

**UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**

**CARACTERIZAÇÃO DA FORMAÇÃO FERRÍFERA
BANDADA ASSOCIADA À FORMAÇÃO GLACIAL PUGA
NA REGIÃO DE BODOQUENA, MS**

Thiago Piacentini

Orientador: Prof. Dr. Jorge Kazuo Yamamoto

MONOGRAFIA DE TRABALHO DE FORMATURA

(TF-56/2006)

**SÃO PAULO
2006**

TF
P579
T.c

**UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**

**Caracterização da formação ferrífera bandada
associada à formação glacial Puga na região de
Bodoquena, MS**

Thiago Piacentini



Monografia de Trabalho de Formatura

Banca Examinadora

Prof. Dr. Jorge Kazuo Yamamoto

Prof. Dr. Otávio Gandolfo

Prof. Dr. Maria Irene Bartolomeu Raposo

São Paulo

2006

**UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**

DEDALUS - Acervo - IGC



30900024407

**CARACTERIZAÇÃO DA FORMAÇÃO FERRÍFERA BANDADA
ASSOCIADA À FORMAÇÃO GLACIAL PUGA NA REGIÃO DA
BODOQUENA-MS**



Aluno: Thiago Piacentini

Orientador: Prof. Dr. Jorge Kazuo Yamamoto

MONOGRAFIA DE TRABALHO DE FORMATURA

TF – 06/56

SÃO PAULO

2006

TF
P599
T.C

INSTITUTO DE AGRICULTURA
E ZOOLOGIA

ASSOCIADA A FORMACAO DE AGUA NA REGIAO DA
CASA TERCEIRA DA FORMACAO DE AGUA NA REGIAO DA



BOCCONEA-MS

FORMACAO DE TRABAHO DE FORMACAO

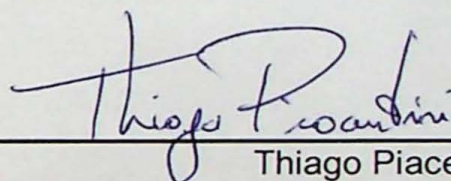
TR-0000

2012-01-02

1000

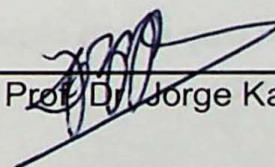
UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**CARACTERIZAÇÃO DA FORMAÇÃO FERRÍFERA BANDADA
ASSOCIADA À FORMAÇÃO GLACIAL PUGA NA REGIÃO DA
BODOQUENA-MS**



Thiago Piacentini

(Aluno)



Prof. Dr. Jorge Kazuo Yamamoto

(Orientador)

MONOGRAFIA DE TRABALHO DE FORMATURA

TF – 06/56

SÃO PAULO

2006

**"O mais importante da vida não é a situação em que estamos,
mas a direção para a qual nos movemos."
(Oliver W. Holmes)**

AGRADECIMENTOS

Graças à colaboração, apoio e incentivo de inúmeras pessoas, mais uma etapa da minha vida vem sendo concluída e, de uma forma ou de outra, elas merecem ser agradecidas. É claro que será impossível citar todas, mas deixo claro que jamais serão esquecidas, por mais singela que tenha sido sua contribuição.

Foi de uma enorme satisfação ter trabalhado com dedicação e perseverança neste projeto que, desde o início, mostrou-se abrangente para pouco tempo. Portanto, quero agradecer pela confiança depositada na minha pessoa para o desenvolvimento deste trabalho dada pelo professor Jorge Kazuo Yamamoto que desde 2003 tem me mostrado o caminho das pedras. As sugestões e colaboração do professor Paulo Boggiani, nas diversas atividades relacionadas a este projeto, também foram de inestimável importância. Além da dedicação na (co-)orientação deste trabalho, eles estiveram sempre de prontidão em auxiliar-me no que fosse necessário.

Ao professor Ginaldo Campanha, que também fez parte desta equipe e que, junto com sua orientada, Fernanda Rostirola, tive os primeiros contatos na Serra da Bodoquena.

É claro que o interesse por Formações Ferríferas é anterior à realização deste trabalho, e por isso agradeço ao professor Johann Hans Daniel Schoscher, e sua equipe, Gabriel Rossi (Rã) e Thaís Noffs, que me introduziram ao tema e estiveram ao longo deste ano sempre dispostos a trocar informações.

Mesmo não estando diretamente envolvidos com o trabalho, não posso deixar de agradecer a boa vontade e disposição em ajudar dos professores João Batista Moreschi e Gianna Garda, que me atenderam sempre que surgia uma dúvida, ou uma idéia nova.

Ao professor Hercílio Rechenberg do Instituto de Física da USP, pelas análises Mössbauer realizadas e auxílio na interpretação das mesmas.

Ao professor Valter Malagutti do Instituto de Geociências e Ciências Exatas da UNESP de Rio Claro, pelo empréstimo do magnetômetro onde, sem ele, este trabalho não seria completo.

A mineração Horii, nas pessoas de Kazuto Horii e Vladimir Dalletezze, por todo apoio e incentivo no desenvolvimento deste trabalho.

Aos técnicos do CEPAS-USP, Paulo Rodrigues de Lima (grande Paulinho) e Fernando Saraiva, que me auxiliaram durante o levantamento magnetométrico. Além do apoio técnico, o levantamento não seria possível sem a ajuda dos auxiliares de campo Ayrton Graúna, Sidney Pinto, Cláudio Severino, Pedro Bertoso, Fátima e Annabel Martins, cedidos pela Mineração Horii. O bom humor e as “rodas de tereré” foram fundamentais para o sucesso deste levantamento.

