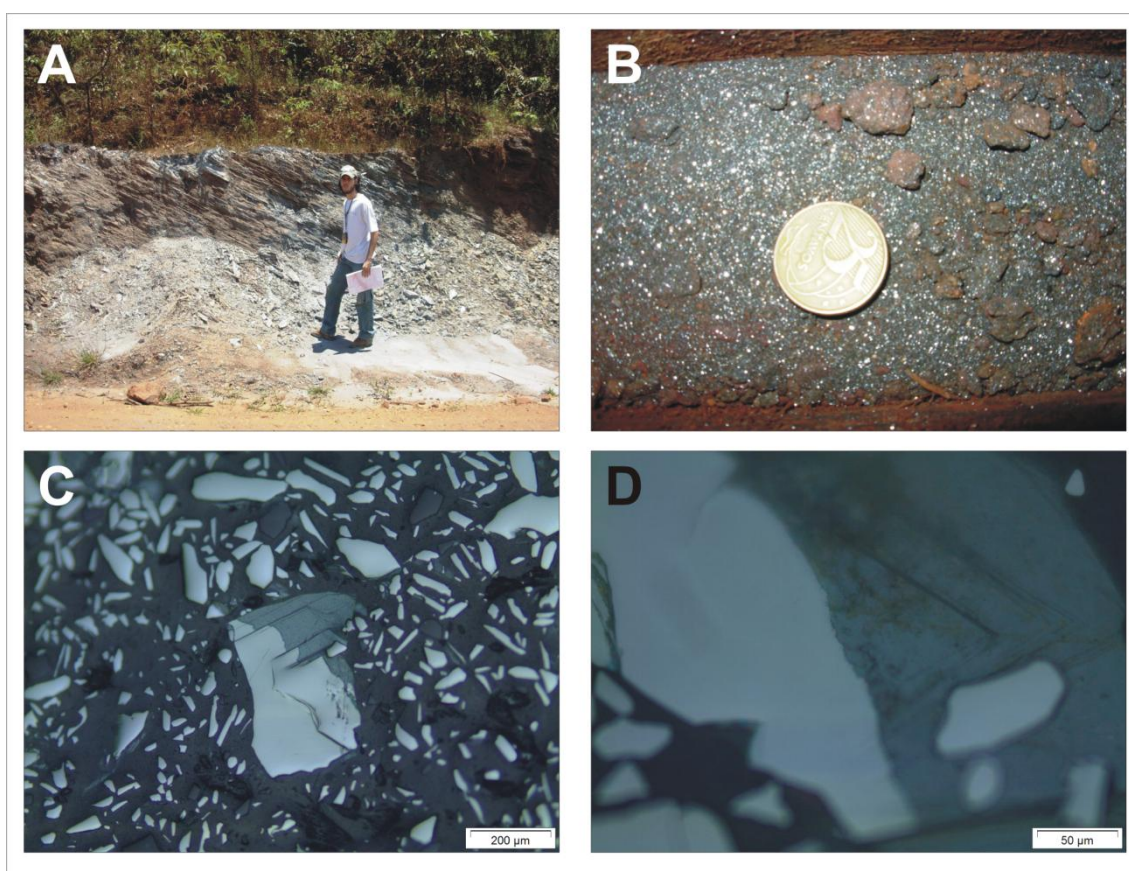


Figura 5.5 – (A) Afloramento de minério de ferro friável, no ponto em que a estrada MG-010 contorna a Serra do Sapo (coordenada UTM: 7903694N/6668017E); (B) Minério de ferro recuperado em furo de sondagem realizado na Serra do Sapo, com fragmentos de canga (coordenada UTM: 7903694N/668017E) – profundidade de 10 metros; (C) Microfotografia de placas de hematita com a recrystalização nas bordas de especularita – luz refletida (aumento de 10x). (D) Detalhe da fotomicrografia anterior, em que se observam figuras triangulares de crescimento da especularita na borda da hematita – luz refletida (aumento de 40x).

5.3. CARACTERIZAÇÃO GEOQUÍMICA DO MINÉRIO DE FERRO

O principal objetivo da análise geoquímica dos itabiritos da Serra do Sapo foi caracterizar o seu ambiente deposicional e os processos diagenéticos envolvidos na origem das formações ferríferas bandadas, assim como as alterações promovidas pelos processos posteriores de enriquecimento do minério de ferro.

Foram analisadas 40 amostras para rocha total, em ICP-ES (*Inductively Coupled Plasma Emission Spectrometer* – Espectrômetro de emissão com fonte de plasma indutivamente acoplado) e ICP-MS (*Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometer* – Espectrômetro de massa com plasma indutivamente acoplado). A caracterização do minério baseou-se em dados químicos de elementos maiores, menores e traços em rocha total. Todas as análises químicas foram realizadas na *ACME Analytical Laboratories Ltda* em Vancouver, Canadá.

Os dados geoquímicos de rocha total são apresentados de acordo com os três grupos de minério de ferro apresentados anteriormente, comparando-os entre si, e buscando o entendimento de aspectos sedimentológicos e pós-deposicionais.

5.3.1. ELEMENTOS MAIORES E ELEMENTOS TRAÇOS

A principal característica química das amostras analisadas é uma substancial concentração de ferro e sílica, em detrimento dos demais elementos, o que indica a ausência de contaminação durante os processos deposicionais. O padrão dos elementos maiores evidencia o processo de enriquecimento em Fe e a correspondente perda de SiO₂ dos itabiritos para o minério de ferro. Os outros elementos em que há maior concentração no minério de alto teor e no itabirito rico em relação aos itabiritos são MnO, TiO₂, Al₂O₃ e voláteis (esses dois últimos possivelmente em função de processos intempéricos). No caso do MgO, K₂O e do P₂O₅, o itabirito e o minério de alto teor apresentam concentrações semelhantes, havendo enriquecimento desses elementos apenas no minério de ferro. O CaO e Na₂O são praticamente ausentes nos três tipos de minério analisados.

Com relação aos elementos traço, todas as amostras apresentam o mesmo comportamento geoquímico, com pequeno enriquecimento relativo no minério de ferro em relação ao itabirito. Quanto normalizados ao condrito (Sun & McDonough, 1989), destacam-se as anomalias positivas de Ba, U, Th. As baixas concentrações são representadas pelo Cs, Rb, Pb, Sr, e principalmente o Zn, Cu e Ni em relação ao condrito (**Figura 5.6**).

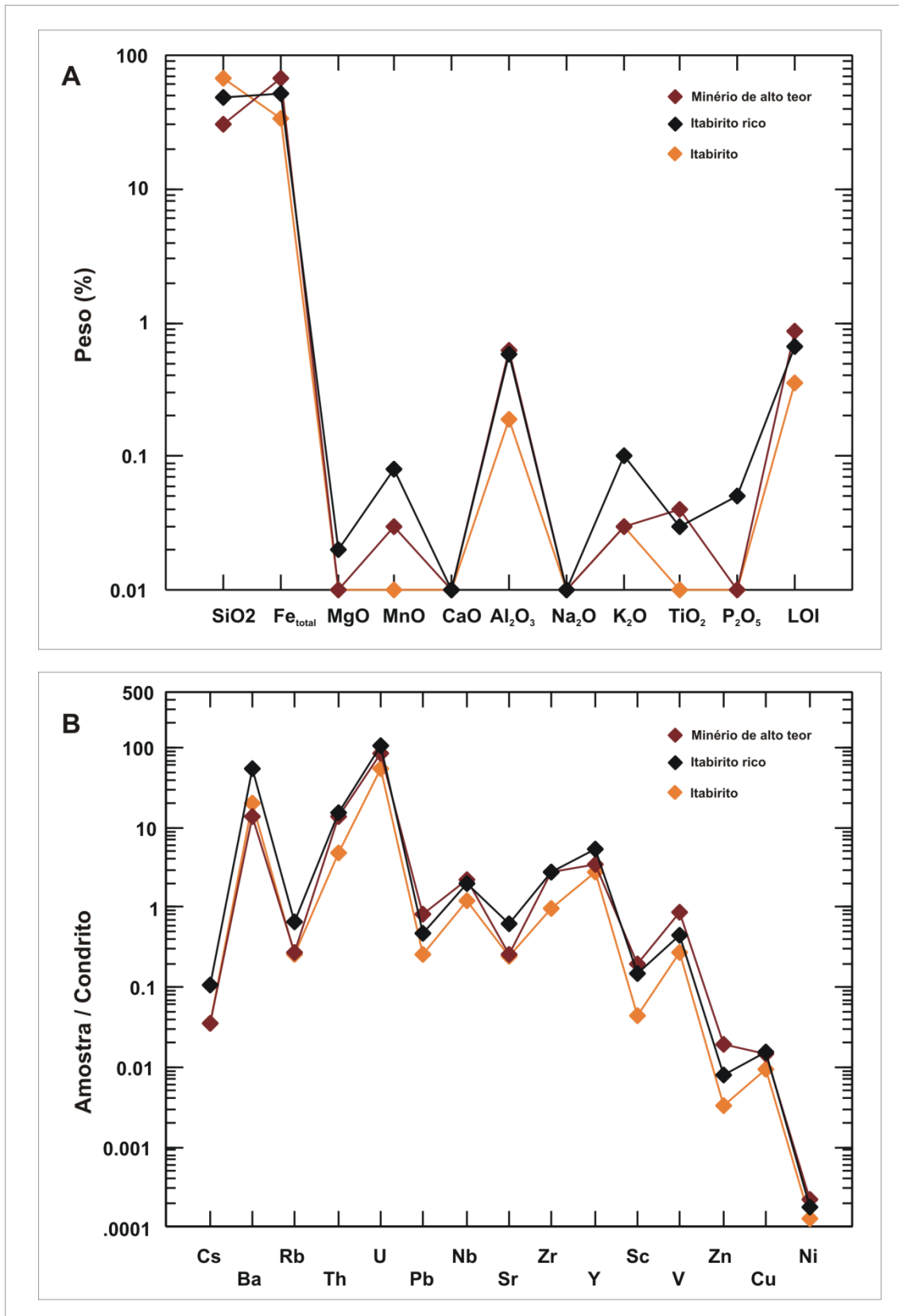


Figura 5.6 – (A) Valores médios de análises químicas das formações ferríferas da Serra do Sapo para elementos maiores (Itabiritos: 8 amostras, Minério de ferro: 13 amostras; Minério de alto teor: 6 amostras). (B) Valores médios de elementos traços, normalizados para o condrito (Sun & McDonough, 1989).

5.4. CARACTERIZAÇÃO FÍSICA DO MINÉRIO DE FERRO

A aplicação de métodos geofísicos na caracterização de formações ferríferas ainda é pouco difundida. Killeen (1979) classifica diferentes tipos de rochas em função da sua concentração em radioelementos, e embora não discrimine formações ferríferas bandadas, apresenta um intervalo de valores para rochas sedimentares químicas (K= 0,02 - 8,4 %; U= 0,03 – 26,7 ppm; Th= 0,03 – 132,0 ppm). Boyle (1982) apresenta teores médios de U e Th para formações ferríferas bandadas (respectivamente 2,0 ppm e 3,0 ppm). Bubner *et al.* (2003) apresentam um sumário de propriedades físicas de diferentes tipos de minério de ferro e suas formações ferríferas associadas, estudadas na região de Middleback Ranges, Austrália (**Tabela 5.1**).

Tabela 5.1 – Propriedades físicas de formações ferríferas da Austrália (Bubner *et al.* 2003).

Susceptibilidade Magnética		
Litologia	Intervalo	Ocorrência
Quartzito hematítico	1,63 - 1684 x 10 ⁻³ SI	Middleback Ranges
Jaspilito	17,6 - 2111 x 10 ⁻³ SI	Middleback Ranges
Formação Ferrífera com magnetita	1634 x 10 ⁻³ SI	Middleback Ranges
Jaspilito hematítico	6,3 - 12,6 x 10 ⁻³ SI	Middleback Ranges
Minério de ferro (com magnetita)	4,4 - 2111 x 10 ⁻³ SI	Iron Duke
Minério de ferro hematítico	30,2 - 52,8 x 10 ⁻³ SI	Middleback Ranges
Minério de ferro hematítico	1,0 - 10,0 x 10 ⁻³ SI	Middleback Ranges
Densidade		
Litologia	Intervalo	Ocorrência
Minério de ferro hematítico	4,0 g/cm ³	Middleback Ranges
Jaspilitos e magnetitos	3,3 g/cm ³	Middleback Ranges
Formação Ferrífera	2,7 - 4,1 g/cm ³	Middleback Ranges
Minério de ferro hematítico	3,3 - 5,0 g/cm ³	Middleback Ranges
Resistividade		
Litologia	Intervalo	Ocorrência
Minério de ferro hematítico	70 - 250 Ω.m	Iron Duke
Minério de ferro (com magnetita)	100 - 6000 Ω.m	Iron Duke

Para a caracterização petrofísica das formações ferríferas da Serra do Sapo foram utilizados os métodos de gamaespectrometria e magnetometria. Os dados foram obtidos a partir da medição de radiação gama e susceptibilidade magnética em testemunhos de sondagem, com espaçamento regular entre medidas de 1 metro, totalizando aproximadamente 250 amostras de diferentes litológicas. O tempo de aquisição mínimo foi de 3 minutos para os dados radiométricos e de 1 minuto para os dados de susceptibilidade magnética.

Os dados obtidos foram correlacionados com dados geológicos e geoquímicos disponíveis para os testemunhos analisados. Os dados geoquímicos utilizados correspondem a análises para elementos maiores do teor médio de cada 5 metros de testemunho. Dessa forma, para cada dado geoquímico disponível correspondem cinco dados geofísicos. Na descrição geológica, não houve separação entre os tipos de minério, havendo apenas a separação entre itabirito e minério de ferro (**Figuras 5.7 e 5.8**).

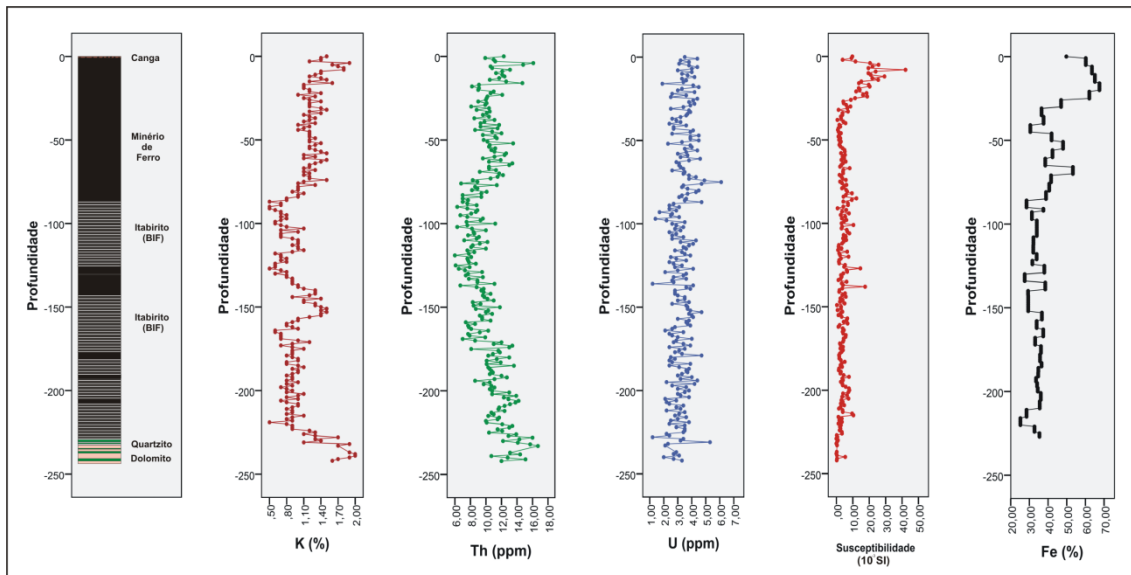


Figura 5.7 – Log de testemunho de sondagem em que são descritos níveis de minério de ferro friável intercalados com itabirito compacto, e suas respectivas contagens para K (%), U (ppm), Th (ppm), susceptibilidade magnética (SI) e teor médio de Fe (%) - coordenada UTM: 7906200N/666803E – (profundidade total: 243 metros).

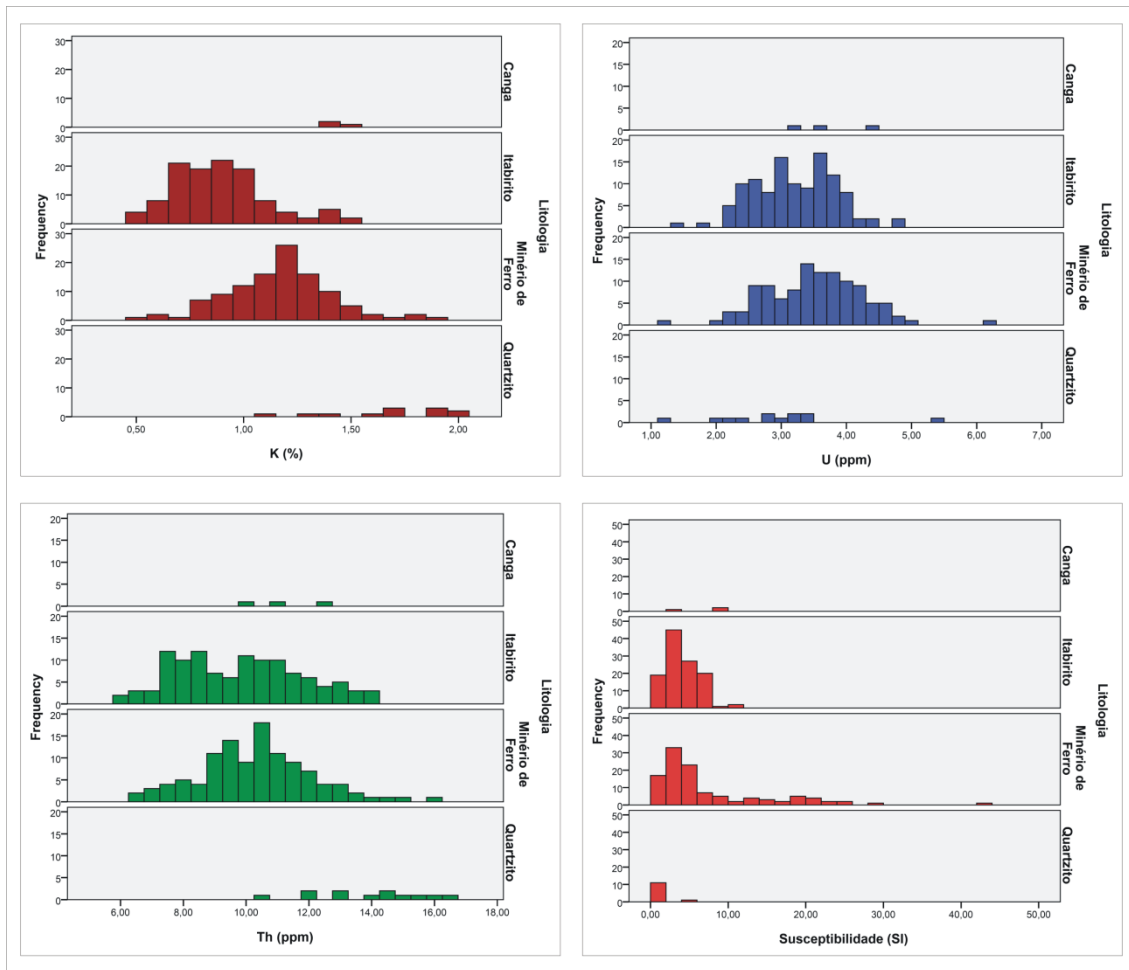


Figura 5.8 – Histogramas de freqüências para os dados geofísicos, separados pela litologia correspondente.