Nos últimos meses, tive o prazer de trabalhar com o professor Eder Molina, do IAG-USP, sempre disposto a ensinar, ajudar, e participar cada vez mais deste trabalho. Sem ele, o processamento de dados não teria chegado a metade do que foi feito, e sei que muitos frutos ainda virão desta parceria.

Aos funcionários do IG-USP, tanto dos laboratórios, biblioteca e administrativos, que constantemente, ao longo deste ano, estiveram prontos para transmitir sua vasta experiência em anos de casa.

Ao final de cinco anos no IG-USP, acabei criando grandes vínculos, não só com o corpo docente, mas com as demais turmas, fazendo com que eu me sentisse cada vez mais em casa, onde tive a oportunidade de dividir com várias pessoas todas as minhas conquistas, desejos e sonhos. E é claro que ao final de cinco anos, acabei conquistando amigos eternos que eu não poderia deixar de agradecer-los, onde, contribuíram, não só na minha formação profissional, como pessoal: Débora Buchrieser, Andrezza Mota, Juliana Lívi, Vivian Azor, Vanessa Faria, Tereza Lee. O acaso fez de nós colegas, mas só o coração para transformar esta caminhada em amizade.

Não apenas elas, mas também eles, foram companheiros mútuos: Bernardo Freitas, Daniel Uliana, Reginaldo Silvestre, Carlos Maldaner, Diego Andrieghetti, Yuri Jivago e todos da turma 2002.

Sem me esquecer da caipirada, Phill Prates, Marcelo Maiolo, Mauricio Beraldo e todos amigos do peito da terrinha que me acompanham antes de eu mesmo pensar em ser geólogo, e que sempre estarão à disposição para o que for preciso.

Por último, mas não menos importante, agradeço a minha família. Aos meus pais Augusto e Valderez, que sempre fizeram o possível para me proporcionar o melhor, independente da minha decisão, e aos meus irmãos, Gustavo e Gláucia, que me apóiam incondicionalmente.

Agradecimentos especiais à FAPESP pelo suporte financeiro ao projeto de pesquisa (processo 04/01233-0).

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS	iii
LISTA DE FIGURAS	vi
LISTA DE TABELAS	vii
RESUMO.....	viii
ABSTRACT.....	ix
1. INTRODUÇÃO	1
1.1. JUSTIFICATIVAS	3
1.2. OBJETIVOS.....	5
1.3. ÁREA DE ESTUDO	5
1.4. GEOLOGIA REGIONAL.....	6
1.5. FORMAÇÕES FERRÍFERAS: Definição, Nomenclatura e Classificação	7
1.5.1. Distribuição das Formações Ferríferas através do tempo	8
2. MATERIAIS E MÉTODOS.....	10
2.1. AMOSTRAGEM	10
2.2. CARACTERIZAÇÃO MINERALÓGICA.....	10
2.3. CARACTERIZAÇÃO QUÍMICA.....	11
2.4. MAGNETOMETRIA TERRESTRE	14
2.4.1. Tratamento dos dados magnéticos	15
2.5. ATIVIDADES REALIZADAS	20
3. RESULTADOS OBTIDOS.....	21
3.1. CARACTERIZAÇÃO QUÍMICA E MINERALÓGICA	21
3.2. MAGNETOMETRIA TERRESTRE	28
4. DISCUSSÃO DOS DADOS	38
5. CONCLUSÕES	41
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	42
ANEXO I.....	47
ANEXO II.....	52
ANEXO III.....	53
ANEXO IV	54

LISTA DE FIGURAS

Figura 1	Localização das ocorrências de Formação Ferrífera associada a depósitos glaciais Neoproterozóicos	1
Figura 2	Mapa geológico da Faixa Paraguai indicando as ocorrências de BIF	2
Figura 3	Principais países de destino das exportações brasileiras de bens primários de ferro	4
Figura 4	Mapa de localização indicando as principais rodovias de acesso	6
Figura 5	Abundância esquemática de BIF através do Pré-Cambriano	9
Figura 6	Vista geral da trincheira com a localização das amostras analisadas	10
Figura 7	Espectro Mössbauer de um composto de ferro apresentando um sexteto	13
Figura 8	Magnetômetro de precessão nuclear e contador eletrônico	15
Figura 9	Forma da anomalia magnética em função da latitude magnética	16
Figura 10	Forma da anomalia magnética observada após a redução ao pólo	17
Figura 11	Esboço do método do sinal analítico	18
Figura 12	Forma do sinal analítico independente da direção de magnetização	19
Figura 13	Contato do diamictito de matriz ferruginosa com a camada de BIF	21
Figura 14	Aspectos macroscópicos do diamictito de matriz ferruginosa e do BIF	22
Figura 15	Imagem de MEV e fotomicrografia de grão martitizado	23
Figura 16	Difratograma da amostra BD-9.8G	23
Figura 17	Correlação interelementar (Al x Ti, Zr e P)	24
Figura 18	Espectro Mössbauer para as amostras analisadas	26
Figura 19	Bloco de granito imerso na matriz ferruginosa e detalhe do microbandamento	27
Figura 20	Porção enriquecida em Fe e fotomicrografia formado pela recristalização dinâmica dos grãos	28
Figura 21	Localização dos pontos e linhas do levantamento magnetométrico	29
Figura 22	Gráfico com dados calculados segundo o modelo do ON e do IGRF para L01	31
Figura 23	Gráfico com o campo regional calculado segundo um polinômio e os valores residuais	32
Figura 24	Mapa do campo magnético residual da região de estudo	33
Figura 25	Redução ao pólo dos dados observados na área de estudo	35
Figura 26	Sinal analítico calculado para a região de estudo	37
Figura 27	Diagrama esquemático da gênese das formações ferríferas bandadas Neoproterozóicas	39
ANEXO III	Gráficos com o registro da variação diurna	53
ANEXO IV	Gráficos com o campo regional calculado e os valores residuais obridos	54

LISTA DE TABELAS

Tabela 1	Histórico do preço médio para exportação de bens primários de ferro no Brasil	4
Tabela 2	Parâmetros Mössbauer de óxidos e hidróxidos de ferro à temperatura de 295K	13
Tabela 3	Análise química por Fluorescência de Raios-X da camada de BIF	25
Tabela 4	Parâmetros hiperfinos Mössbauer das amostras analisadas à 300K	27
Tabela 5	Dados magnéticos referentes às linhas do levantamento	30

RESUMO

Ocorrência recém descoberta de formação ferrífera bandada (BIF) associada a diamictitos interpretados como pertencentes à Formação Puga (Marinoano) é descrita na presente monografia em contexto diferente dos depósitos de ferro do Grupo Jacadigo no Maciço de Urucum. A formação ferrífera ocorre em camada de 2 m de espessura, de direção NS, mergulhando 45° E e encontra-se associada a diamictito de matriz ferruginosa foliado e com metamorfismo de baixo grau. Apresenta bandamento centimétrico com camadas de hematita e magnetita alternadas com camadas submilimétricas de quartzo e chert, em parte estiradas devido à deformação tectônica que originou a Faixa Paraguai. Os teores de Fe_2O_3 variam da ordem de 75%, na base e no topo do pacote, para 52% nas porções intermediárias da seção. A concentração no teor de Fe nas bordas se dá pela remobilização da sílica para o centro do corpo devido, provavelmente, à ação tectônica. Análises químicas mostram que os teores de Al_2O_3 são elevados (2,89 - 3,45%) e a forte correlação com TiO_2 e Zr indicam uma participação de componentes detríticos nos sedimentos predominantemente químicos. Blocos isolados de granito ocorrem nos BIFs, mas a ação tectônica dificulta a observação das relações entre os clastos e o bandamento original. A investigação do subsolo através da magnetometria comprova maior amplitude da área de ocorrência, sem, no entanto, obter uma avaliação do potencial geológico da mesma. Apesar da Formação Puga ter sua origem relacionada a eventos glaciogênicos, não foram encontradas evidências seguras que permitissem relacionar a origem dos BIFs a estes eventos.

ABSTRACT

A recently discovered occurrence of banded iron formation (BIF) associated with diamictite, interpreted as belonging to the Puga Formation (Marinoan), is reported here in a different context from the already known deposits of the Jacadigo Group, at the Urucum's Massif. The BIF occurs as a bed about 2 m thick, direction NS, dipping 45° to East, confined in a massive foliated diamictite with ferruginous matrix presenting low metamorphism. The BIF is composed of centimetric hematite and magnetite layers alternated with submillimetric layers of quartz and chert, sometimes stretched due to the tectonical deformation that originated the Paraguay Mobile Belt. Fe_2O_3 vary from 75% in the borders, to 52% in the center of the body. The iron concentration in the borders is due to the remobilization of silica to the center of the body, probably because of the tectonical events. Chemical analyses show that Al_2O_3 are high (2,89 – 3,45%), and the strong linear correlation with TiO_2 and Zr indicate detrital participation during chemical deposition. Isolated blocks of granite occur within the BIF, but tectonic overprinting makes it difficult to have a clear observation of the relationship between the clasts and original lamination. The indirect investigation through magnetic methods proofs and enlarges the area of occurrence, however without obtaining a clear evaluation of its geological potential. Despite the Puga Formation has its origin related to glaciogenic events, there are no clear evidences to link the BIFs origin to these events.

1. INTRODUÇÃO

Formações ferríferas bandadas (BIF) associadas a depósitos glaciais durante o Neoproterozóico tem sido descritas ao redor do mundo (Figura 1): Grupo Rapitan, no noroeste canadense (Young 1976), Grupo Umberatana (Trendall 1973) da Austrália, Supergrupo Damara da Namíbia (Beukes 1973) entre outros. A importância destas associações tem aumentado recentemente devido às implicações para o entendimento das mudanças globais ocorridas durante as glaciações Neoproterozóicas.

Na América do Sul, BIFs Neoproterozóicos têm sido descritos no Uruguai e ao longo da Faixa Paraguai (Figura 2). No Uruguai, ocorrem nas unidades siliciclásticas inferiores do Grupo *Arroyo Del Soldado* (Gaucher *et al.* 2003, 2004), onde não foram observadas evidências de sedimentação glacial.