Os dados obtidos para o itabirito abrangem valores de K entre 0,50 - 1,50%; Th: 6,0 – 14,20 ppm; U: 1,4 – 4,70 ppm; susceptibilidade magnética: $0,30 - 10,40 \times 10^{-3}$ SI. Para o minério de ferro, os intervalos obtidos foram: K: 0,50 – 1,90%; Th: 6,50 – 16,10 ppm; U: 1,20 – 6,10 ppm; susceptibilidade magnética: $0,20 - 42,10 \times 10^{-3}$ SI.

Na **Figura 5.9 (a) e (b)** são apresentados gráficos de correlação entre potássio e susceptibilidade magnética, e entre urânio e susceptibilidade magnética para as litologias descritas nos testemunhos de sondagem. Valores anormalmente positivos para essas variáveis, quando associados, são interpretados como possíveis indicadores de processos hidrotermais, associados a diversos tipos de mineralizações (e.g. Pires, 1995; Airo, 2002). O gráfico para minério de ferro apresenta pequena dispersão dos dados devido ao aumento da susceptibilidade, com relativo incremento no teor dos radioelementos, o que não se observa nos dados referentes ao itabirito, o que pode ser atribuído a um processo de enriquecimento responsável pela presença, por exemplo, de magnetita recristalizada. Dessa forma, enquanto os dados geoquímicos caracterizam um processo hidrotermal na gênese das formações ferríferas bandadas, os dados geofísicos sugerem um segundo evento, mais recente, relacionado ao metassomatismo dessas rochas, e responsável pela origem do minério de ferro.

Porém é possível observar nos gráficos de correlação que uma quantidade considerável de amostras descritas como minério de ferro apresenta comportamento idêntico aos dados do itabirito. Isso pode ser motivado por alguma dessas razões: a) Houve enriquecimento nessas amostras, porém os processos envolvidos não alteraram a sua característica geofísica original, relacionada ao protólito itabirítico; b) não houve enriquecimento nessas amostras, e elas corresponderiam apenas a itabiritos que foram fragmentados, porém sem alteração no seu teor de ferro; c) os parâmetros geofísicos escolhidos não se aplicam ao processo mineralizador e, portanto seriam incapazes de separar o protólito do minério, com as amostras de elevada susceptibilidade podendo ser atribuídas a outra origem, que não os itabiritos.

Para verificar a correlação entre esses parâmetros geofísicos e o processo de enriquecimento dos itabiritos, os dados foram correlacionados com os teores de minério de ferro (**Figura 5.9c e 5.9d**). Esse procedimento confirma que há correlação entre o processo de enriquecimento em ferro com o aumento da resposta geofísica, o que valida a utilização dessas variáveis, principalmente a susceptibilidade magnética. É possível observar que parte das amostras descritas como minério de ferro não foram enriquecidas, mantendo teores abaixo de 40% de Fe. Com o aumento dos teores, ocorre o aumento da susceptibilidade e na quantidade dos radioelementos. O aumento da susceptibilidade é gradual e com menor intensidade até teores de ferro próximos a 60%, quando então as amostras de minério com alto teor se destacam. Com relação ao enriquecimento em potássio, observa-se que embora as amostras de itabirito sejam em média menos enriquecidas, o espectro de teores encontrados nessa rocha é comparável ao observado no minério de ferro sem, entretanto, ter ocorrido o enriquecimento. Isso sugere que apenas a presença de fluidos não foi suficiente para promover o enriquecimento do minério, havendo a necessidade de outro fator no processo, o que pode ser atribuído à tectônica.

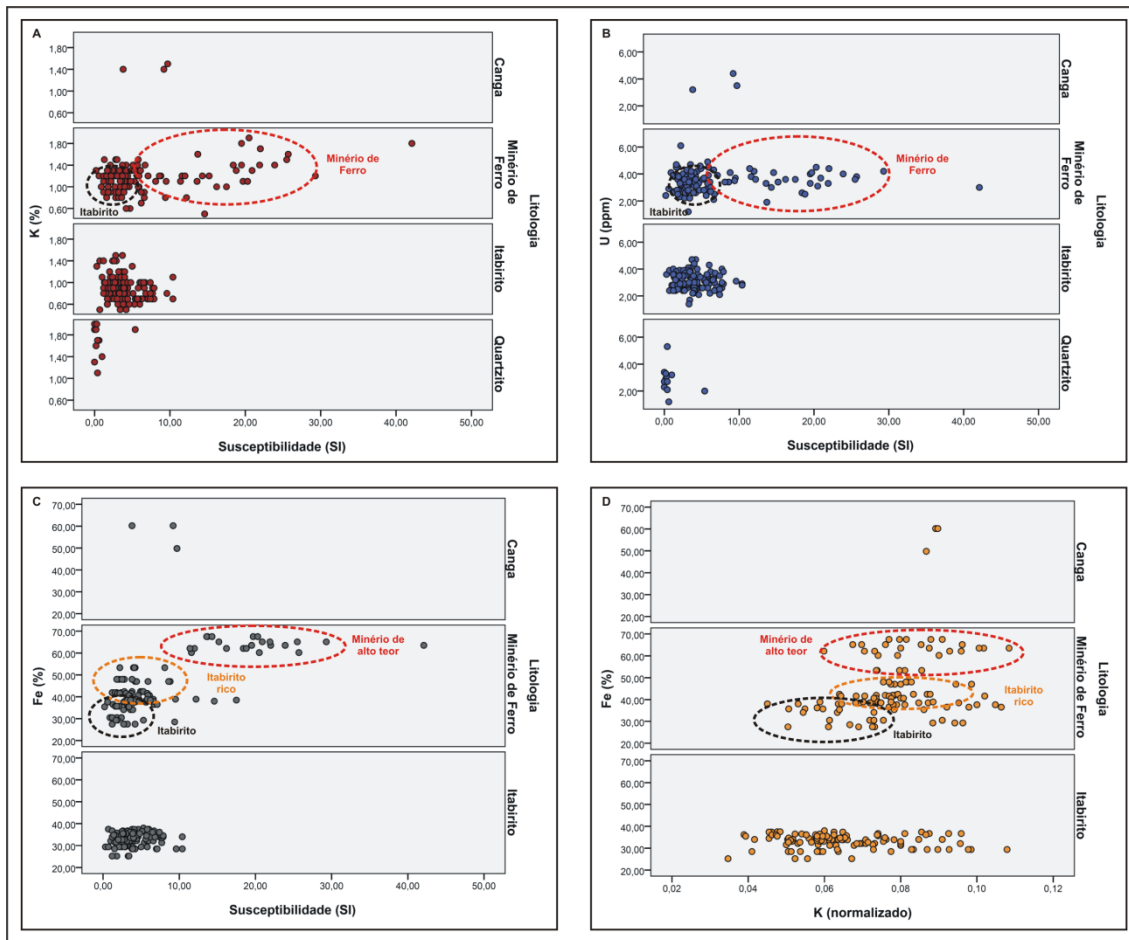


Figura 5.9 – (A) Gráfico de correlação entre potássio e susceptibilidade magnética; (B) Gráfico de correlação entre urânio e susceptibilidade magnética; (C) Correlação entre o aumento dos teores de Fe e o aumento da susceptibilidade no minério de ferro, permitindo a sua separação do itabirito; (D) Correlação entre os teores de Fe com o K (normalizado pela concentração total de radioelementos na amostra).

Para melhor caracterização das propriedades físicas do minério de ferro, os dados geofísicos foram submetidos a uma classificação não-supervisionada, onde se utilizou o algoritmo *K-means*, que fornece uma classificação baseada em análises e comparações entre os valores numéricos dos próprios dados, sem nenhuma supervisão ou pré-classificação. Por apresentarem grandezas diferentes (% , PPM, SI), os dados foram apenas padronizados pelas suas respectivas médias e desvios padrões, o que as deixa centradas em zero e com variâncias iguais a 1. Foram determinadas 4 classes, em função das características geológicas, onde se esperava classificar separadamente os metassedimentos da base, os itabiritos e dois tipos de minério, o que foi obtido no resultado da classificação (**Figura 5.10**). A correlação entre a classificação não supervisionada e a geologia é apresentada na **Figura 5.11**.

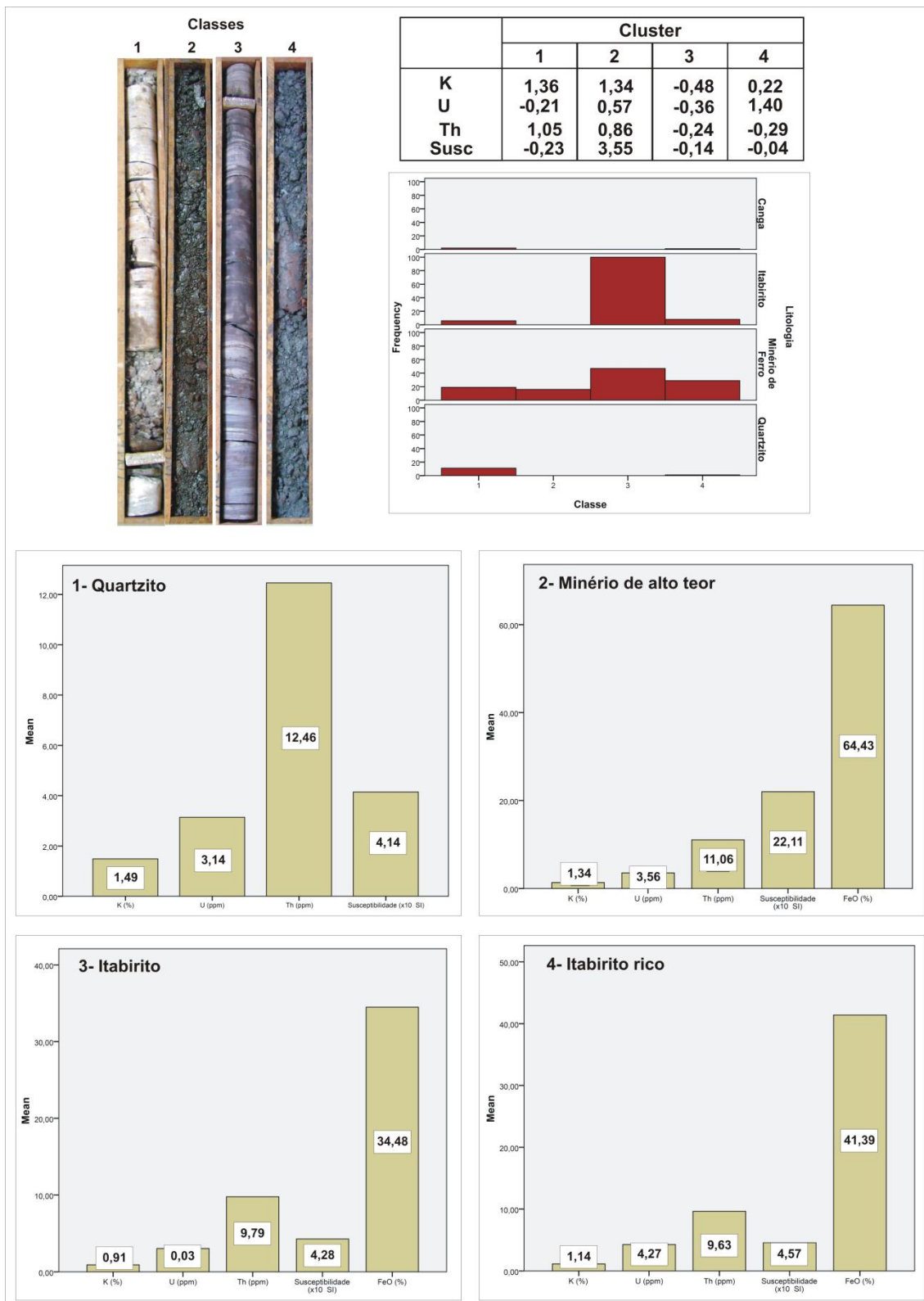


Figura 5.10 – Classificação não supervisionada dos dados geofísicos, em que foram obtidas quatro classes. O histograma de freqüências indica a maior correlação entre as classes obtidas e a geologia, permitindo a separação das classes em: 1° - Quartzitos; 2° Minério de alto teor; 3° Itabritos; 4° Itabrito rico. Os histogramas na área inferior apresentam os teores médios das variáveis geofísicas para cada classe obtida.

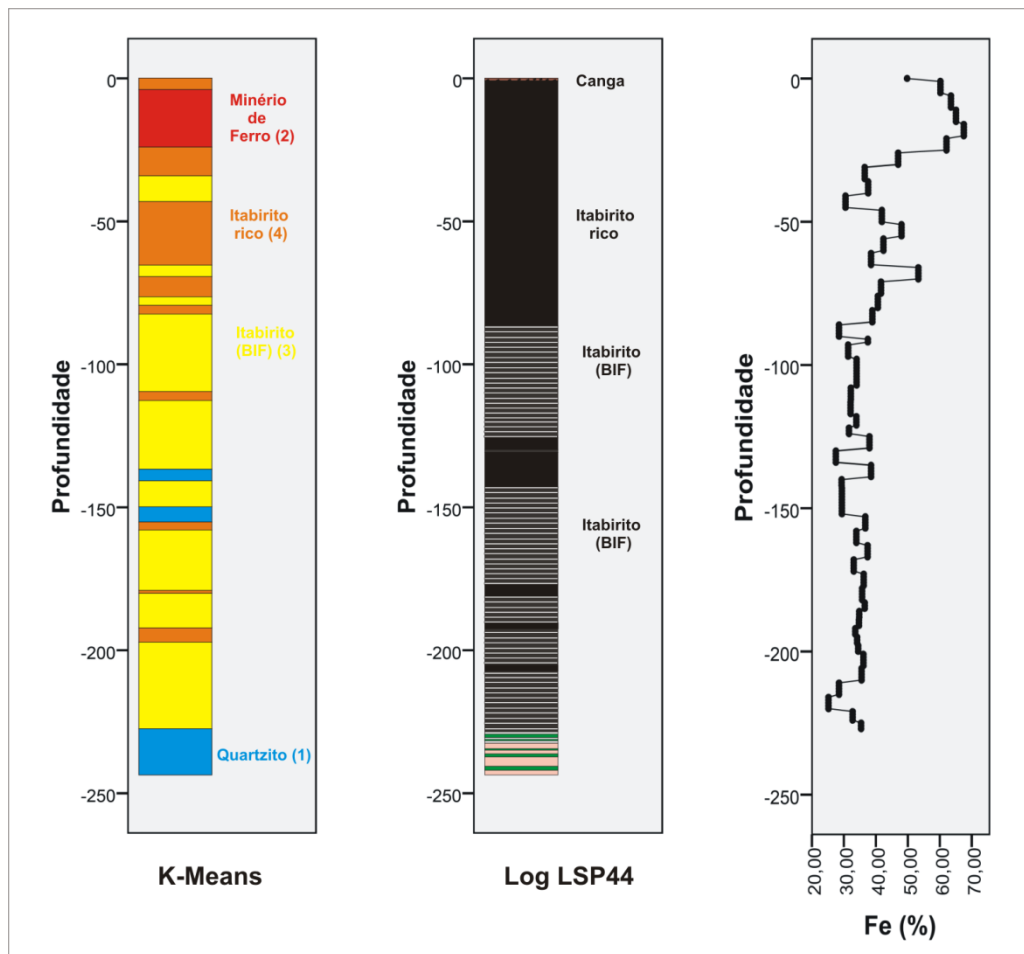


Figura 5.11 – Correlação entre a classificação não-supervisionada dos dados geofísicos e a variação geológica ao longo do testemunho, com os teores de Fe associados.

As classes obtidas atribuem os maiores teores de potássio para os quartzitos da base de seqüência, e apresentam também os maiores teores de tório. O minério de alto teor se caracteriza pelo maior enriquecimento de potássio quando comparado com as demais formações ferríferas, e principalmente pela elevada susceptibilidade magnética, como já observado anteriormente. O minério de ferro menos enriquecido também apresenta aumento nos teores de potássio e na susceptibilidade magnética, quando comparado com o itabirito, embora em menor proporção. Entretanto a sua característica marcante é o elevado teor em urânio. O itabirito apresenta, em geral, baixos teores em todos os radioelementos e na susceptibilidade magnética, como é reconhecido para as formações ferríferas. Os elevados teores de tório no minério de alto teor podem ser atribuídos a processos supergênicos, já que essa classe predomina nos níveis mais superficiais do furo. Os processos supergênicos não parecem alterar significativamente os teores presentes na canga mineralizada. A variação das propriedades físicas em cada tipo de formação ferrífera, e sua relação com o enriquecimento em Fe e empobrecimento em sílica é apresentado na **Figura 5.12**.

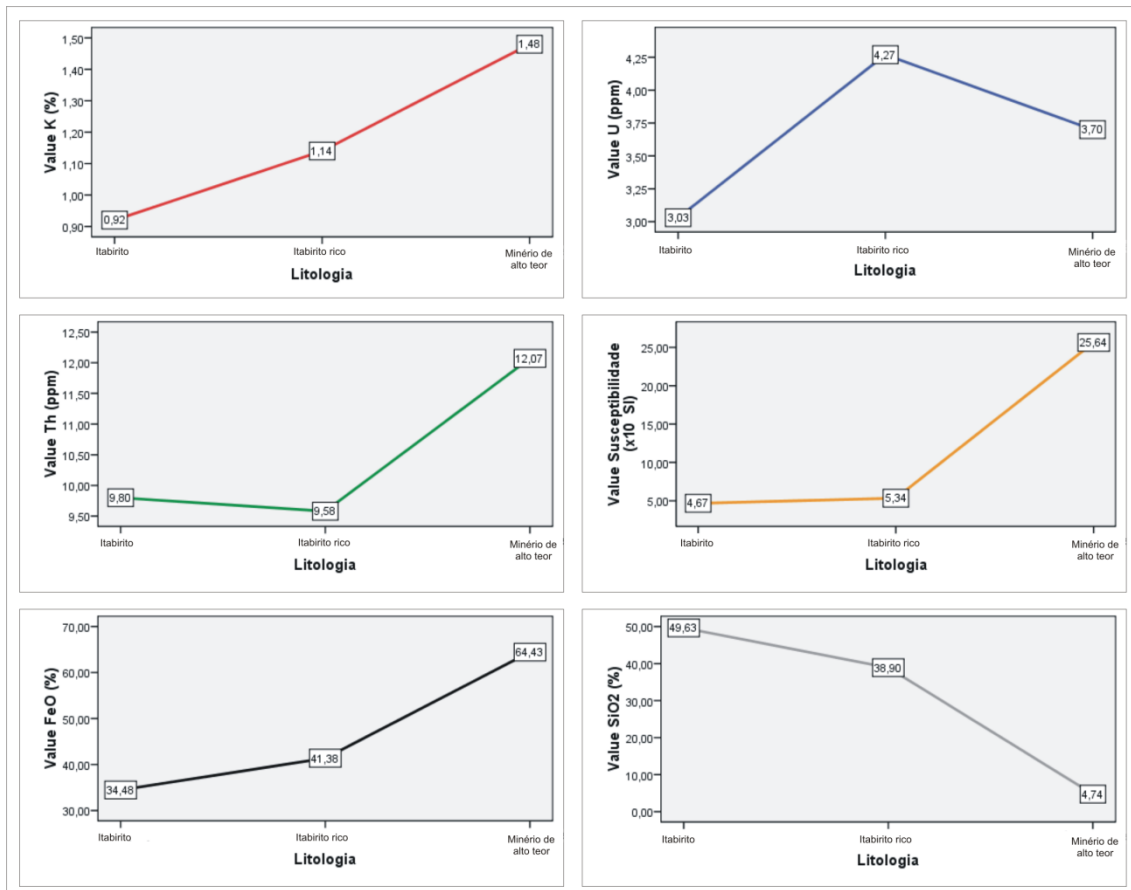


Figura 5.12 – Variação na assinatura geofísica do diferentes minérios de ferro e itabirito analisados, indicando que o enriquecimento em ferro é acompanhado pelo aumento dos teores de potássio, urânio e susceptibilidade magnética, sendo parâmetros também para a separação entre os dois tipos de minério de ferro.

6. MODELO EXPLORATÓRIO PARA MINÉRIO DE FERRO COM BASE EM DADOS AEROGEOFÍSICOS

6.1. INTRODUÇÃO

Como já mencionado no Capítulo 2, existem diferentes modelos para a gênese de depósitos de minério de ferro de elevado teor, que podem ser resumidos em três grandes grupos: modelos sin-genéticos e/ou diagenéticos; modelos hipogênicos e/ou metamórficos; e modelos supergênicos e/ou supergênicos-metamórficos. Cada um desses modelos apresenta características singulares, e o reconhecimento dessas características torna-se fundamental na elaboração de um modelo exploratório bem sucedido (Dalstra & Flis, 2008).

Entre os maiores avanços atingidos nos últimos anos na exploração de minério de ferro está a utilização de técnicas geofísicas, que incluem a magnetometria, a gravimetria, os métodos elétricos e a radiometria. Originalmente, o principal método geofísico utilizado na exploração de minério de ferro foi a magnetometria, devido à presença de magnetita como um mineral de minério, o que caracterizava as anomalias magnéticas como um critério exploratório. Porém, o predomínio de hematita (não magnética) em diversos depósitos levou à necessidade da utilização de outros métodos geofísicos auxiliares na exploração, como a gravimetria e os métodos elétricos. Muitas vezes esses métodos foram desenvolvidos para solucionar problemas na pesquisa de outros bens minerais, como o petróleo e os metais base, e rapidamente foram adaptados e aplicados para o minério de ferro (Flis, 2008; Dalstra & Flis, 2008).

No Brasil são registrados poucos trabalhos de exploração de minério de ferro utilizando dados geofísicos, sendo que normalmente as formações ferríferas constituem alvos secundários em modelos exploratórios elaborados para outros bens minerais. Davino (1974) utiliza dados magnetométricos terrestres na caracterização de anomalias magnéticas causadas por diferentes tipos de minério de ferro supérgenos no distrito de Itabira. Silva *et al.* (2000) utilizam métodos aéreogeofísicos de magnetometria, gamaespectrometria e eletromagnetismo, na região do Quadrilátero Ferrífero, para a caracterização das formações ferríferas tipo-Cuiabá, devido a essas rochas serem hospedeiras de importantes mineralizações auríferas. Carvalho *et al.* (2005) relatam o mapeamento de formações ferríferas na região de Itabira-Ferros através de dados aeromagnéticos, porém enfatizam o estudo em mineralizações de esmeralda associadas a rochas da seqüência vulcano-sedimentar. Braga *et al.* (2009) apresentam a correlação entre dados de aeromagnetometria e aerogradiometria gravimétrica 3D-FTG na prospecção de hematita na área do Baú-Gandarela, Quadrilátero Ferrífero.

Na elaboração de um modelo exploratório baseado em dados geofísicos, a abordagem utilizada deve consistir no processamento e realce dos dados, com ênfase no contexto geológico, uma vez que em modelos exploratórios não se deve observar apenas

as anomalias geofísicas, mas também as respostas relacionadas à mineralização, à litologia e às estruturas que podem possuir importância econômica (Silva *et al.* 2003). Esse raciocínio estrutura um fluxograma de trabalho típico na modelagem espacial de dados em um projeto de exploração mineral, onde os parâmetros do modelo são refinados após a validação dos resultados (**Figura 6.1**).

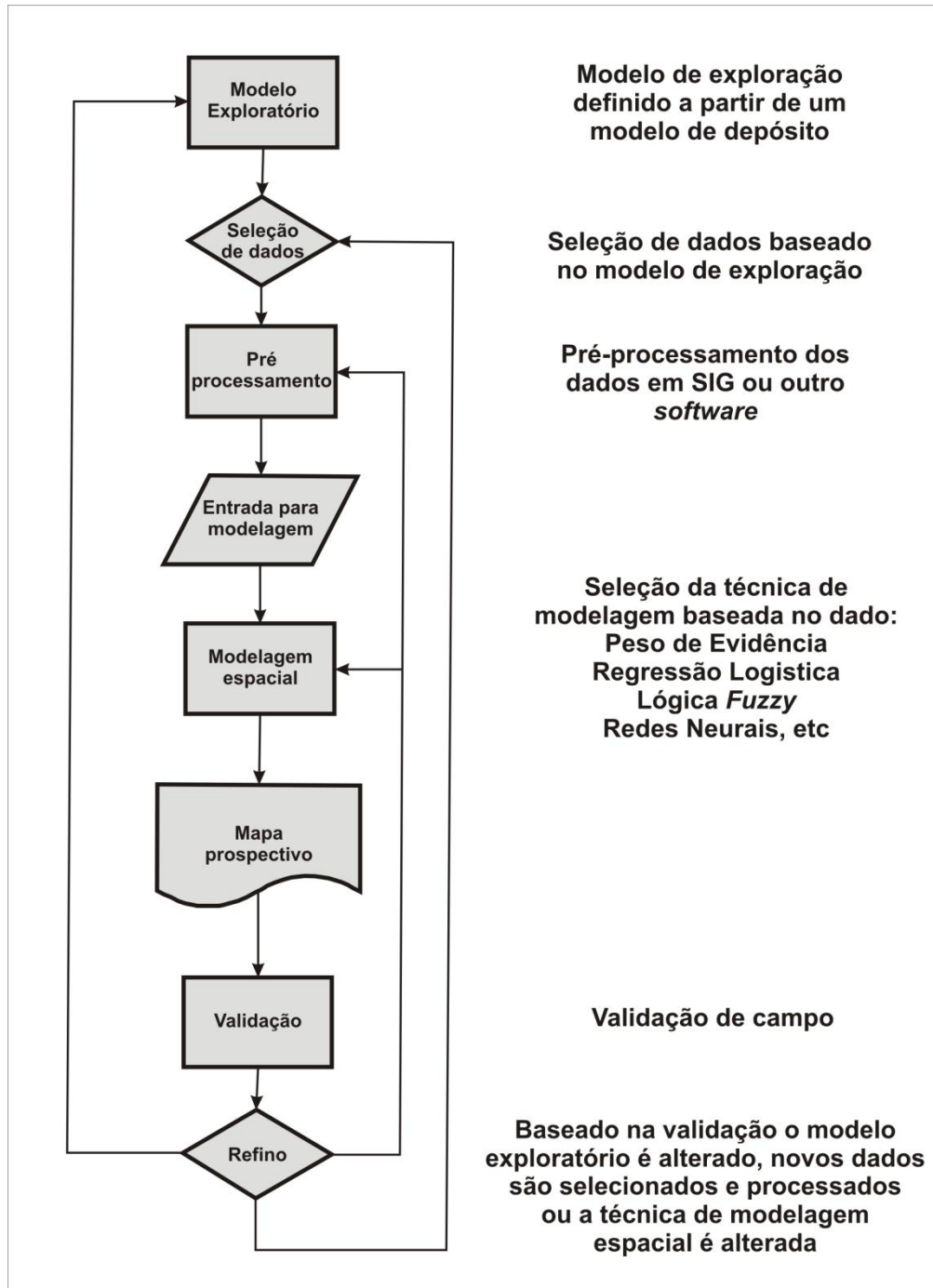


Figura 6.1 – Fluxograma de trabalho para a modelagem espacial de dados em um projeto de exploração mineral (Bonham-Carter, 1994).

6.2. MODELO GEOLÓGICO PARA AS FORMAÇÕES FERRÍFERAS

A elaboração de um modelo genético das formações ferríferas da Serra do Sapo busca subsídios geológicos para a determinação de um modelo exploratório de minério de ferro na borda leste da Serra do Espinhaço Meridional. Para isso foram elaborados os modelos deposicional, estrutural e metassomático para as formações ferríferas, integrados em um processo de mineralização, baseado nos dados estratigráficos, geoquímicos e geofísicos descritos anteriormente.

6.2.1. MODELO DEPOSICIONAL

O ambiente de deposição das seqüências da borda leste corresponderia a uma bacia de extensão limitada e relativamente estreita e alongada para o norte. Nesse contexto, a Formação Itapanhoacanga corresponderia a um ambiente marinho costeiro, enquanto os depósitos de formação ferrífera bandada da Formação Serra do Sapo representariam um domínio plataformal, com ambientes cada vez mais profundos em direção a leste (e.g., Almeida-Abreu 1995; Dussin & Dussin, 1995; Almeida-Abreu & Renger, 2002) (**Figura 6.2**).

As observações na Serra do Sapo sugerem um primeiro estágio deposicional, onde predominam sedimentos finos associados com manganês nas margens da bacia, gradando para carbonatos, e com o registro da deposição de formações ferríferas nos ambientes mais profundos a leste. A essa seqüência associa-se um vulcanismo sin-sedimentar de caráter básico, correspondendo a um evento de desenvolvimento do *rift*, que precede a deposição dos extensos pacotes de formação ferrífera da Serra do Sapo, e marca uma transgressão na bacia, com a deposição de formações ferríferas no topo da Formação Itapanhoacanga, a oeste.

Um terceiro estágio marcaria uma variação negativa do nível da bacia, com a exposição subárea de parte dos depósitos da Formação Itapanhoacanga, retrabalhados e depositados sobre a forma de metabrechas no topo das formações ferríferas. Segundo Almeida-Abreu & Renger (2002), a presença de filitos hematíticos em meio às formações ferríferas seria outra evidência dessa oscilação no nível da bacia, uma vez que esses filitos representariam o produto do metamorfismo de paleosolos desenvolvidos sobre rochas vulcânicas sin-sedimentares do Supergrupo Espinhaço (Knauer & Schrank, 1993).

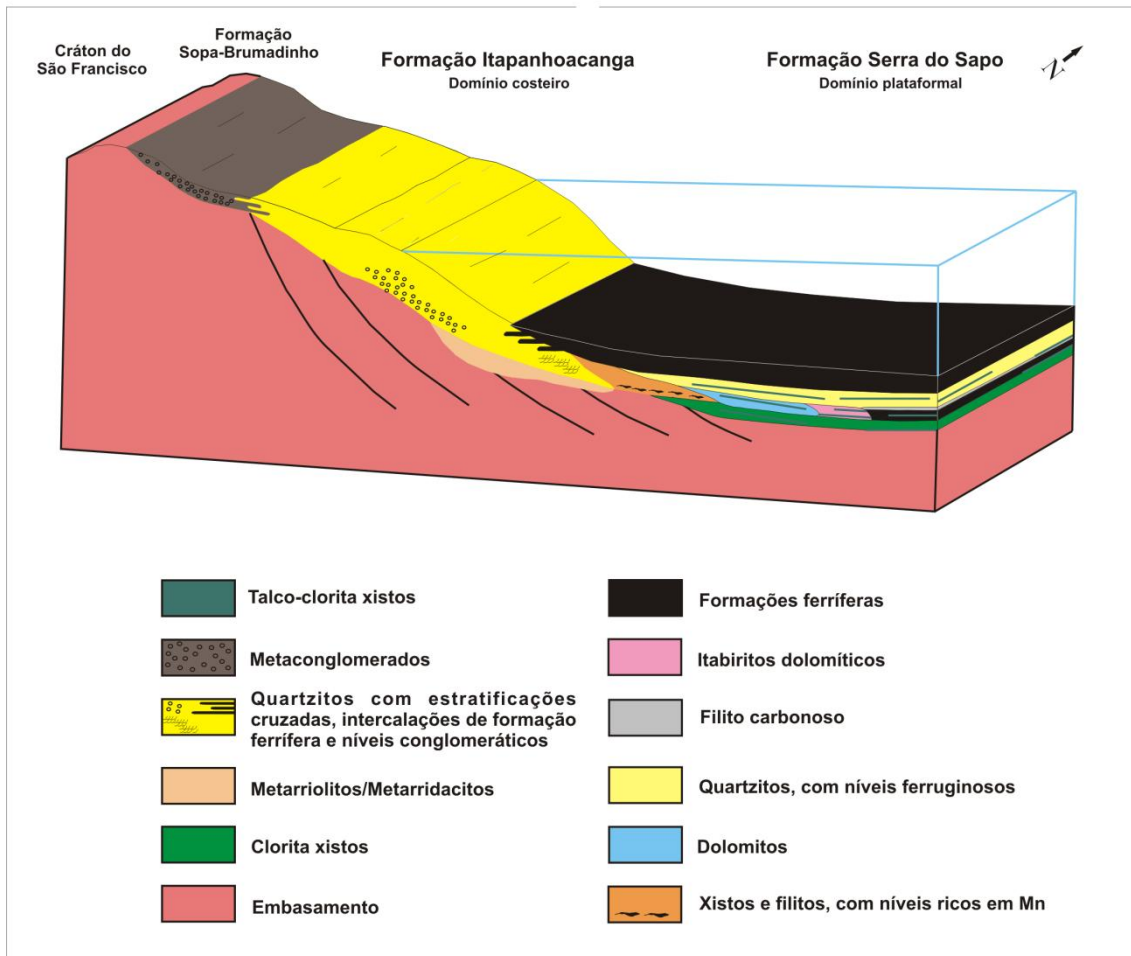


Figura 6.2 – Seção esquemática com as variações de ambiente deposicional entre as formações Itapanhoacanga e Serra do Sapo.

6.2.2. MODELO ESTRUTURAL

A Serra do Sapo se caracteriza pela geometria de leques imbricados, originada em função dos esforços compressivos, responsáveis por falhamentos rasos de empurrão, com baixo ângulo, e com o transporte tectônico de segmentos do embasamento e de seqüências supracrustais para oeste, em direção ao Cráton do São Francisco. Esses empurrões são responsáveis por inversões estratigráficas, colocando seqüências de base sobre o topo, como os itabiritos dolomíticos e vulcânicas intrusivas, e pelo espessamento de outras seqüências, como as formações ferríferas bandadas. Sua importância para o modelo exploratório deve-se ao aparente controle dos corpos de minério de ferro pelas zonas de cisalhamento, uma vez que a fragmentação dos itabiritos por meio mecânico produz os condutos necessários para a percolação de fluidos, além de facilitar a remoção da sílica (**Figura 6.3**).

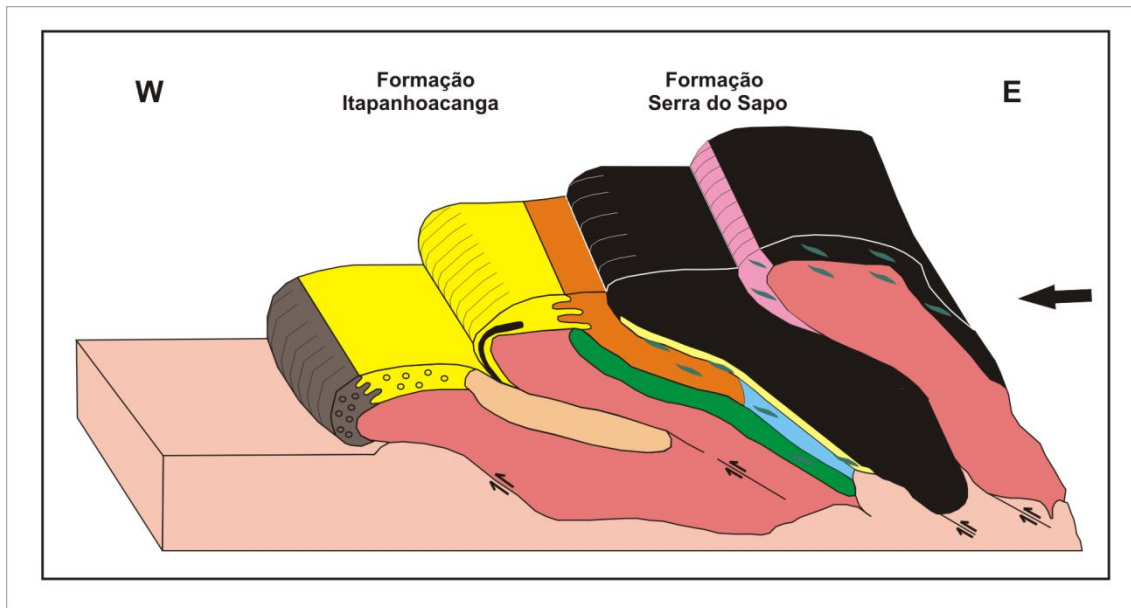


Figura 6.3 – Seção esquemática mostrando a geometria da Serra do Sapo, e as relações estruturais entre as várias seqüências da borda leste do Espinhaço Meridional.

6.2.3. MODELO HIDROTHERMAL SIN-OROGÊNICO

O modelo hidrotermal sin-orogênico de Powell *et al.* (1999) propõe a expulsão de fluidos basinais aquecidos e meteóricos frios por um cinturão de empurrões e dobramentos, migrando através de falhas de baixo ângulo para *foreland*, de forma similar ao modelo proposto para minérios do tipo MVT (**Figura 6.4**). Cruz *et al.* (2005) descrevem processos semelhantes no Anticlinório de Gouveia, onde reações sin-deformacionais de desidratação das unidades supracrustais seriam a origem dos fluidos responsáveis pelos processos metassomáticos na região.