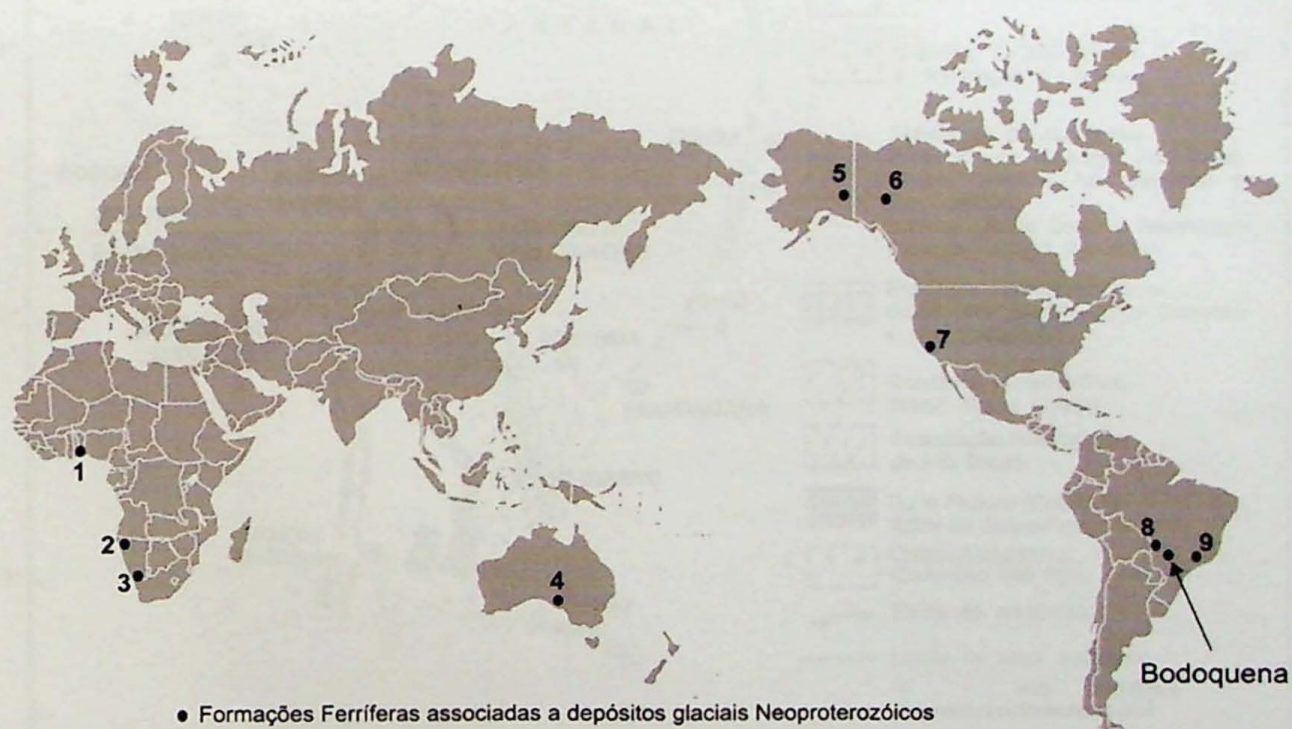


Figura 1. Localização das ocorrências de Formação Ferrífera associada a depósitos glaciais Neoproterozóicos (Adaptado de Yeo 1986). No destaque, ocorrência recém descoberta na Formação glacial Puga, na Serra da Bodoquena, MS, descrita neste trabalho; 1 – Grupo Bisokpabe, Togo (Trompette 1981); 2 – Formação Chuos, Namíbia (Beukes 1973) e 3 – Formação Numees, Namíbia e África do Sul, do Supergrupo Damara (Beukes 1973, Martin 1978); 4 – Subgrupo Yudnamutana, Sul da Austrália (Delgarno & Johnson 1965); 5 – Grupo Tindir, leste do Alasca (Young 1982); 6 - Grupo Rapitan, Canadá (Young 1976); 7 – Formação Kingston Peak, Califórnia – EUA (Miller 1985); 8 - Grupo Jacadigo no Maciço de Urucum, Corumbá - MS (Dorr II 1945); 9 – Grupo Macaúbas, Porteirinha – MG (Vilela 1986).