Lima (2009) caracteriza dois tipos de minério na Serra do Sapo, com base na análise de relações texturais e das características dos fluidos envolvidos. O primeiro episódio de mineralização originou hematita granular, a partir de fluidos de médio-elevada temperatura e elevada salinidade, com a possível participação de águas subterrâneas profundas, ou um evento hidrotermal sem participação magmática. Esse fluido, fortemente oxidante, auxiliaria na transformação de magnetita em hematita, com presença de maghemita. A especularita seria gerada posteriormente, através de fluidos de média salinidade, com temperatura na ordem de 250° C. A presença de clorita e muscovita estariam relacionadas com esse evento. Com base em dados de geobarometria, a autora estima que a hematita tenha sido originada a profundidades de 1500 metros, enquanto a especularita, posterior, seria cristalizada em profundidade de 750 metros, durante um processo de exumação tectônica.

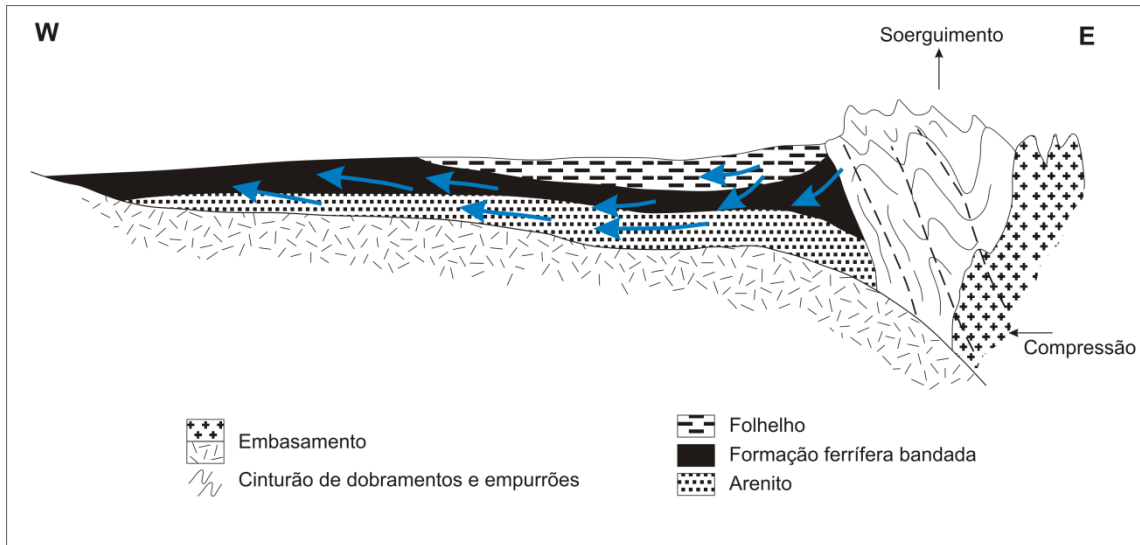


Figura 6.4 – Modelo hidrotermal sin-orogênico (Modificado de Pirajno, 2009).

6.2.4. MODELO EXPLORATÓRIO

Com base nas características de deposição, tectônica e hidrotermalismo do depósito da Serra do Sapo, o modelo exploratório no qual ele melhor se enquadra é o modelo hipogênico e/ou metamórfico, onde os corpos de minério são gerados pela atuação de fluidos hidrotermais ao longo de falhas e zonas de cisalhamento, devido à remobilização de sílica, que preenche espaços gerados durante a deformação.

Entre todos os dados adquiridos na caracterização do minério, os dados geofísicos foram os que melhor caracterizaram a interação entre os diferentes processos geológicos descritos durante a gênese da mineralização. Para a caracterização desses processos envolvidos na origem do minério de ferro, os dados geofísicos adquiridos nos testemunhos de sondagem foram analisados conjuntamente através da técnica de Análise de Principais Componentes (APC), onde foram obtidas quatro componentes principais, das quais se selecionaram duas: a PC2, que concentra a informação referente ao potássio e urânio, e a PC3, que concentrou a informação de susceptibilidade magnética.

Essas componentes foram escolhidas devido à relação entre potássio e urânio com fluidos hidrotermais, e a associação de elevada susceptibilidade magnética com zonas de cisalhamento, pela presença de magnetita nessas áreas. Assim, a PC2 representa um componente hidrotermal no processo de enriquecimento, enquanto a PC3 seria o equivalente tectônico. A correlação entre elas permite visualizar um campo de favorabilidade para o minério mais enriquecido (**Figura 6.5a**). Quando são plotadas as amostras em função da sua classificação não supervisionada, esse campo é ocupado principalmente pelas amostras da classe 2. Esse diagrama sugere que o minério de alto

teor teve na sua origem uma interação maior de processos tectônicos, enquanto o itabirito rico apresenta maior contribuição de processos hidrotermais (**Figura 6.5b**).

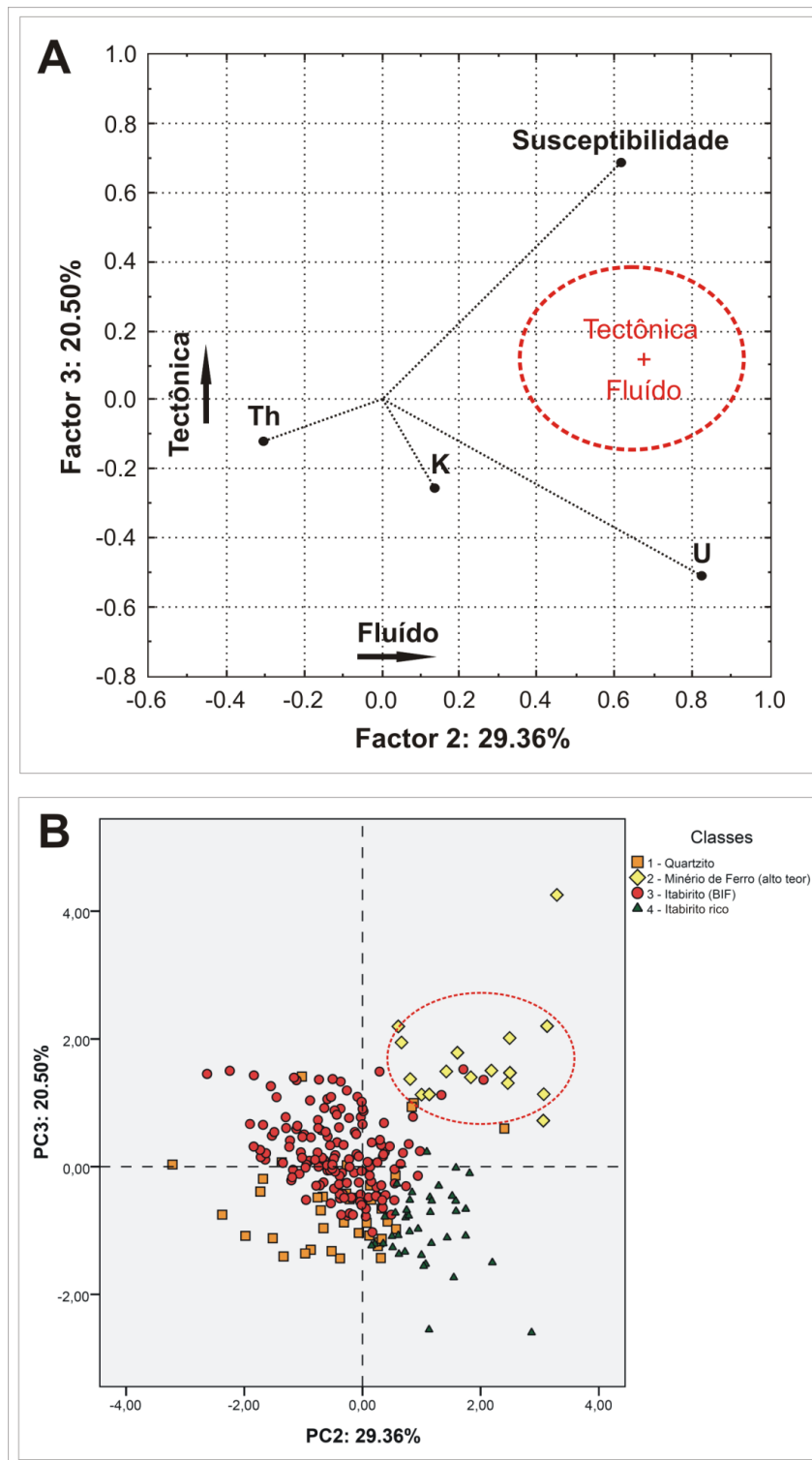


Figura 6.5 – Gráfico de correlação entre componentes principais geradas a partir dos dados geofísicos, indicando a integração de processos tectônico e hidrotermais na origem do minério de alto teor.

6.3. SELEÇÃO DOS DADOS

Os dados aerogeofísicos selecionados pertencem à empresa *Anglo Ferrous Brazil*, e foram adquiridos pela *Spectrem Air Limited* entre 28 de Novembro de 2007 e 07 de Janeiro de 2008. Esse aerolevantamento é composto por dados eletromagnéticos, magnéticos e radiométricos, sendo a plataforma utilizada um avião DC3 – TP67, com o qual foram totalizados 1660 km lineares de vôo (*Spectrem*, 2008).

No sistema *Spectrem* os sensores eletromagnético, magnético e radiométrico operam simultaneamente. Os dois primeiros são rebocados atrás do avião, em um “*bird*”, enquanto os cristais radiométricos são instalados dentro da cabine. A altura de vôo foi de 90 metros, com o “*bird*” em 72 metros. O espaçamento entre linhas de vôo foi de 200 metros, com orientação E-W, e linhas de controle espaçadas 2000 metros na direção N-S (**Figura 6.6**).

O processamento de campo efetuado nos dados eletromagnéticos consistiu no empilhamento dos dados de 512 amostras, com a deconvolução para a remoção da resposta do sistema, e a sua transformação para uma onda quadrática. Na etapa seguinte os dados eletromagnéticos foram separados em oito janelas de dados para cada um dos dois canais (X e Z). Como o sistema *Spectrem* realiza a aquisição enquanto o transmissor está ligado, é necessário separar o campo primário (transmitido) do campo secundário (induzido). Isso é realizado a partir da suposição de que o campo induzido terá decaído a um valor mínimo durante a amostragem da última janela, a última medida refere-se apenas ao campo primário, e pode ser subtraído das demais janelas de dados. Os picos na linha de dados foram removidos utilizando um filtro de três pontos *Naudy*, com os dados de linha de tração também tendo sido corrigidos e micro-nivelados (*Spectrem*, 2008).

Para os dados magnéticos foi utilizado um sistema aeromagnético constituído por três sensores de vapor de césio *Scintrex*, modelo CS-3, com resolução de 0,001 nT. As medidas são adquiridas com taxa de amostragem de 10 Hz, com leitura dos valores do campo magnético bruto e compensado. O gamaespectrômetro utilizado foi o *EXPLORANIUM*, modelo GR-820, de 256 canais espectrais, onde o espectro de cada um dos cristais detectores é analisado individualmente para determinação precisa dos fotopicos de potássio, urânio e tório. Uma correção linear é então aplicada individualmente a cada cristal, mantendo o espectro permanentemente alinhado. As radiações gama detectadas são somadas e as leituras reduzidas a uma única saída de 256 canais espectrais (*Spectrem*, 2008).

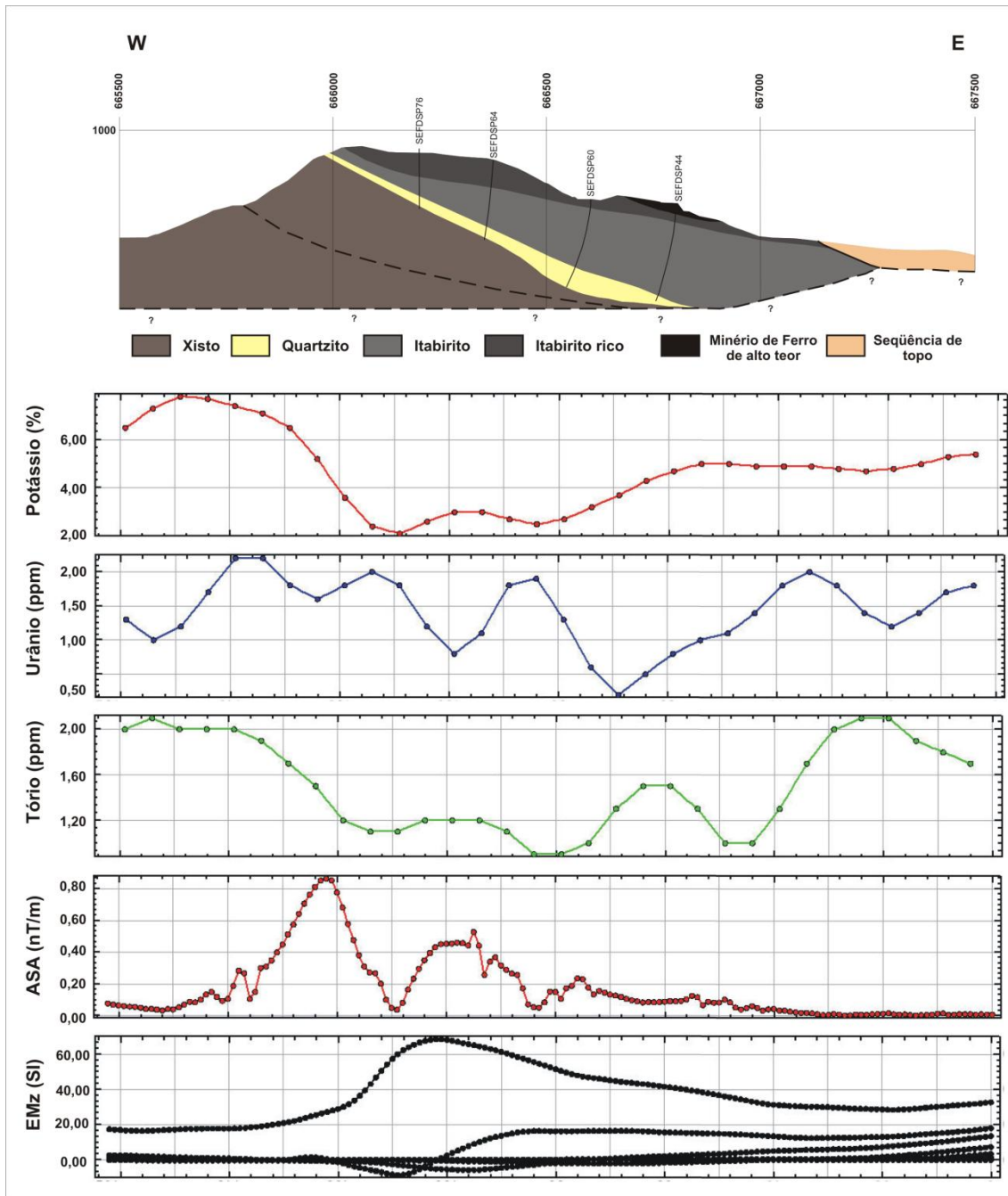


Figura 6.6 – Perfis de linha de vôo de direção E-W para os dados aerogeofísicos, correspondendo aos canais individuais de K, eU e eTh; amplitude do sinal analítico; e as oito janelas de condutância dos dados eletromagnéticos. A partir da seção geológica acima (coordenada 7906200), é possível observar os elevados teores de K presente nos xistos da seqüência de base, em relação aos teores observados no itabirito, assim como o leve enriquecimento em K do minério de ferro de alto teor em comparação com o restante das formações ferríferas; os elevados teores de U das formações ferríferas, como caracterizado nos testemunhos de sondagem; o enriquecimento em Th nas regiões de encosta da serra pode ser atribuído ao desenvolvimento de crostas lateríticas nessas regiões; a elevada susceptibilidade magnética caracterizando a zona de cisalhamento, onde se concentram filonitos com magnetita pós-metamórfica; e, embora pouco utilizado para a prospecção de minério de ferro, devido à elevada resistência da hematita e da magnetita, os dados eletromagnéticos demarcam na sua janela mais rasa as frentes de empurrão. Isso ocorre devido à maior porosidade presente nessas rochas em função da fragmentação, o que transforma o dado eletromagnético em uma ferramenta útil na prospecção de minério de ferro friável com elevado teor.

6.4. PRÉ-PROCESSAMENTO DOS DADOS AEROGEOFÍSICOS

A etapa de pré-processamento dos dados aerogeofísicos consistiu na organização de um banco de dados dentro do aplicativo *Oasis Montaj*, versão 6.4 da GEOSOFT™, onde foram efetuados testes de consistência (Diferença Quarta e Parâmetro “P”), não sendo encontrados valores fora do desvio padrão dos dados (Blum, 1999).

A interpolação dos dados referentes a cada canal foi realizada em seguida ao pré-processamento. O método de interpolação mais eficiente foi o da curvatura mínima, com tamanho da célula de interpolação igual à $\frac{1}{4}$ do espaçamento da linha de vôo (50 metros). A produção de imagens de temas geofísicos a partir de dados provenientes de malhas regulares de amostragem tem por objetivo facilitar a visualização da variação espacial da propriedade física medida e da correlação das observações de uma linha para outra. No entanto, somente a interpolação em si não é capaz de corrigir erros de nivelamento entre as linhas de vôo, nem de resolver limitações intrínsecas de levantamentos, o que causa a diminuição considerável da utilidade das imagens de temas geofísicos (Silva 1999).

Os levantamentos aerogeofísicos são planejados como uma série de perfis paralelos entre si, o que faz com que os levantamentos mostrem duas frequências de corte de *Nyquist*, uma característica de amostragem ao longo das linhas de vôo e outra ao longo das linhas de controle. Quanto maior a diferença entre essas frequências, maior é a dificuldade de se produzir imagens de boa definição. Este fato ocorre não apenas devido à falta de correlação entre o conteúdo de alta frequência ao longo de cada linha com suas linhas adjacentes, mas também pela maior probabilidade de que flutuações não lineares possam ser introduzidas nos dados por variações nas condições climáticas e no erro instrumental (Blum, 1999).

Na literatura, os métodos de micronivelamento são aplicados de duas maneiras: no domínio do espaço (Minty 1991) ou no domínio da frequência. O procedimento utilizado foi o Método Minty (1991). O micronivelamento consiste em aplicar: (i) um filtro passa-alta (comprimento de onda mínimo é o dobro da separação entre as linhas de vôo) na direção perpendicular às linhas de vôo guardando-se o resultado na malha B; (ii) um filtro passa-baixa (comprimento de onda mínimo da ordem do dobro da distância entre as linhas de controle) nos dados da malha B, na direção da linha de vôo, guardando-se o resultado noutra malha C (anomalias relativas ao desnivelamento observado) e (iii), subtração dos resultados armazenados na malha C daqueles da malha A, obtendo a malha final micronivelada.

O campo magnético anômalo representa as anomalias magnéticas situadas na crosta e acima da superfície Curie, e é obtido pela remoção do campo geomagnético do campo magnético total medido no levantamento. A resposta magnética observada no campo magnético anômalo pode ser profunda como, por exemplo, fontes situadas na base da crosta, ou de natureza rasa, o que dificulta sua interpretação direta, sendo necessária a geração de outros produtos para interpretação adequada dos dados.

A natureza dipolar do campo magnético associada a um campo induzido não-vertical provoca o deslocamento da resposta magnética em relação à fonte causadora, dificultando o posicionamento correto desta. A amplitude do sinal analítico é uma função que não depende da direção de magnetização da fonte e das características do campo magnético terrestre. Por possuir estas propriedades e ser uma função simétrica, sua resposta tem seus picos posicionados sobre as bordas do alvo ou feição geológica estudada, facilitando sua interpretação (**Figura 6.7**).

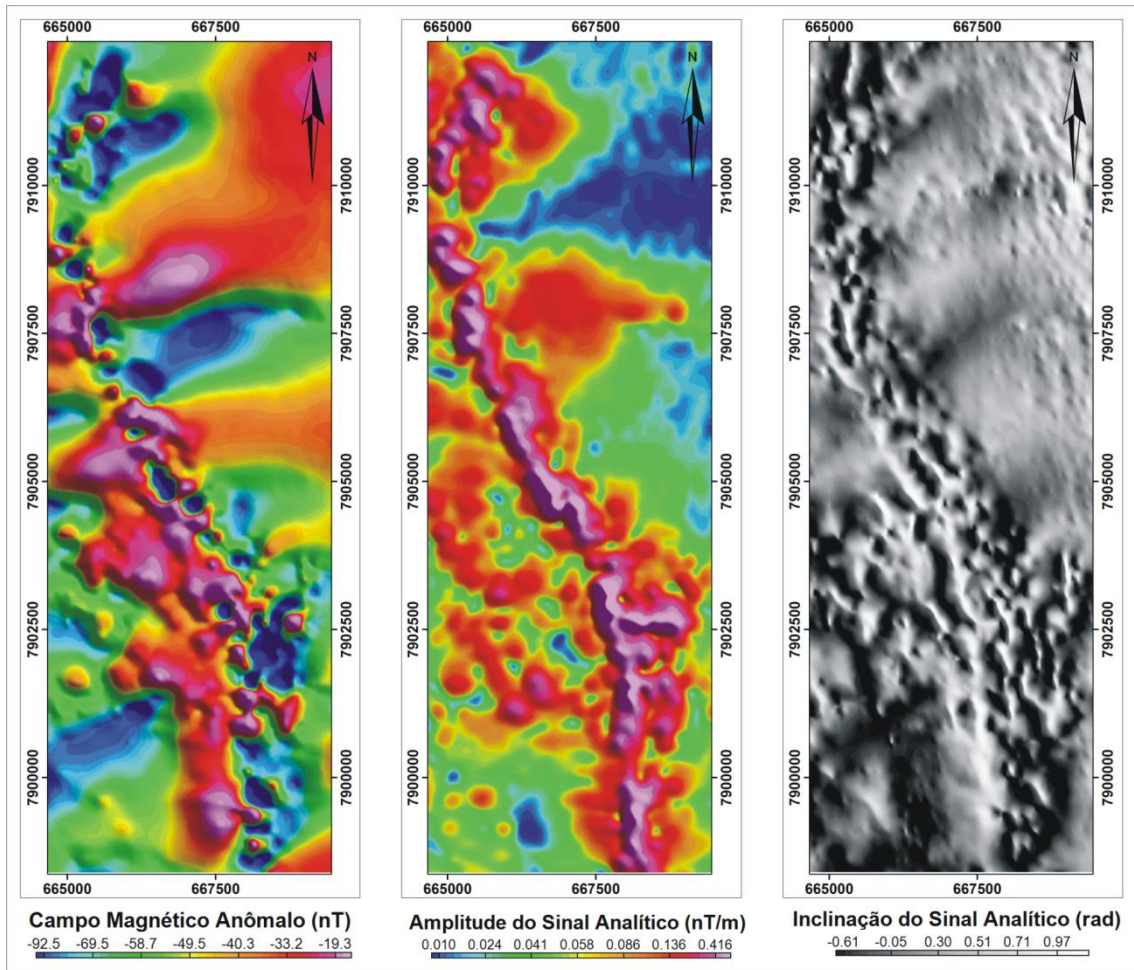


Figura 6.7 – Dados magnetométricos da Serra do Sapo (Campo Magnético Anômalo, Amplitude do Sinal Analítico e Inclinação do Sinal Analítico), onde se destacam a elevada susceptibilidade magnética das formações ferríferas bandadas em relação às rochas encaixantes, e as estruturas associadas às zonas de cisalhamento.

O filtro de derivada vertical promove a amplificação do conteúdo de alta frequência em detrimento ao de baixa frequência, funcionando como um filtro passa - alta. De forma geral estes filtros são conhecidos como filtros passa-alta, pois são também aplicados na direção horizontal, e realçam as regiões de maior gradiente magnético, ressaltando bordas e contatos de corpos rasos (**Figura 6.8**).

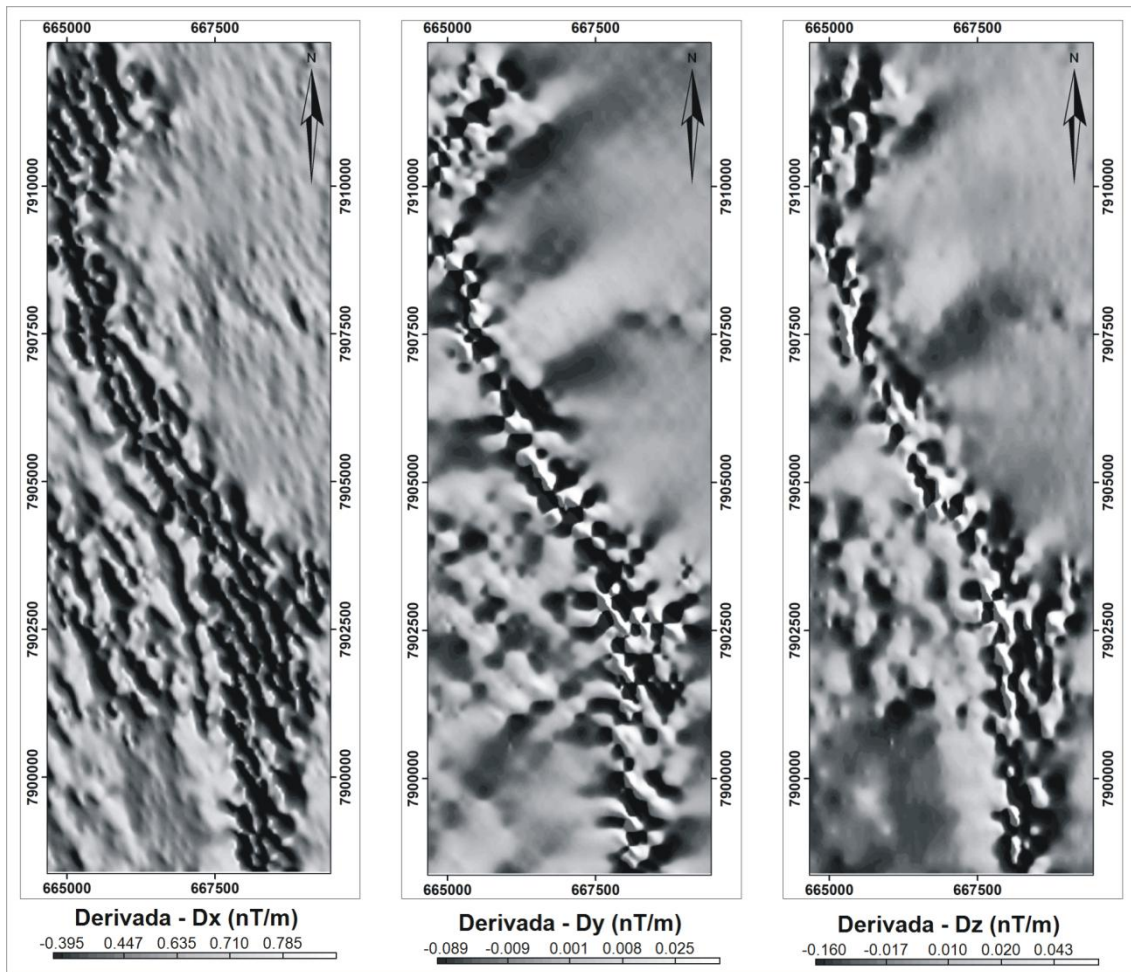


Figura 6.8 – Imagens das três derivadas (Dx, Dy, Dz) do campo magnético anômalo, recortadas para a área da Serra do Sapo.

Para os dados gamaespectrométricos foram gerados imagens a partir dos dados de contagem total corrigida ($\mu\text{R/h}$), bem como dos canais de K (%), eU (ppm), e eTh (ppm) (**Figura 6.9**). O canal de contagem total corrigida representa toda a radiação gama com energia entre 0,5 e 3,0 MeV. Este canal define os domínios com maior emissão de radiação gama. O potássio é o elemento mais abundante entre aqueles medidos em um levantamento gamaespectrométrico, sendo comum em diversos tipos de rochas, como por exemplo, em granitos. É um elemento facilmente lixiviado quimicamente, podendo ser transportado na forma de argilo-minerais. A alta concentração deste elemento (concentração média na crosta de 2,3%) possibilita maior taxa de amostragem durante o levantamento, o que melhora a representação estatística deste canal.

O tório (concentração média na crosta terrestre de 9 ppm) se caracteriza por ser o elemento mais inerte dos três elementos medidos. Por isso sua presença em maior concentração que os demais pode indicar regiões de maior intemperismo químico, marcando enriquecimento relativo deste elemento. O tório, assim como o urânio, não é medido diretamente. Sua contagem é feita a partir da medida de um elemento radioativo

filho da sua série de decaimento. Normalmente o U e o Th têm suas medidas de concentração estimadas pelo ^{214}Bi e pelo ^{208}Tl respectivamente.

O urânio constitui o elemento com a menor concentração média na crosta terrestre (2,5 ppm) sendo, portanto, o canal de pior amostragem devido à presença de radônio em sua série de decaimento. Em ambiente oxidante é solúvel formando minerais com óxidos de ferro e com carbonatos. Assim como o tório sua concentração *in situ* ocorre principalmente em minerais resistentes como zircão, por exemplo, podendo ter concentrações elevadas em rochas félsicas.

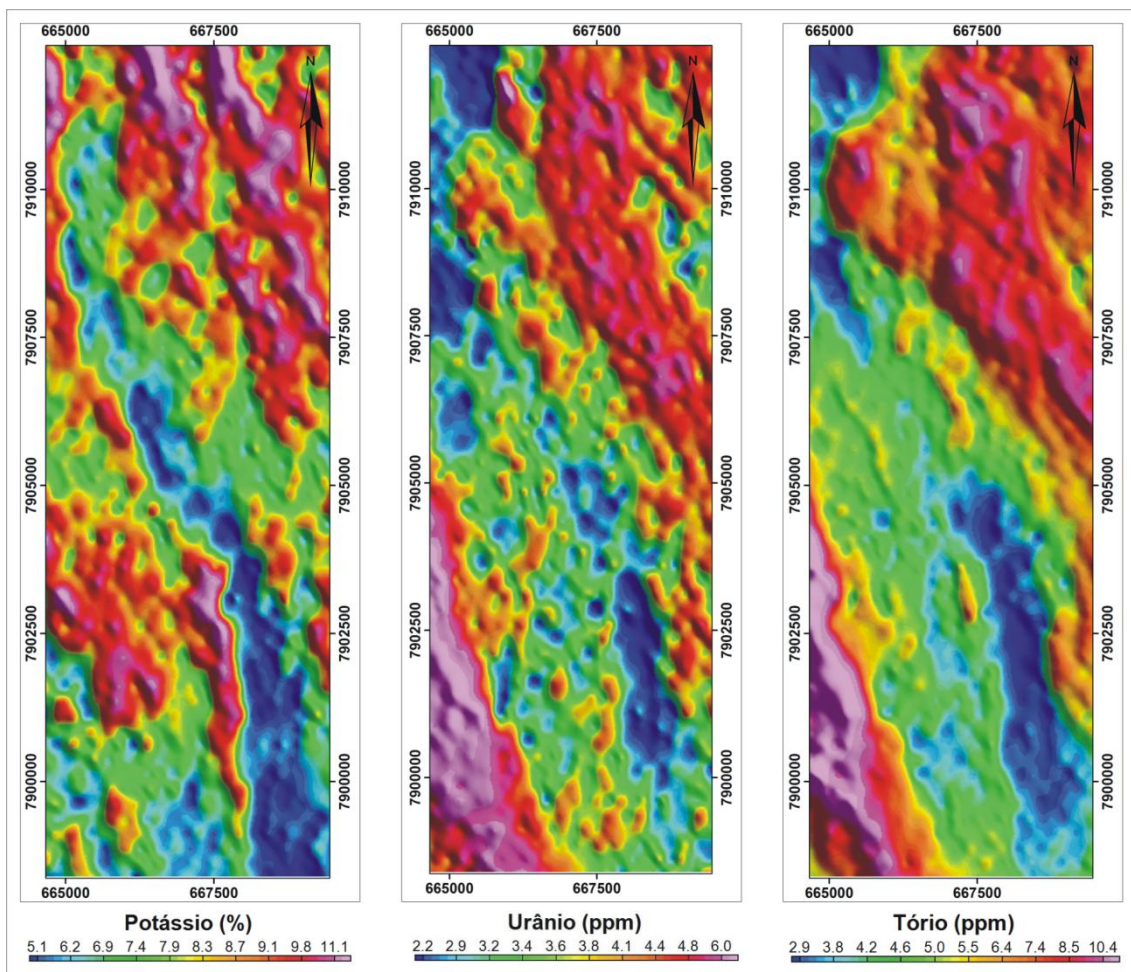


Figura 6.9 – Imagem dos três canais individuais de radioelementos, onde se destaca as baixas concentrações desses elementos em relação às rochas do embasamento.

Para os dados eletromagnéticos, foram utilizadas apenas as três primeiras janelas da componente Z, procurando correlacionar os dados mais superficiais de condutância com os dados gamaespectrométricos e com a geologia de superfície (**Figura 6.10**).

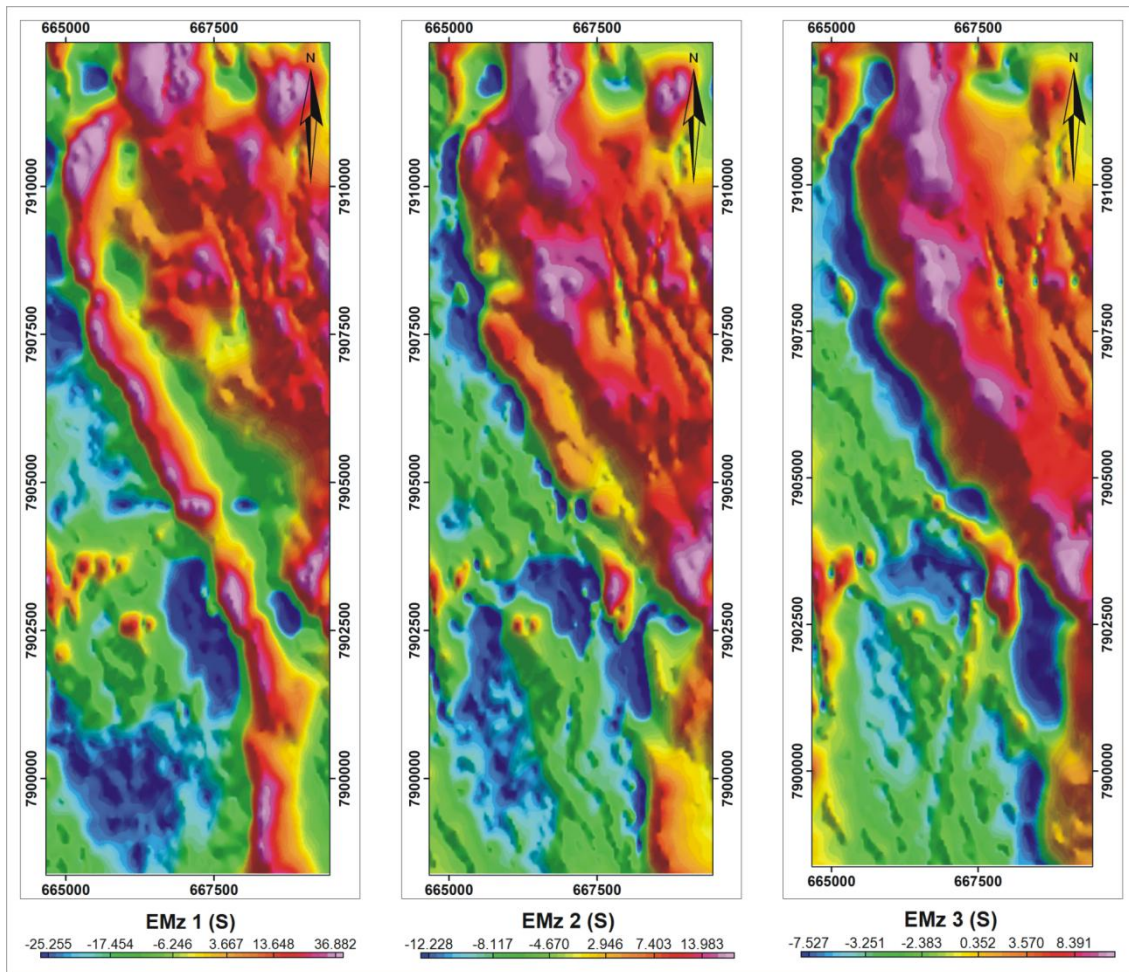


Figura 6.10 – Imagem das três primeiras janelas do dado eletromagnético, com as formações ferríferas apresentando maior condutância próxima a zona de cisalhamento, e tornando-se mais resistiva com o aumento da profundidade. No primeiro caso a propriedade física parece ser controlada por parâmetros estruturais, enquanto nos demais o que condiciona a resposta eletromagnética é a sua composição mineral.

A composição colorida *RGB* representa uma das ferramentas mais utilizadas na análise e interpretação de dados gamaespectrométricos, onde tal combinação de cores pode ser representada geometricamente em um cubo pelas suas coordenadas. Os valores de brilho, ou níveis de cinza de cada componente no sistema de coordenadas *RGB* constituem os eixos ortogonais no espaço de cor tridimensional. Nesta técnica de realce digital as informações concernentes a três bandas ou imagens quaisquer são combinadas, assinalando cada uma delas uma das cores fundamentais (vermelho – R (*red*), verde – G (*green*) e azul – B (*blue*)). A imagem resultante obtida pelo processo aditivo destas três cores produz uma cor branca para a soma das três informações componentes, se estas forem iguais, e cores diferentes para as combinações em pares, nas cores ciano (azul + verde), magenta (azul + vermelho) e amarelo (vermelho + verde). A porcentagem de cada cor primária na imagem final indica a contribuição de cada uma das bandas na cena observada (**Figura 6.11**).