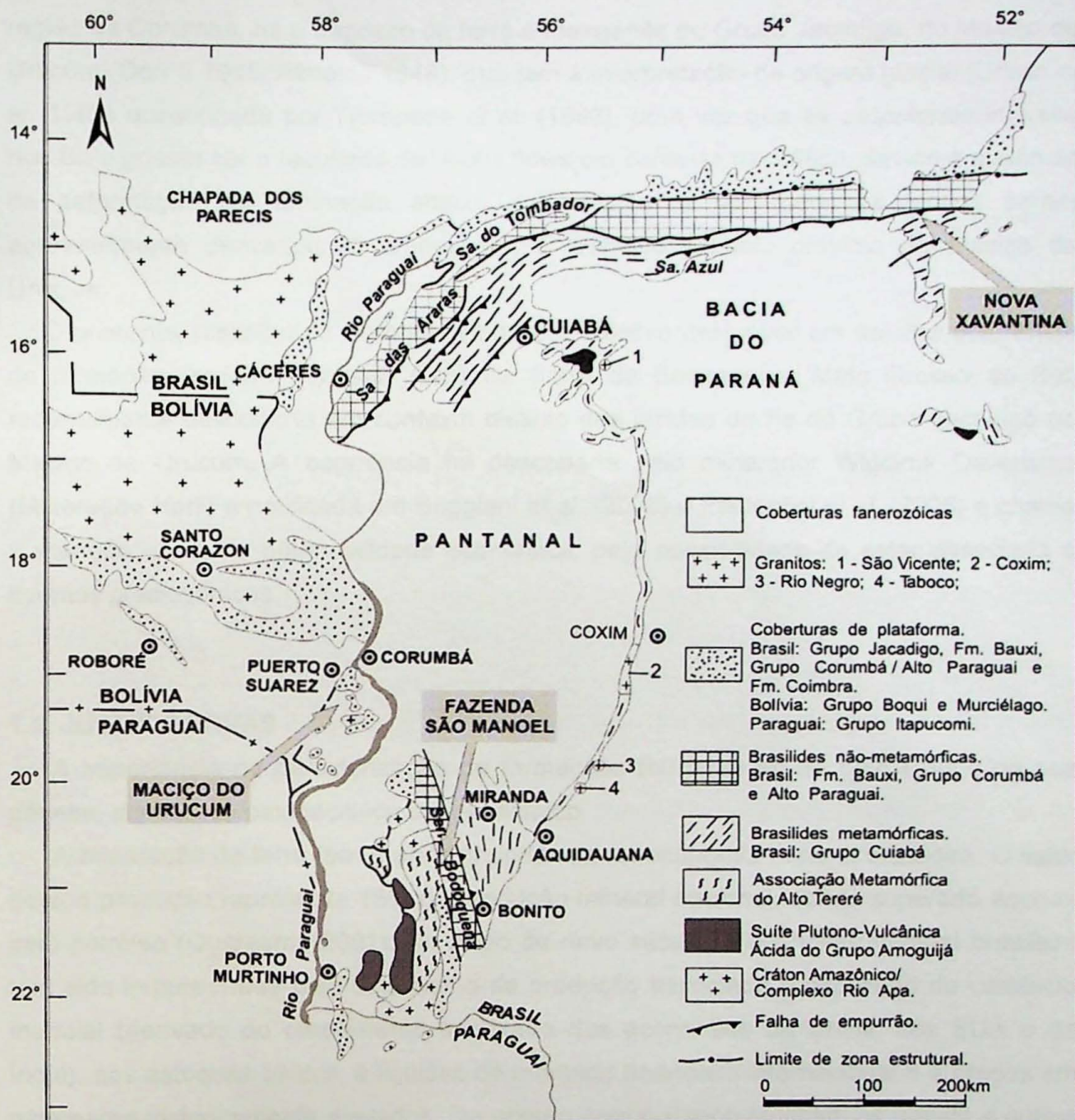


Figura 2. Mapa geológico da Faixa Paraguaí indicando as ocorrências de BIF de Nova Xavantina, Maciço de Urucum e São Manoel (estudada no presente trabalho. Mapa modificado de Alvarenga *et al.* 2000).

Na porção setentrional da Faixa Paraguaí, há referências sobre BIF no Grupo Cuiabá, nas regiões de Poconé (Da Rosa *et al.* 1997), associado a sedimentos, possivelmente equivalentes a porções distais da Formação Puga, e em Nova Xavantina, associado a uma seqüência metavulcano-sedimentar (Pinho 1990, Dantas & Martinelli 2003). Na

região de Corumbá, há o depósito de ferro e manganês do Grupo Jacadigo, no Maciço de Urucum (Dorr II 1945, Almeida 1948), que tem a interpretação de origem glacial (Urban *et al.* 1992) questionada por Trompette *et al.* (1998), uma vez que os *dropstones* imersos nos BIFs podem ser o resultado de *debris flows* em contexto turbidítico, devido à ausência de deformação na laminação abaixo dos clastos, e por todos os blocos serem aparentemente derivados do embasamento granítico exposto próximo do Maciço de Urucum.

O presente Trabalho de Formatura tem por objetivo descrever em detalhe ocorrência de formação ferrífera bandada (BIF) na Serra da Bodoquena, Mato Grosso do Sul, recentemente descoberta em contexto distinto das jazidas de Fe do Grupo Jacadigo no Maciço de Urucum. A ocorrência foi descoberta pelo minerador Wladimir Dallezze (Mineração Horii) é notificada em Boggiani *et al.* (2006) e Piacentini *et al.* (2006) e chama a atenção, além da potencialidade econômica, pela possibilidade de estar associada a eventos glaciogênicos.

1.1. JUSTIFICATIVAS

A importância na caracterização de formações ferríferas se dá pelo estudo de sua gênese, significado paleoecológico e econômico.

A mineração de ferro tem grande importância na economia mineral brasileira. O valor de sua produção representa 15% da produção mineral nacional, sendo superado apenas pelo petróleo (Quaresma 2001). No início do novo século, a economia mineral brasileira tem sido impulsionada pelo dinamismo da produção associado à expansão do comércio mundial (derivado do crescimento acelerado das economias da China, dos EUA e da Índia), aos estoques baixos, à liquidez do mercado financeiro internacional e a preços em patamares historicamente elevados. De acordo com o Banco Mundial, os metais e outros minerais aumentaram, em média, 27% no ano de 2005, com destaque para os metais industriais, como minério de ferro que teve seu preço elevado em 72% (Tabela 1). Dentre as exportações de produtos primários do Setor Mineral Brasileiro, o minério de ferro foi o que apresentou crescimento mais expressivo em 2005, em comparação a 2004, representando 55% do total da pauta (Brasil 2006), tendo na China, o principal país de destino das exportações brasileiras de bens primários de ferro (Figura 3).

Tabela 1. Histórico do preço médio para exportação de bens primários de ferro no Brasil.