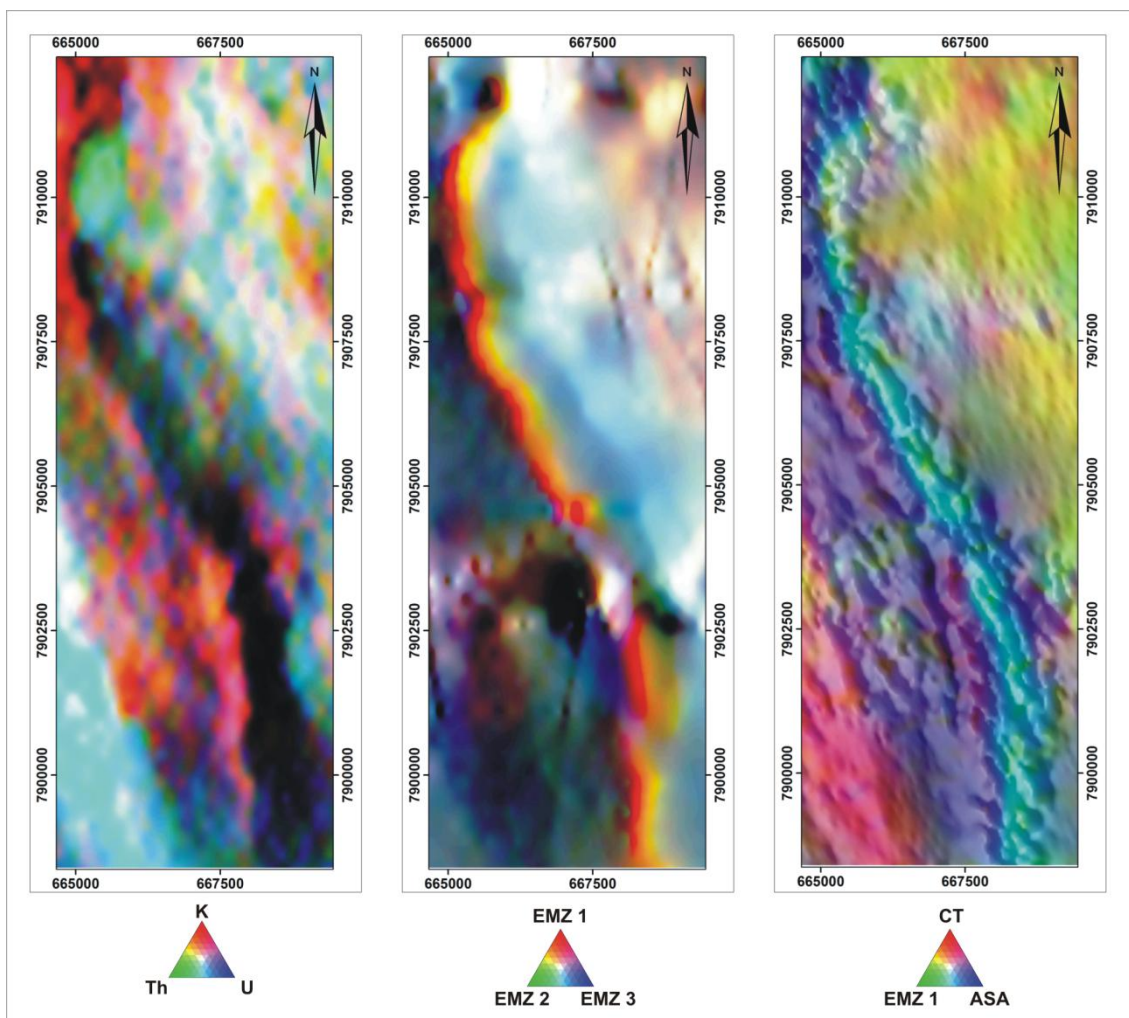


Figura 6.11 – Composições ternárias RGB para os dados gamaespectrométricos (K, eTh, eU), eletromagnéticos (EMZ1, EMZ2, EMZ3) e para a integração de dados geofísicos de diferentes naturezas (Contagem Total, EMZ1, Amplitude do Sinal Analítico).

6.5. ADEQUAÇÃO DOS DADOS AO MODELO EXPLORATÓRIO

Normalmente na prospecção de minério de ferro, os dados radiométricos são mais utilizados para o mapeamento de unidades geológicas associadas com as formações ferríferas do que diretamente para a determinação da sua ocorrência (Flis, 2008). Isso é devido à baixa concentração natural desses elementos nas formações ferríferas. Porém, processos geológicos posteriores, como o metamorfismo e eventos hidrotermais podem alterar as concentrações originais na rocha, como observado na relação entre o minério de ferro, que apresenta valores anômalos de urânio e potássio, e o itabirito, que preservou suas baixas concentrações originais.

Dados gamaespectrométricos terrestres e aéreos tem sido largamente empregados na tarefa de identificar áreas de alteração hidrotermal nos últimos anos, uma vez que variações mais expressivas nas concentrações relativas entre radioelementos podem ser indicativas de processos anômalos relacionados com

hidrotermalismo. No Brasil, trabalhos dessa natureza podem ser facilmente encontrados (Pires 1990, Pires 1995, Soares *et al.* 2004, Silva *et al.* 2007). O algoritmo desenvolvido por Pires (1995) foi criado para suprimir contribuições primárias e realçar o potássio anômalo, e baseia-se na teoria de que a relação potássio/tório é representada por uma função linear que passa pela origem. O procedimento é análogo para a determinação de valores anômalos para o urânio (**Figura 6.12**).

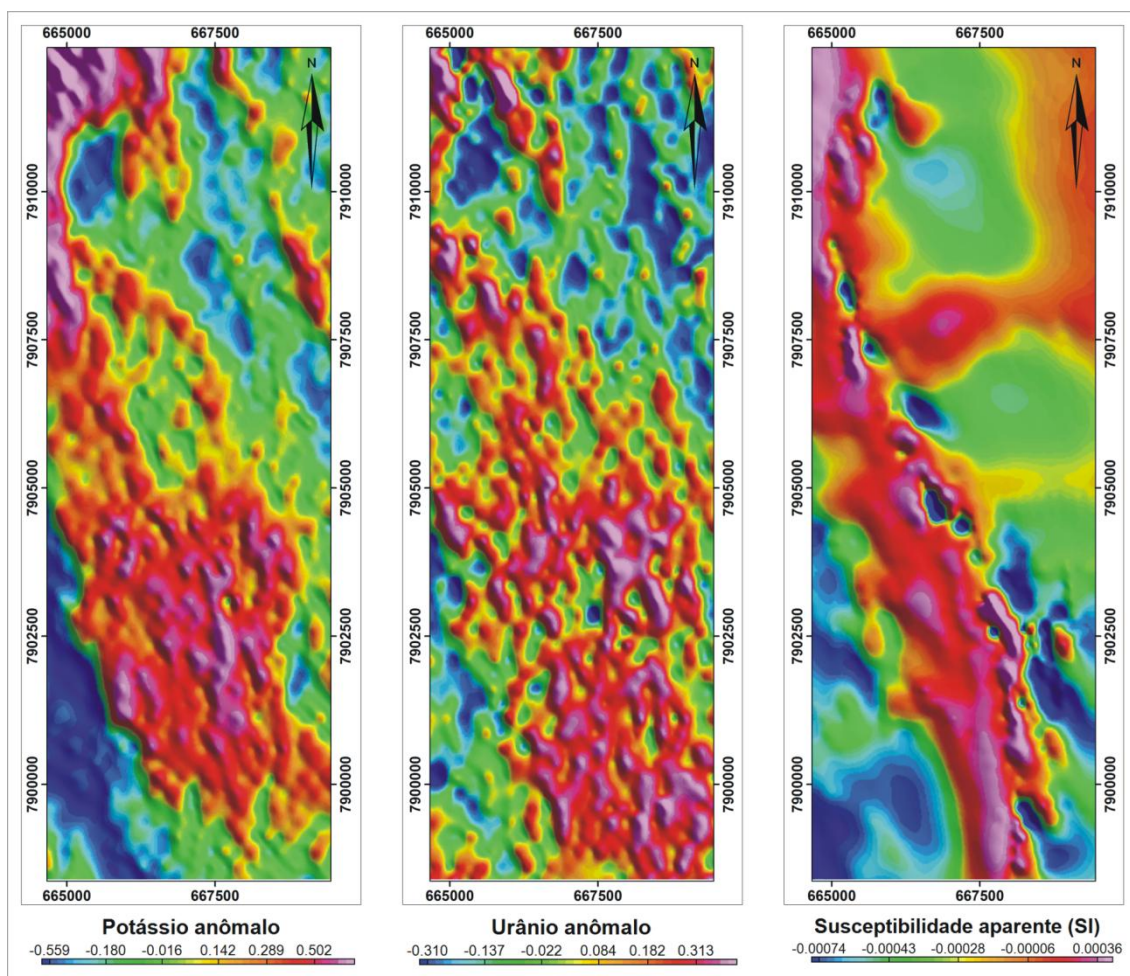


Figura 6.12 – Concentrações anômalas de K e U, ambas associadas ao processo de mineralização das formações ferríferas bandadas, cujas variações de susceptibilidade magnética são realçadas pela imagem de susceptibilidade aparente.

Para realçar a associação entre o minério de alto teor e o aumento da susceptibilidade magnética, foi calculado o valor da susceptibilidade aparente através do algoritmo do *software* GEOSOFT™. Esse procedimento procurou situar às anomalias o mais próximo possível das fontes magnéticas, e foi calculada para uma profundidade de 50 metros, buscando realçar apenas a resposta magnética do minério de ferro, diminuindo assim a influência da susceptibilidade das rochas máficas encontradas no embasamento, e realçando variações de susceptibilidade entre o minério e o itabirito.

Esse filtro exige que, supostamente, não haja magnetização remanescente, ou que ela seja conhecida, e supõe que toda a resposta magnética seja gerada por um conjunto de prismas verticais de seção quadrada e profundidade infinita (Geosoft, 2009).

A deconvolução de Euler foi empregada na seleção de estruturas rasas, de interesse para a mineralização, separando de estruturas mais profundas, associadas com rochas do embasamento. Esse algoritmo de interpretação constitui uma técnica de localização e de estimativa de profundidades do campo potencial observado. Para isso utiliza diferentes índices estruturais, baseados na geometria da estrutura magnética e feições geológicas correlacionadas, como falhas, diques, soleiras, etc (Geosoft, 2009). Assim o índice estrutural 0 (zero) está associado a estruturas planares, o índice estrutural 1 à estruturas lineares, o índice estrutural 2 a corpos bidimensionais (tubo), e o índice estrutural 3 a corpos tridimensionais (esfera).

Para a seleção das zonas de cisalhamento na Serra do Sapo foi selecionado o plano estrutural 1, com o tamanho da janela de cálculo igual a 20 vezes a célula quadrática (50 metros), e tolerância de 15% (**Figura 6.13**).

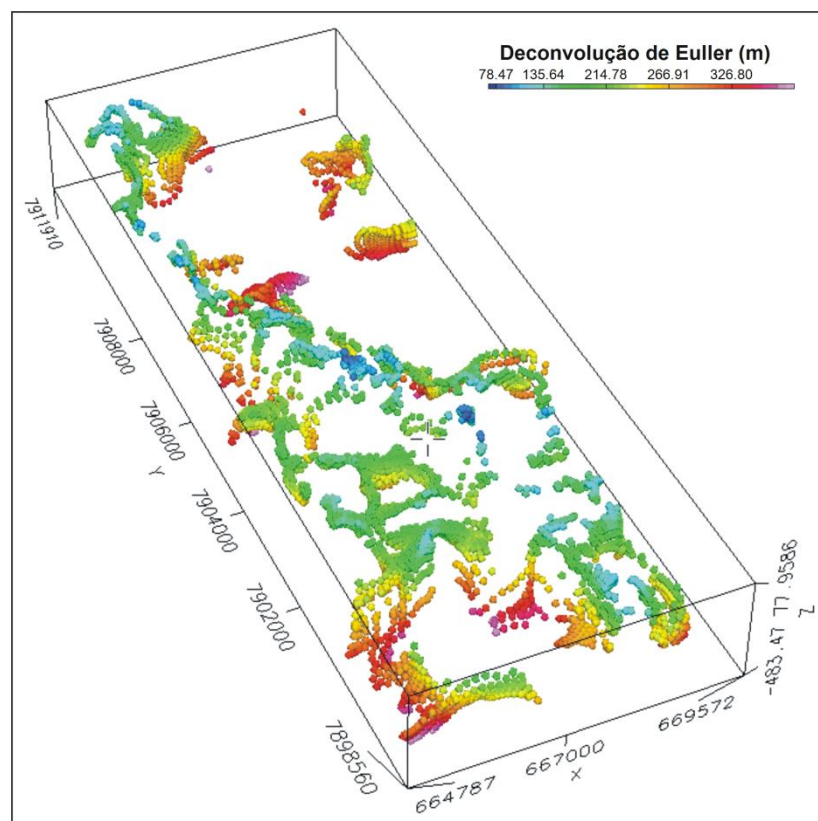


Figura 6.13 – Soluções para deconvolução de Euler (i1j20t15), realçando as estruturas rasas encontradas na Serra do Sapo, e relacionadas com o processo de enriquecimento das formações ferríferas.

6.6. MODELAGEM ESPACIAL

Uma das finalidades do Sistema de Informações Geográficas (SIG) é a criação de modelos previsionais dos fenômenos estudados. No caso da exploração mineral, busca-se prever a localização de depósitos minerais por meio da análise de um conjunto de dados denominados planos de informação (Bonham-Carter, 1994).

Bonham-Carter (1994) classifica as várias técnicas de modelagem em SIG para modelos previsionais em duas abordagens distintas: a guiada pelo conhecimento, em que os parâmetros de modelo são definidos por um especialista, e a guiada pelos dados, no qual o modelo é calculado a partir de ocorrências conhecidas (**Tabela 6.1**).

Tabela 6.1 – Métodos empíricos e conceituais para um mapa de prospecção mineral

Tipo	Método	Crítérios para a combinação dos dados de entrada
Empírico (dirigido pelos dados)	Peso de evidência	Relação espacial entre ocorrências conhecidas e os dados de entrada
	Regressão Logística	Uso de áreas de treinamento no entorno do depósito para caracterizar estatisticamente cada um dos dados de entrada
	Redes neurais	Usado para prever a presença ou ausência de um depósito mineral
Conceitual (dirigido pelo conhecimento)	Lógica <i>Booleana</i>	Somatório de mapas binários
	<i>Index overlay</i>	Somatório de mapas binários ponderados
	Teoria Dempster-Shafer	Generalização da Teoria Bayesiana de probabilidade subjetiva
	Lógica <i>Fuzzy</i>	Cada mapa de entrada é ponderado a um peso <i>fuzzy</i> que varia de 0-1; todos os mapas são combinados utilizando operadores <i>fuzzy</i> .

A seleção de áreas potenciais para prospecção de minério de ferro foi efetuada através de uma abordagem guiada pelo conhecimento (*knowledge driven*), onde é fundamental a definição de um modelo metalogenético prévio, ao qual se adapta os dados disponíveis. Dessa forma, os dados geofísicos e de sensoriamento remoto foram ponderados e combinados através de diferentes operadores de lógica *fuzzy*, que consiste numa adaptação mais flexível da lógica *booleana*, uma vez que conta com maior quantidade de operadores disponíveis (Bonham-Carter, 1994).

Enquanto na lógica *booleana* um mapa de favorabilidade mineral apresenta apenas duas classes (favorável ou não-favorável), na lógica *fuzzy* os valores de pertinência são expressos em uma escala que varia entre 0 (zero), para ausência, e 1, para a presença potencial de um depósito, com os valores intermediários representando diferentes graus de possibilidade de existir ou não a ocorrência, sendo portanto mais indicada para a aplicação em trabalhos de exploração mineral (Bonham-Carter, 1994). Não há regras para a seleção dos valores de pertinência *fuzzy* (desde que situados entre 0 e 1). Assim, a classificação pode basear-se no julgamento subjetivo do profissional ou ser realizada considerando-se uma função de pertinência *fuzzy*. (**Figura 6.14**).

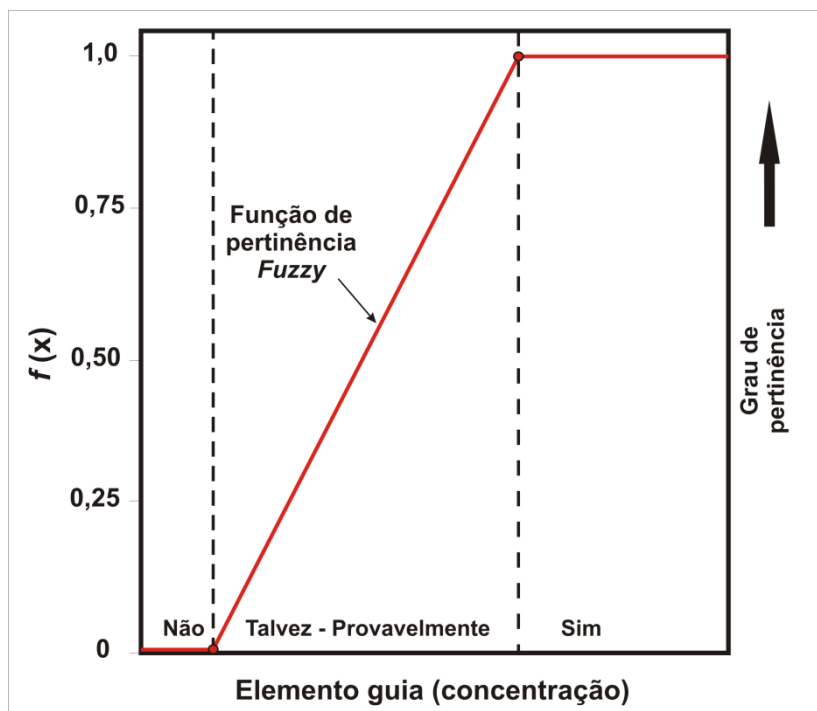


Figura 6.14 – Função de pertinência *Fuzzy* (Bonham-Carter, 1994)

Na lógica fuzzy, a integração dos dados é feita através dos vários operadores disponíveis, como os operadores ‘AND’ e ‘OR’, o produto algébrico *fuzzy*, a soma algébrica fuzzy, e o operador gama *fuzzy*, que consiste numa combinação ponderada entre a soma algébrica fuzzy e o produto algébrico *fuzzy* (Tabela 6.2).

Tabela 6.2 – Operadores *fuzzy* descritos por Bonham-Carter (1994)

Operador	Equação	Descrição
<i>Fuzzy</i> AND	$\mu(E) = \text{MIN}(\mu A, \mu B, \mu C)$	Operador mínimo, equivalente ao booleana AND (interseção lógica)
<i>Fuzzy</i> OR	$\mu(E) = \text{MAX}(\mu A, \mu B, \mu C)$	Operador máximo, equivalente ao booleana OR (união lógica)
<i>Fuzzy</i> produto algébrico	$\mu(\text{produto}) = \prod_n \mu_i$	Os resultados de saída são sempre menores ou iguais ao menor valor de pertinência <i>fuzzy</i> contribuindo
<i>Fuzzy</i> gamma	$\mu(\text{gama}) = \mu(\text{soma}) * \mu(\text{produto})^{*\gamma}$	Combinação do operador <i>Fuzzy</i> produto algébrico com o <i>Fuzzy</i> soma

Com base no modelo exploratório pré-definido, para a geração do mapa de áreas favoráveis para minério de ferro de alto teor foram utilizados os dados de potássio anômalo, susceptibilidade aparente (alta pertinência), deconvolução de Euler e as duas primeiras janelas dos dados eletromagnéticos. Para a prospecção do itabirito rico foram selecionados os dados de urânio anômalo, susceptibilidade aparente e as duas primeiras janelas dos dados eletromagnéticos. Como todos os dados utilizados na construção do modelo prospectivo são de caráter numérico, a pertinência *fuzzy* foi definida com base nas funções *Small* e *Large*, que atribuem altos valores de pertinência *fuzzy*

respectivamente aos menores e maiores valores dos dados utilizados. Assim, a função *Large* foi aplicada, por exemplo, ao dado de potássio anômalo, atribuindo alta pertinência *fuzzy* aos valores positivos de potássio, enquanto a função *Small* foi aplicada ao dado de deconvolução de Euler, atribuindo alta pertinência *fuzzy* para as estruturas com baixos valores de profundidade. Após a definição das possibilidades *fuzzy*, os dados foram combinados através do operador *fuzzy gamma*, com o índice γ igual a 0.8, resultando em um mapa de favorabilidade para minério de ferro na área de estudo (Figura 6.15).

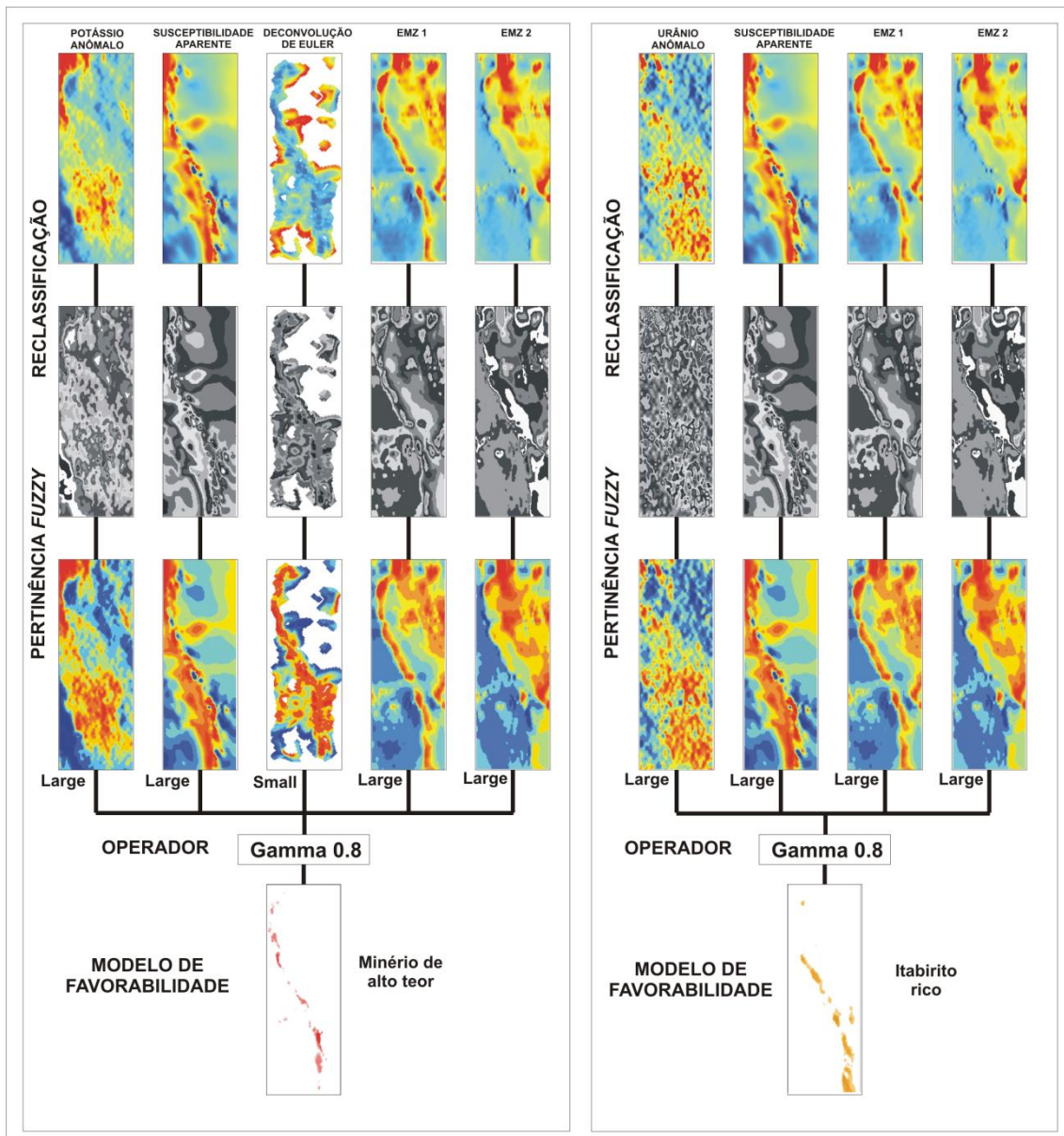


Figura 6.15 – Fluxogramas de modelagem dos dados aerogeofísicos para a seleção de áreas favoráveis para a prospecção de minério de ferro, através de lógica *fuzzy*.

6.7. MAPA PROSPECTIVO E VALIDAÇÃO

Os mapas prospectivos para minério de ferro obtidos a partir do modelo exploratório baseado na caracterização geofísica das formações ferríferas da Serra do Sapo apresentam uma boa correlação com os dados geológicos disponíveis, possibilitando a separação entre os corpos de minério do itabirito encaixante, e da cobertura de canga sobrejacente. Também permitem a separação entre o minério de alto teor do itabirito rico, inclusive com a gradação de favorabilidade dentro dos corpos mapeados (**Figura 6.16**).

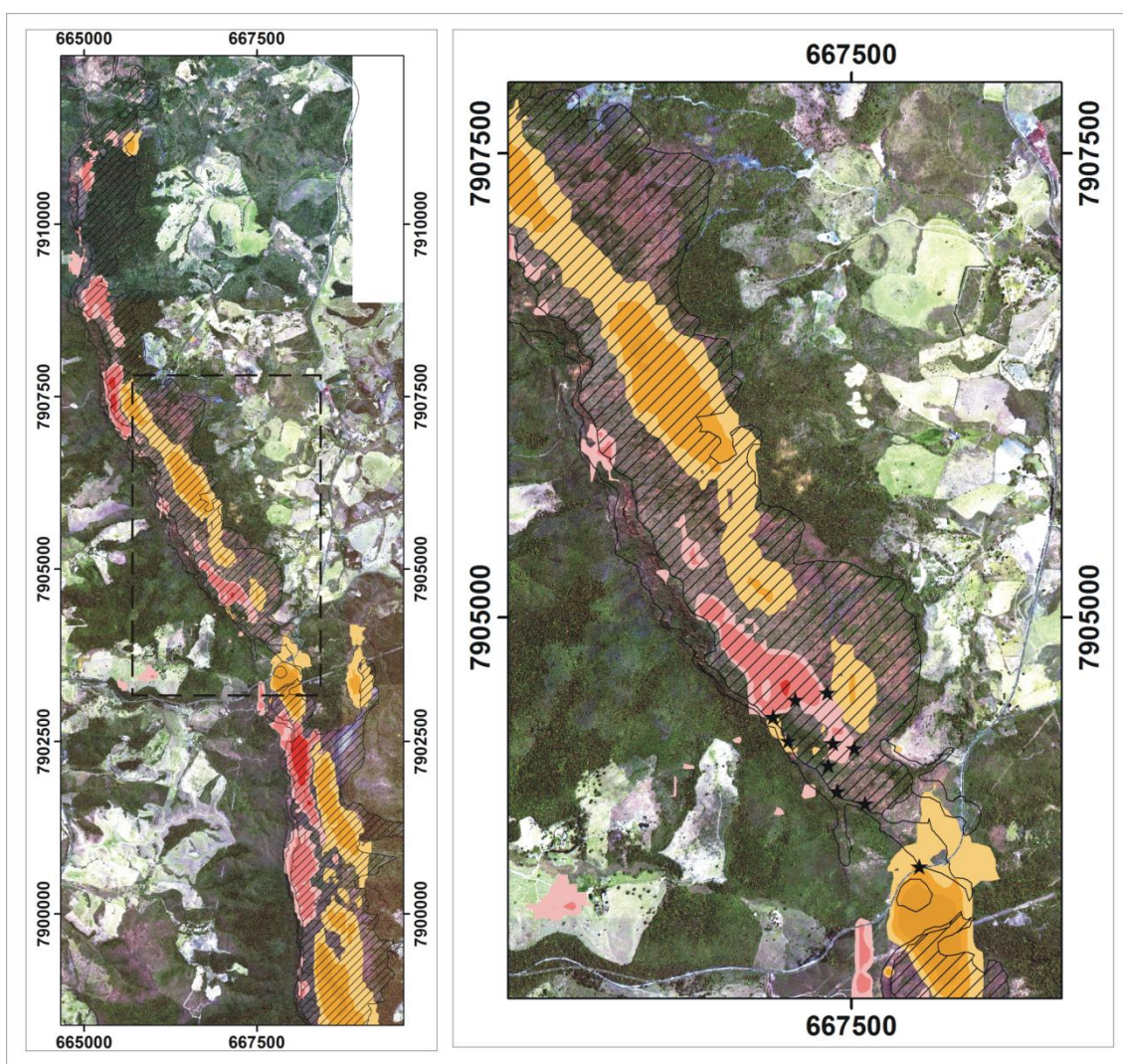


Figura 6.16 – Imagem da Serra do Sapo, com a sobreposição dos mapas de favorabilidade para minério de ferro com teores maiores que 60% Fe (vermelho) e para o itabirito rico, com teores entre 40-60% (laranja). O detalhe da imagem indica a localização de pontos de amostragem de minério de alto teor, e permite observar uma zona de favorabilidade nos corpos mapeados.

7. DISCUSSÕES E CONCLUSÕES

O estudo das formações ferríferas da Serra do Sapo mostrou ser possível a utilização de dados aerogeofísicos na seleção de zonas enriquecidas em minério de ferro, apesar da presença de cobertura vegetal ou processos intempéricos. Porém isso só foi possível devido à caracterização física de rocha realizada previamente em amostras de testemunhos de sondagem.

Essa caracterização permitiu diferenciar as assinaturas geofísicas do minério de ferro de alto teor, do itabirito rico e do itabirito preservado, e correlacioná-las a processos geológicos possivelmente desenvolvidos na região. Embora haja descrição na literatura de corpos de hematita compacta, que representariam um enriquecimento primário, e a ocorrência de cangas mineralizadas na área seja comum, o que poderia sugerir um componente de enriquecimento supérgeno, os dados petrofísicos sugerem que o processo mineralizador mais importante deu-se pela percolação de fluidos através de zonas favoráveis, representadas pelos cinturões de cisalhamento.

Com relação aos corpos de hematita compacta, a caracterização geoquímica do minério de ferro de alto teor, e o *trend* de enriquecimento levemente discordante observado a partir dos teores de Fe e susceptibilidade magnética deixa a possibilidade de que seja o protólito dos corpos de minério de ferro de alto teor, ou que pelo menos esses corpos teriam outra origem que não os itabiritos. Já a canga parece não ter grande relevância no enriquecimento do minério, mesmo quando esse se encontra em níveis mais superiores, uma vez que o perfil de intemperismo é pouco espesso. Sua influência na assinatura geofísica das formações ferríferas também é menor que o esperado, pois preserva a assinatura original.

O processo hidrotermal de enriquecimento do minério de ferro aparentemente não foi de grande intensidade, afetando principalmente as rochas mais suscetíveis, como aquelas de caráter máfico-ultramáfico. Possivelmente só ficou registrado nas formações ferríferas bandadas e pôde ser detectado pela geofísica devido à baixa concentração em radioelementos que essas rochas apresentam naturalmente. Em campo os melhores indicadores desse processo e sua importância para a mineralização é representado pelos veios de quartzo com especularita e pela formação de magnetita pós-metamórfica.

Com relação às assinaturas geofísicas apresentadas pelo minério de ferro, pode-se especular que o enriquecimento em urânio, maior no itabirito rico, tenha origem na recristalização de hematita durante o processo metamórfico. Esse processo afetaria originalmente os dois tipos de minério, e se daria pela maior adsorção do urânio a óxidos hidratados de ferro. O processo hidrotermal posterior, responsável pela geração de especularita promoveria o enriquecimento em potássio, de maior intensidade no minério de alto teor, e promoveria a remobilização de parte do urânio nessas rochas.

Sobre a estratigrafia da Serra do Sapo, muitas relações ainda são pouco claras, devido tanto à deformação como a diversas litologias similares. As rochas máficas que representariam um magmatismo sin-sedimentar, marcando o estágio inicial de deposição das grandes camadas de formação ferrífera foram nesse trabalho associadas à Suíte Ultramáfica de Alvorada de Minas em função do contexto geológico regional, porém um estudo mais detalhado dessas rochas seria necessário. De forma similar a relação de contato entre as rochas máficas da Suíte Rio Mata Cavalo e os metarriolitos, que não puderam ser determinadas em campo. A grande quantidade de zircões encontrados nessas rochas máficas também sugere um estudo mais detalhado.

O modelo exploratório apresentou alta correlação com os corpos de minério mapeados e ocorrência mapeadas em campo. A grande extensão dessas formações ferríferas em um contexto geológico similar, associado à disponibilidade de dados magnetométrico e gamaespectrométricos regionais permitem a expansão do modelo para outras áreas além da área-piloto, podendo gerar subsídios para campanhas de exploração.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Airo M.-L. 2002. Aeromagnetic and aeroradiometric response to hydrothermal alteration. *Surveys in Geophysics*, **23**: 273-302.
- Alexander B.W., Bau M., Andersson P., Dulski P. 2008. Continentally-derived solutes in shallow Archean seawater: Rare earth element and Nd isotope evidence in iron formation from the 2.9 Ga Pongola Supergroup, South Africa. *Geochim. Cosmoch. Acta*, (**72**): 378-394.
- Alkmim F.F., Marshak S. 1998. Transamazonian orogeny in the southern São Francisco cráton region, Minas Gerais, Brazil: evidence for paleoproterozoic collision and collapse in the Quadrilátero Ferrífero. *Precambrian Res.* **90**, p. 29–58.
- Alkmim F.F., Marshak S., Pedrosa-Soares A.C., Peres G.G., Cruz S., Whittington A. 2006. Kinematic evolution of the Araçuaí-West Congo orogen in Brazil and Africa: Nutcracker tectonics during the Neoproterozoic assembly of Gondwana. *Precambrian Res.*, **149**: 43-64.
- Alkmim F.F., Pedrosa-Soares A.C., Noce C.M., Cruz S.C.P. 2007. Sobre a evolução tectônica do Orógeno Araçuaí-Congo Ocidental. *Geonomos* **15** (1): 25-43.
- Almeida F.F.M. 1977. O Cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, **7**: 285-295.
- Almeida F.F.M. 1978. A evolução dos crátoms Amazônico e do São Francisco comparada com a de seus homólogos do hemisfério norte. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 30, Recife, 1978. *Anais*, Recife, v. **6**, p. 2393-2407.
- Almeida F.F.M. 1993. Limites do Cráton do São Francisco em Minas Gerais: Síntese dos conhecimentos. In: SBG, Simpósio sobre o Cráton do São Francisco, 2, Salvador, 1993. *Anais*, Salvador, p. 256-259.
- Almeida F.F.M., Litwinski N. 1984. Província Mantiqueira: Setor Setentrional. In: F.F.M. de Almeida, Y. Hasui (eds). *O Pré-Cambriano do Brasil*. Blücher, São Paulo, p. 282-307.
- Almeida-Abreu P.A. 1993. A Evolução Geodinâmica da Serra do Espinhaço Meridional, Minas Gerais, Brasil. Doct. dissertation, Geowiss. Fakultät. Universidade de Freiburg, Freiburg, 150p.
- Almeida-Abreu P.A. 1995. O Supergrupo Espinhaço da Serra do Espinhaço Meridional (Minas Gerais): o rifte, a bacia e o orógeno. *Geonomos* **3** (1): 1-18.
- Almeida-Abreu P.A., Renger F.E. 2002. Serra do Espinhaço Meridional: um orógeno de colisão do Mesoproterozóico. *Revista Brasileira de Geociências*, **32** (1): 1-14.
- Almeida-Abreu P.A., Knauer L.G., Hartmann M.B., Vieira dos Santos G.G, Guimarães M.L.V., Abreu F.R., Schrank A., Pflug R. 1989. Estratigrafia, Faciologia e Tectônica do Supergrupo Espinhaço na Região de Serro. Conceição do Mato Dentro, Minas Gerais, Brasil. *Zbl. Geol. Paläont. Teil I*, Stuttgart, H 516, p. 857-873.
- Angeli N., Vlach S.R. 2004. Chromite Composition, Metamorphism, and PGM distribution in Chromitites from the Espinhaço Ridge – Brazil. *Int. Congr. of Applied Mineralogy*, São Paulo, p. 849-852.
- Angeli N., Penha U.C., Knauer L.G., Motta J.G., Fonseca-Filho, C.R.A. 2008. The Rio Mata Cavallo Metavolcano-Sedimentary Sequence: the gold mineralization and its origin. *Anais IV Simpósio de Vulcanismo e Ambientes Associados*, Foz do Iguaçu, p. 1-6.
- Assis L.C. 1982. Estratigrafia, tectônica e potencialidade mineral das unidades precambrianas da região do Serro-MG (Quadrícula de Mato Grosso). Tese de Mestrado, UnB, Brasília, 149 p.