	Minério ¹	Pelotas ¹
1999	16,26	30,29
2000	15,9	29,7
2001	15,64	30,55
2002	15,33	29,6
2003	16,67	32,28
2004	19,31	36,33

Fontes: DNPM, DECEX (Departamento de Comércio Exterior). Valores referentes a 2005 encontram-se em revisão.

⁽¹⁾ Preço médio FOB-Exportação (US\$/t)

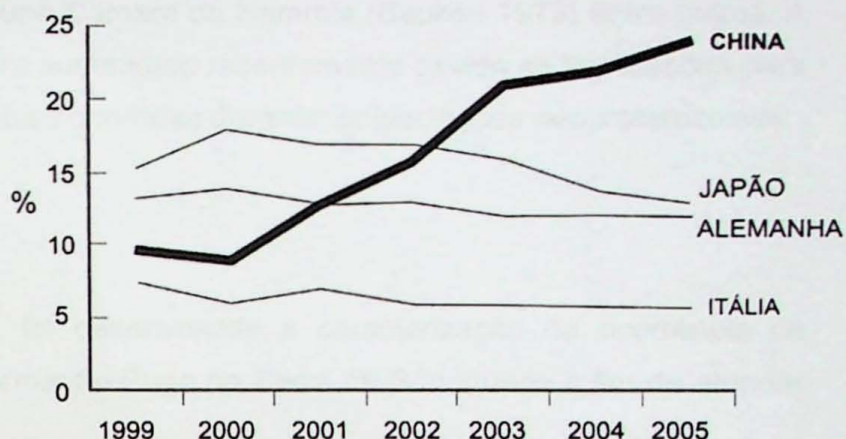


Figura 3. Principais países de destino das exportações brasileiras de bens primários de ferro desde 1999 até 2005. Destaque para o crescimento das exportações à China que passaram de 9% em 1999 para 24% em 2005. Fonte: DNPM

Ocorrência em contexto semelhante situado ao norte do Estado de Minas Gerais, no Município de Porteirinha, contém, nas rochas glaciogênicas do Grupo Macaúbas (Supergrupo São Francisco, Neoproterozóico) reservas medidas de 650 milhões de toneladas e reservas inferidas da ordem de 1,3 bilhões de toneladas (Vilela 1986). O Membro Riacho Poções, correspondente a intercalação na Formação Nova Aurora, engloba as rochas hematíticas do Grupo Macaúbas, e é constituído por diamictitos de origem glacial que apresentam transição para diamictitos hematíticos e contém intercalações de quartzitos e xistos hematíticos (Vilela 1986).

A viabilidade econômica do aproveitamento dos minérios está também intrinsecamente ligada às condições geológicas e metalogenéticas das jazidas. A mineralogia do minério, os teores de ferro, a estrutura e toda uma série de parâmetros geológicos influem para que os empreendimentos minerários possam se tornar uma realidade econômica (Pinheiro 2000).

Além da sua importância econômica, formações ferríferas constituem um dos temas geológicos de grande importância na compreensão dos fenômenos que levaram à evolução da vida, dos oceanos e da atmosfera no Pré-Cambriano (Trendall 2002, Beukes & Gutzmer 2004, Klein 2005). A descrição de formações ferríferas bandadas associadas a depósitos glaciais durante o Neoproterozóico tem sido realizadas ao redor do mundo

como Grupo Rapitan, no noroeste canadense (Young 1976), Grupo Umberatana da Austrália (Trendall 1973), Supergrupo Damara da Namíbia (Beukes 1973) entre outros. A importância destas associações tem aumentado recentemente devido às implicações para o entendimento das mudanças globais ocorridas durante as glaciações neoproterozóicas.

1.2. OBJETIVOS

Neste trabalho de formatura, foi desenvolvida a caracterização da ocorrência de formação ferrífera associada à Formação Puga na Serra da Bodoquena a fim de atender os seguintes objetivos:

- *Caracterização mineralógica e química da formação ferrífera*

Com o objetivo de investigar a composição química e mineralógica, foram realizadas análises químicas (Fluorescência de Raios X e Espectroscopia Mössbauer), petrográfica (seção delgada e polida e microscopia eletrônica) e mineralógica (Difratometria de Raios X).

- *Levantamento magnetométrico*

Levantamento magnetométrico terrestre foi realizado com o objetivo de investigar, em subsuperfície, a extensão do corpo.

1.3. ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo localiza-se no município de Bodoquena, porção oeste do estado de Mato Grosso do Sul (Figura 4). O município está situado a aproximadamente 260 km da capital do estado, Campo Grande, e a 70 km do município turístico Bonito.

A partir da cidade de Bodoquena, são 12 km pela estrada Bodoquena-Bonito (MS-178) até entrada vicinal que leva a Fazenda São Manoel, área da ocorrência.



Figura 4. Mapa de localização indicando as principais rodovias de acesso.

1.4. GEOLOGIA REGIONAL

A região da Bodoquena está localizada na porção centro meridional da Faixa Paraguai. Na porção setentrional da Faixa Paraguai, há referências sobre BIF no Grupo Cuiabá, nas regiões de Poconé (Da Rosa *et al.* 1997), e em Nova Xavantina, associado a uma seqüência metavulcano-sedimentar (Pinho 1990, Dantas & Martinelli 2003). Na porção meridional há o clássico depósito de ferro e manganês do Grupo Jacadigo, no Maciço de Urucum, na região de Corumbá, MS (Dorr II 1945, Almeida 1948) e a ocorrência descrita no presente trabalho.