- Barley M.E., Pickard A.L., Hagemann S.G., Folkert S.I. 1999. Hydrothermal origin for the 2 billion year old Mount Tom Price giant ore deposit, Hamersley Province, Western Australia. *Mineral. Depos.* **34**:784–789.
- Bau M. 1993. Effects of syn- and post-depositional processes on the rare-earth element distribution in Precambrian iron-formations. *Eur. J. Mineral.*, **5**, p. 257-267.
- Bekker A., Slack J.F., Planavsky N., Krapez B., Hofman A., Konhauser K.O., Rouxel O.J. 2010. Iron Formation: The sedimentary product of a complex interplay among mantle, tectonic oceanic, and biospheric processes. *Econ. Geol.*, vol. **105**, p. 467-508.
- Beukes N.J., Gutzmer J. 2008. Origin and paleoenvironmental significance of major iron formations at the Archean-Paleoproterozoic boundary. *SEG Reviews in economic geology*, vol. **15**, p. 5-47.
- Beukes N.J., Dorland H., Gutzmer J., Nedachi M., Ohmoto H. 2002. Tropical laterites, life on land, and the history of atmospheric oxygen. *Geology*, v. **30**, p. 491-494.
- Blum M.L.B. 1999. Processamento e Interpretação de Dados de Geofísica Aérea no Brasil Central e sua Aplicação à Geologia Regional e à Prospecção Mineral. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 229p.
- Bonham-Carter G.F. 1994. Geographic Information Systems for Geoscientists: Modelling with GIS. Ontario. Pergamon Press, 398 p.
- Boyle R.W. 1982. Geochemical prospecting for thorium and uranium deposits. *Developments in Economic Geology*, n.16, p. 71-78.
- Braga M.A., Carlos D.U., Almeida T., Dayan H., Sousa R.R., Braga C.A. 2009. Mapeamento litológico por correlação entre dados de aeromagnetometria e aerogradiometria gravimétrica 3D-FTG no Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brasil. *Ver. Bras. de Geofísica* **27**(2): 255-268.
- Brito-Neves B.B., Cordani U.G., Kawashita K., Delhal J. 1979. A Evolução Geocronológica da Cordilheira do Espinhaço - Dados Novos e Integração. *Rev. Bras. Geoc.*, **9**(1), p. 71-85.
- Bubner G., Dentith M., Dhu T., Hillis R. 2003. Geophysical exploration for iron ore in the Middleback Ranges, South Australia. *Geophysical Signatures of South Australian Mineral Deposits*, p. 29-46.
- Carvalho L.M.M., Pires A.C.B., Oliveira C.G., Moraes R.A.V., Blum M.L.B. 2005. Processamento e interpretação dos dados magnetométricos aéreos do Projeto Itabira-Ferros, MG. Anais *Ninth International Congresso f the Brazilian Geophysical Society*, Salvador, p. 1-4.
- Chemale F., Dussin I.A., Martins M.S., Alkmim F.F., Queiroga G. 2010. The Espinhaço Supergroup in Minas Gerais: a Stenian Basin?. Anais, *VII South American Symposium on Isotope Geology*. Brasília, p. 552-555.
- Clout J.M.F., Simonson B.M. 2005. Precambrian iron formations and iron formation-hosted iron ore deposits. *Econ. Geol.*, 100th Anniv Vol: 643–649.
- Cruz S.C.P., Alkmim F.F., Lagoeiro L.E. 2005. Zona de cisalhamento do núcleo do anticlinório de Gouveia, Cordilheira do Espinhaço, MG: Geometria, cinemática e processos deformacionais. *Rev. Bras. Geociências*, **35** (4): 441– 452.
- Dalstra H., Flis M. 2008. High-grade iron ore exploration in na increasingly steel-hungry world: the past, current, and future role of exploration models and technological advances. *SEG Reviews in economic geology*, vol. **15**, p. 393-409.
- Davino A., 1974. Magnetismo anômalo de alguns depósitos de ferro supérgenos de Minas Gerais. *Boletim IG*. Instituto de Geociências, USP, vol. **5**: p. 57-64.

Deer W.A., Howie R.A., Zussman J. 1992. Minerais constituintes de rochas – Uma introdução. Tradução de Macedo C.A.R. 2. Ed., Lisboa. Fundação Calouste Gulbenkian, 727 p.

DNPM, 2009. Informe Mineral, Desenvolvimento & Economia Mineral, Vol. 8. Brasília, 45 p.

Dorr J.V.N II, Barbosa A.L.M. 1963. Geology and ore deposits of the Itabira district, Minas Gerais, Brazil. *U. S. Geol. Survey. Prof. Paper.* 341-C, 110 p.

Dossin T.M. 1985. Geologia e geoquímica das Formações Ferríferas da Serra da Serpentina, Conceição do Mato Dentro - MG. Tese de Mestrado, UnB, Brasília, 140 p.

Dossin I.A., Uhlein A., Dossin T.M. 1984. Geologia da Faixa Móvel Espinhaço em sua Porção Meridional, Minas Gerais. *Anais, 33^o Cong. Bras. Geologia, Soc. Bras. Geologia*, Vol. 2, Rio de Janeiro, p. 3118-3132.

Dossin I. A., Dossin T. M., Charvet J., Cocherie A., Rossi P. 1993. single-Zircon Dating Step-wise Pb-Evaporation of Middle Proterozoic Magmatism in the Espinhaço Range, Southeastern São Francisco (Minas Gerais - Brazil). *Anais, 2^o Simpósio Craton São Francisco*, Soc. Bras. Geologia, Vol. 1, Salvador, p. 39-42.

Dossin T.M., Dossin I.A., Charvet J., Bonhomme M.G. 1995. K-Ar chronology of a Mesozoic dike from southern Espinhaço Region (SE Brazil). *J. S. Am. Earth Sci.*, 8: 47-53.

Dussin I.A., Dussin T.M. 1995. Supergrupo Espinhaço: Modelo de evolução geodinâmica. *Geonomos*, 3: 19-26.

Dymek R.F., Klein C. 1988. Chemistry, Petrology and Origin of Banded Iron-formation Lithologies from the 3.800 Ma Isua Supracrustal Belt, West Greenland. *Precambrian Research*, 39, p. 247-302.

Ernst W.G. 1963. Significance of phengitic micas from low-grade schists. *The American Mineralogist*, vol 48, p. 1357-1373.

Eschwege W.L. von 1822. Geognostisches gemalde vom Brasilien und wahrscheinliches muttergestein der diamanten. Weimar, Landes Industrie Comptoir, 44p.

Evensen N.M., Hamilton, P.J., O'nions R.K. 1978. Rare-Earth abundances in Chondritic meteorites. *Geochim. Cosmoch. Acta*, (42): 1199-1212.

Flis M., 2008. Advances in geophysics applied to the search for banded iron formation-related, high-grade hematite iron ore. *SEG Reviews in economic geology*, vol. 15, p. 381-391.

Fogaça A.C.C., Almeida-Abreu P.A., Schorscher H.D. 1984. Estratigrafia da sequência supracrustal Arqueana na porção mediana central da Serra do Espinhaço - MG. *Anais, 33^o Cong. Bras. Geologia, Soc. Bras. Geologia*, Rio de Janeiro, Vol. 2, p. 2652-2667.

Fryer B.J. 1983. Rare Earth Elements in Iron-Formation. *In: Trendall A.F., Morris R.C. – Iron Formations Facts and Problems*. Elsevier Scientific Publishing Inc., Netherlands, 598 p.

Geosoft 2009. Oasis Montaj Geophysics v7.1. Geosoft, Inc, Toronto, 39 p.

Goodwin A.M. 1973. Archaean iron-formation and tectonics basins of the Canadian Shield. *Econ. Geol.* 68: 915-933.

Gross G.A. 1965. Geology of iron deposits in Canada. I. General geology and evaluation of iron deposits. *Geol. Surv. Can. Econ. Geol. Rep.* 22.

Gross G.A. 1980. A classification of iron-formation based on depositional environments. *Canadian Mineralogist*, v. 18, p. 215-222.

- Gross G.A. 1983. Tectonic systems and the deposition of iron-formation. *Precambrian Research*, v. 20, p. 171-187.
- Hagedorn M.G. 2004. Contexto geotectônico da Serra do Espinhaço e domínios adjacentes a leste (Minas Gerais) com ênfase em aspectos geoquímicos e geocronológicos. Tese de Doutorado. Universidade Estadual Paulista, 222 p.
- Hagemann S., Rosière C., Gutzmer J., Beukes N.J. 2008. Glossary of terms – Banded Iron Formation-Related High-Grade Iron Ore. *SEG Reviews in economic geology*, vol. 15, p. 411-414.
- Heilbron M., Pedrosa-Soares A.C., Neto M.C.C., Silva L.C., Trouw R.A.J., Janasi V.A. 2004. Província Mantiqueira. *In: Matesso-Neto V., Bartorelli A., Carneiro C.D.R., Brito-Neves B.B. (Eds.): Geologia do Continente Sul-Americano. 2004. Cap. XIII, p.203-235.*
- Henderson P. 1984. Rare Earth Element geochemistry. Amsterdam, Elsevier, 510 p.
- Herrgesell G. 1984. Das Präkambrium am Ostrand der nördlichen Serra do Cipó (Serra do Espinhaço, Minas Gerais, Brasilien). Dissertation, Universidade Freiburg, Alemanha, 247 p.
- Herrgesell G. 1985. Uma margem continental proterozóica na Serra do Cipó Setentrional (Serra do Espinhaço Meridional). *Anais 3º Simpósio de Minas Gerais, Belo Horizonte*; p. 1-15.
- James H.L. 1954. Sedimentary facies of iron formation. *Econ. Geol.*, vol. 43, (3): p. 239-293.
- Kileen P.G. 1979. Gamma-ray spectrometric methods in uranium exploration – application and interpretation. *Geophysics and Geochemistry in the Search for Metallic Ores. Geological Survey of Canadá, Economic Geologic Report*, vol. 31, p. 163-229.
- Kimberley M.M. 1978. Paleoenvironmental classification of iron formations. *Econ. Geol.*, 73, p. 215–229.
- Knauer L.G. 1990. Evolução geológica do Pré-cambriano da porção centro-oeste da Serra do Espinhaço Meridional e metalogênese associada. Tese de Mestrado, Univ. Campinas, Campinas, S. Paulo, 298 p.
- Knauer L.G. 2007. O Supergrupo Espinhaço em Minas Gerais: considerações sobre sua estratigrafia e seu arranjo estrutural. *Geonomos* 15 (1): 81-90.
- Knauer L.G., Schrank A. 1993. A origem dos filitos hematíticos da Serra do Espinhaço Meridional, Minas Gerais. *Geonomos*, 1: 33-38.
- Knauer L.G., Grossi-Sad J.H. 1997. Geologia da Folha Serro. *In: Grossi-Sad J.H.; Lobato L.M., Pedrosa-Soares A.C., Soares-Filho B.S. (coordenadores e editores). PROJETO ESPINHAÇO EM CD-ROM (textos, mapas e anexos). Belo Horizonte, COMIG - Companhia Mineradora de Minas Gerais. p. 2057-2316.*
- Lima T.A.F. 2009. Estudo de inclusões fluidas em hematitas e em quartzo associado das formações ferríferas da Serra do Sapo, Conceição do Mato Dentro, MG. Tese de Mestrado. Centro de Desenvolvimento da Tecnologia Nuclear, 191 p.
- Machado N., Schrank A., Abreu F.R. de, Knauer L.G., Almeida-Abreu P.A. 1989. Resultados preliminares da geocronologia U-Pb na Serra do Espinhaço Meridional. *Anais, 5ª Simp. Geol. de Minas Gerais, Soc. Bras. Geologia, Núcleo MG, Bol. 10, Belo Horizonte*, p. 171-174.
- Martins-Neto M.A. 1998. O Supergrupo Espinhaço em Minas Gerais: Registro de uma bacia rifte-sag do Paleo-Mesoproterozóico. *Rev. Bras. Geociências*, 28: 151–168.
- Martins-Neto M.A. 2000. Tectonics and sedimentation in a Paleo/Mesoproterozoic rift-sag basin (Espinhaço Basin, southeastern Brazil). *Precamb. Res.* 103, p. 147-173.

- McLellan J.G., Oliver N.H.S. 2008. Application of numerical modeling to extension, heat, and fluid flow in the genesis of giant Banded Iron Formation-Hosted Hematite Ore deposits. *SEG Reviews in economic geology*, vol. **15**, p. 185-196.
- Minty B.R.S. 1991. Simple Micro-Levelling for Aeromagnetic Data. *Exploration Geophysics*. **22**:591-592.
- Morris R.C. 1998. BIF-hosted iron ore deposits – Hamersley style. *AGSO J. Aust. Geol. & Geophys.* **17**:207–211.
- Pedrosa-Soares A.C., Wiedemann-Leonardos C.M. 2000. Evolution of the Araçuaí belt and its connection to the Ribeira Belt, Eastern Brazil. In: U.G. Cordani, E.J. Milani, A. Thomaz Filho, D.A. Campos (Eds.) *Tectonic Evolution of South America*. São Paulo, SBG, p. 265-285.
- Pedrosa-Soares A.C., Noce C.M., Vidal Ph., Monteiro R.L.B.P., Leonardos O.H. 1992. Towards a new tectonic model for the Late Proterozoic Araçuaí (SE Brazil) - West Congolian (SW Africa) Belt. *J. S. Am. Earth Sci.*, **6**: 33-47.
- Pedrosa-Soares A.C., Vidal Ph., Leonardos O.H., Brito-Neves B.B. 1998. Neoproterozoic oceanic remnants in eastern Brazil: Further evidence and refutation of an exclusively ensialic evolution for the Araçuaí-West Congo Orogen. *Geology*, **26**: 519-522.
- Pedrosa-Soares A.C., Noce C.M., Alkmim F.F., Silva L.C., Babinski M., Cordani U., Castañeda C. 2007. Orógeno Araçuaí: Síntese do conhecimento 30 anos após Almeida 1977. *Geonomos* **15** (1): 1-16.
- Pflug R. 1968. Observações sobre a Estratigrafia da Série Minas na Região de Diamantina. Dep. Nac. Prod. Mineral / Div. Geol. Mineralogia. Notas Preliminares e Estudos, 142, Rio de Janeiro, 20 p.
- Pflug R., Renger F. 1973. Estratigrafia e evolução geológica da margem SE do Cráton Sanfranciscano, Anais, *27^o Congr. Bras. Geologia*, V. **2**, Aracaju, p. 5-19.
- Pirajno F. 2009. Hydrothermal processes and mineral systems. Springer, 1250 p.
- Pires A.C.B. 1990. Statistical characterization of greenstone sequences using magnetic and gamma-ray spectrometric data, Guarinos-Pilar de Goiás area, Brazil. *Rev. Bras. Geociências*, **20** (3): 293– 298.
- Pires A.C.B (1995). Identificação geofísica de áreas de alteração hidrotermal, Crixás-Guarinos, Goiás. *Rev. Bras. Geociências*, **25** (1): 61– 68.
- Porada H. 1989. Pan-African rifting and orogenesis in southern to equatorial Africa and Eastern Brazil. *Precambrian Res.*, **44**: 103-136.
- Powell McA., Oliver N.H.S., Li Z.X., Martin D.McB., Ronaszeki J. 1999. Synorogenic hydrothermal origin for giant Hamersley iron oxide ore bodies. *Geology* **27**:175–178.
- Renger F. 1972. As rochas ultramáficas da Serra do Espinhaço, Minas Gerais. *Rev. Bras. Geociências*, vol. **2**, p. 151-160.
- Renger F.E., Knauer L.G. 1995. Espinhaço – *Quo Vadis?* (onde está? – aonde vai?) A evolução dos conhecimentos sobre a cordilheira do Espinhaço Meridional em Minas Gerais entre 1979 e 1995. *Geonomos*, **3** (1): 31-39.
- Rolim V.K. 1992. Uma interpretação das estruturas tectônicas do Supergrupo Espinhaço, baseada na geometria dos falhamentos de empurrão. *Rev. Esc. Minas*, **45** (2): 75-77.
- Rolim V.K. 2007. Relatório de mapeamento da região de Itapanhoacanga e Sapo, MG. MMX – Minas-Rio Mineração e Logística Ltda. Relatório interno, 12 p.

- Schöll W.U., Fogaça A.C.C. 1979. Estratigrafia da Serra do Espinhaço na região de Diamantina. Anais, Simpósio de Geologia de Minas Gerais, Soc. Bras. Geologia, Núcleo MG, Bol. 1, Belo Horizonte, p. 55-73.
- Silva A.M. 1999. Geophysical and Geological Data Integration Using a New Statistical Approach for Mineral Target Selection Applied to the Rio das Velhas Greenstone Belt, Quadrilátero Ferrífero. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 195p.
- Silva A.M., Chemale F., Kuyumjian R.M., Heaman L. 1995. Mafic dike swarms of Quadrilátero Ferrífero and Southern Espinhaço, Minas Gerais, Brazil. *Rev. Bras. Geociências*, **25** (2): 124-137.
- Silva A.M., McCafferty A., Pires A.C.B., Rodrigues L.C.R. 2000. Predictive geophysical model for gold mineralization in the Quadrilátero Ferrífero, Brazil: the case of Cuiabá Mine. *Rev. Bras. Geociências*, **30** (3): 543– 546.
- Silva A.M., Pires A.C.B., McCafferty A., Moraes R.A.V., Xia H. 2003. Application of airborne geophysical data to mineral exploration in the uneven exposed terrains of the Rio das Velhas Greenstone Belt. *Rev. Bras. Geociências*, **33** (2-suplemento): 17– 28.
- Silva A.M., Oliveira C.G., Marquez G.C., Pires A.C.B. 2007. Geophysical responses of hydrothermal rocks associated with copper-gold mineralization in the Neoproterozoic Mara Rosa Magmatic Arc, Central Brazil. In: Milkereit B. - *Exploration in the Millenium. Proceedings of the Fifth Decennial International Conference on Mineral Exploration*. Vol 2, p. 1179-1183.
- Soares M.S., Koppe J.C., Costa J.F.C.L., Rolim S.B. 2004. Interpretação das anomalias de potássio hidrotermal e parâmetro F da região do Complexo Bossoroca, São Sepe, RS. *Rev. Esc. Minas*, **57** (1): 39-44.
- Spectrem 2008. Spectrem Surveys – Itapa Project (Brasil). Relatório interno. 26p.
- Sun S-s., McDonough W.F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle compositions and processes. In: Saunders A. D., Norry M. J. (eds). *Magmatism in the ocean basins*. Geological Society. London, p. 313-345.
- Tagliani T.R., Hartmann M.B., Almeida-Abreu P.A., Fernandes P.C. 1988. Estudo da deformação em vulcanitos ácidos da Serra do Sapó, Cordilheira do Espinhaço Meridional. *Rev. Bras. Geociências*, vol. **18**, p. 63-68.
- Trendall A.F. 2002. The significance of iron-formation in the Precambrian stratigraphic record. *Spec. Publs int. Ass. Sediment.* **33**, 33-66.
- Uhlein A. 1982. Geologia e mineralizações de cromita e itabiritos da região do Serro - MG. Tese de Mestrado. Universidade de Brasília, 189 p.
- Van-Hise C.R., Leith, C.K. 1911. The geology of the Lake Superior region. U.S. Geol. Surv., Monogr., 52: 641 p.
- Vilela O.V., Santos O.M. 1983. Dados preliminares sobre o depósito de minério de ferro da Serra da Serpentina, Conceição do Mato Dentro, MG. *Anais, 2º Simpósio de Geologia de Minas Gerais*, Soc. Bras. Geologia, Núcleo MG, Belo Horizonte, p. 333-346.
- Yardley B.W.D. 2004. Introdução à petrologia metamórfica. Tradução de Fuck R.A. 2. Ed. Revista. Brasília: Editora Universidade de Brasília, 432 p.
- Zapparoli A. C. 2001. Os depósitos de cromita da Borda Leste da Serra do Espinhaço Meridional, Minas Gerais: petrologia, quimismo e implicações genéticas. Tese de Mestrado. Universidade Estadual Paulista, 115p.