As associações estratigráficas que podem ser distinguidas na Faixa Paraguai são, segundo Alvarenga & Trompette (1992): a unidade inferior constituída por fácies glácio-marinhas e turbiditos com influência glacial compreendendo a Formação Puga, na Serra da Bodoquena e Cuiabá, gradando em direção a leste para o Grupo Cuiabá. Unidade carbonática que marca o fim da influência glacial e a subida do nível do mar, denominada por Grupo ou Formação Araras na porção setentrional da Faixa Paraguai, e Grupo Corumbá na porção meridional, recobrem a Formação Puga; e, a unidade mais superior, compreende uma sucessão de rochas siliciclásticas, aflorante apenas na parte norte, definida como Grupo Alto Paraguai.

O evento glacial foi correlacionado ao Marinoano (Alvarenga & Trompette 1992, Alvarenga *et al.* 2000) pelo fato dos diamictitos estarem sob rochas carbonáticas do Grupo Corumbá onde, próximo ao topo, há fósseis metazoários Ediacaranos *Cloudina* e

Corumbella (Zaine & Fairchild 1987). Não há dados radiométricos confiáveis para esta unidade. Sua caracterização e passagem para as capas carbonáticas pós-glaciais têm sido recentemente estudadas por vários autores (Alvarenga & Trompette 1992, Boggiani & Coimbra 1996, Boggiani *et al.* 2003, Nogueira *et al.* 2003, Alvarenga *et al.* 2004).

Na região da Serra da Bodoquena, ocorrem sedimentos glácio-marinhos e turbiditos com influência glacial correspondente à Formação Puga. Esta é recoberta pelo Grupo Corumbá que marca o fim da influência glacial e a subida do nível do mar e inclui unidades siliciclásticas e carbonáticas alternadas atingindo uma espessura de aproximadamente 600 m (Almeida 1965, Boggiani 1998). Este grupo possui, da base para o topo, às formações Cadiueus representada por um espesso pacote pelítico, interpretada como depósitos de leques aluviais sin-tectônicos durante a abertura da bacia Corumbá; Cerradinho composta por conglomerados, arenitos e pelitos recobertos por carbonatos dolomíticos de águas rasas ricos em estromatólitos da Formação Bocaina com grande variação faciológica lateral incluindo fosforitos; calcários e pelitos carbonosos de águas mais profundas da Formação Tamengo e os siltitos acinzentados da Formação Guaicurus marcando o final da deposição na bacia Corumbá. As unidades presentes encontram-se deformadas com falhamentos inversos e dobras isoclinais, denotando vergência tectônica para oeste.

No local da ocorrência da formação ferrífera (Fazenda São Manoel) e em núcleos de anticlinais, a sudoeste dessa ocorrência, afloram corpos extensos de diamictitos com matriz arenosa a argilosa com clastos de tamanhos, formas e litologias variadas que não chegam a atingir 20% da rocha. Em núcleo de anticlinal da Fazenda Santa Terezinha foi observado bloco anguloso de 1,5 m de calcário calcítico e blocos decimétricos de granito. No topo dos diamictitos foi observado camada de dolomito de cor marrom clara a branco, laminado, o qual, possivelmente, pode ser um representante de capa carbonática, como observado no topo da Formação Puga no Morro do Puga (Boggiani & Coimbra 1996, Boggiani *et al.* 2003) e em Mirassol do Oeste (Nogueira *et al.* 2003, Trindade *et al.* 2003).

1.5. FORMAÇÕES FERRÍFERAS: Definição, Nomenclatura e Classificação

Formação Ferrífera é uma rocha sedimentar rica em ferro confinada principalmente no registro estratigráfico do início do Pré-Cambriano. O nome originou-se na região do Lago Superior como uma contração do rocha "carregada" de ferro (*iron-bearing rock*) de Van Hise & Leith (1911). James (1954) definiu como "um sedimento químico, finamente

laminado, contendo 15% ou mais de ferro de origem sedimentar, contendo, comumente, mas não necessariamente, camadas de chert". A maioria das Formações Ferríferas contém cerca de 30% em peso de ferro (Davy 1983), normalmente na forma de óxidos, constituindo metade da rocha. A outra metade, geralmente é composta de sílica. Todos os minerais são tipicamente de granulação fina, conferindo dureza e resistência ao martelo e intemperismo.

Um grande número de sistemas de classificações foi proposto para as Formações Ferríferas, mas nenhum deles provou ser completamente satisfatório (Trendall & Blockley 2004). James (1954) distinguiu quatro " fácies " na região do Lago Superior: fácies óxido, carbonato, silicato e sulfeto. Sugeriu que estas são equivalentes estratigráficos laterais com aumento da profundidade, mas esta relação conceitual não foi demonstrada nem na região tipo, nem em outras localidades. Enquanto estes nomes ainda são utilizados para designar os correspondentes mineralógicos com suas respectivas composições químicas, as implicações ambientais associadas, são meramente especulativas (Trendall & Blockley 2004). Gross (1980) reconheceu dois tipos de Formações Ferríferas silicáticas: tipo Lago Superior e tipo Algoma, baseado nas características de suas bacias deposicionais e tipos de rochas associadas. Devido ao mau entendimento destes termos, Trendall & Blockley (2004) não recomendam esta classificação já que os termos "tipo Algoma" e "tipo Lago Superior", não apresentam um significado claro em sua definição. Trendall (2002) sugere que a divisão mais significativa das Formações Ferríferas é em Formações Ferríferas Bandadas (BIF), que inclui a maioria das ocorrências, e a Formação Ferrífera presente caracteristicamente no Cinturão Ungava da América do Norte, designada como *Granular Iron-Formation* (GIF).

1.5.1. Distribuição das Formações Ferríferas através do tempo

Durante os anos 1960 e 1970, acreditava-se que a maioria dos BIFs foram depositados por volta de 2 Ga (Cloud 1973). Avanços na geocronologia, assim como no conhecimento das ocorrências de BIF ao redor do mundo, modificaram este conceito, embora ainda exista dificuldade em se datar precisamente as ocorrências de BIF (estimativas de suas idades são baseadas nas idades das rochas, possíveis de serem datadas, nas proximidades das ocorrências de formações ferríferas). Apesar da subjetividade, a Figura 5 é uma representação razoável da distribuição das formações ferríferas através do tempo Pré-Cambriano. Esta representa uma estimativa subjetiva de

abundância relativa ao volume dos depósitos do Grupo Hamersley. A Figura 5 também mostra as diferenças características na deposição em diferentes tempos. No início do Pré-Cambriano, as ocorrências tendem a ser pouco espessas, pouco extensas, e geralmente estão associadas a vulcanismo relacionado a seqüências do tipo *greenstone belt* (Trendall & Blockley 2004). É de consenso geral que as maiores ocorrências são aquelas do Grupo Hamersley, na Austrália, situado entre 2,6 a 2,45 Ga (Trendall & Blockley 1970, Trendall 2002) e as do Supergrupo Transvaal da África do Sul de idade aproximada entre 2,5 a 2,3 Ga (Klein & Beukes 1989). Há um declínio na deposição em aproximadamente 1,8 Ga, onde a maioria dos depósitos possui contribuições de GIF (Trendall & Blockley 2004). Após este período há um longo hiato onde a deposição no Pré-Cambriano foi cessada; e finalmente há os depósitos do final do Neoproterozóico associados às glaciações deste período.

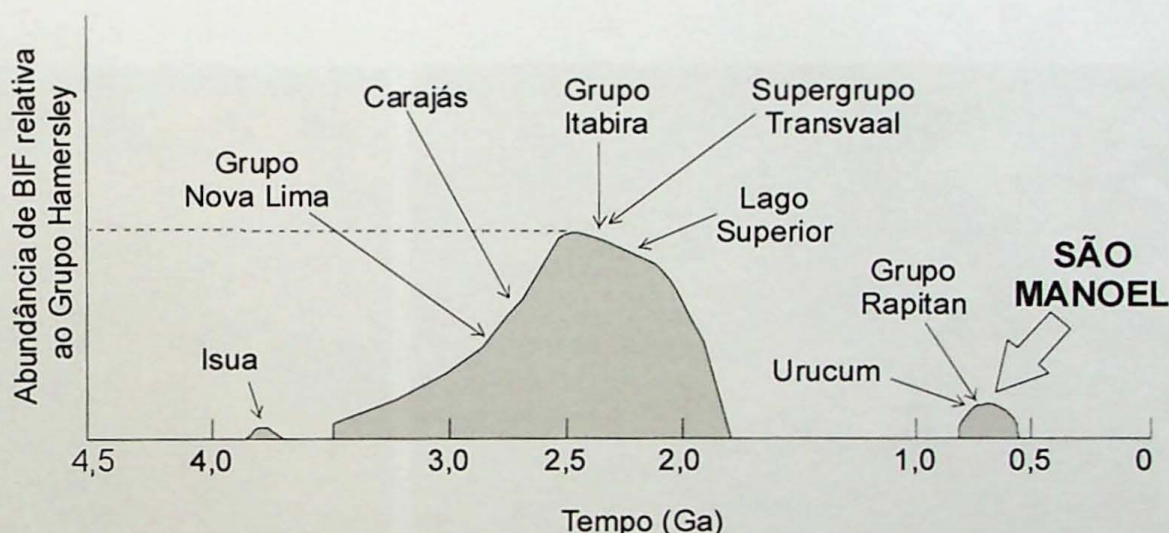


Figura 5. Abundância esquemática de BIF através do Pré-Cambriano (modificado de Klein 2005). O tempo decorre da esquerda para a direita (eixo das abscissas), e os números mostram Ga antes do presente. O eixo das ordenadas, não quantificado, representa uma estimativa subjetiva de abundância relativa ao volume dos depósitos do Grupo Hamersley como máximo. No destaque a ocorrência estudada no presente trabalho, situado entre os depósitos do Neoproterozóico.

2. MATERIAIS E MÉTODOS

Este estudo engloba descrições petrográficas e análises químicas para caracterização mineralógica e química do BIF e levantamento magnetométrico para investigar, em subsuperfície, a ocorrência dada à ausência de afloramentos na região.

2.1. AMOSTRAGEM

Em etapa de campo realizada em dezembro de 2005 e abril de 2006, foram coletadas, sistematicamente, da base para o topo da formação ferrífera, dez amostras (Figura 6).

As amostras foram coletadas em trincheira aberta na Fazenda São Manoel sendo a primeira amostra (BD-9-8A) e a última (BD-9-8I) constituindo o diamictito de matriz ferruginosa. As amostras intermediárias são constituintes da ocorrência de BIF.

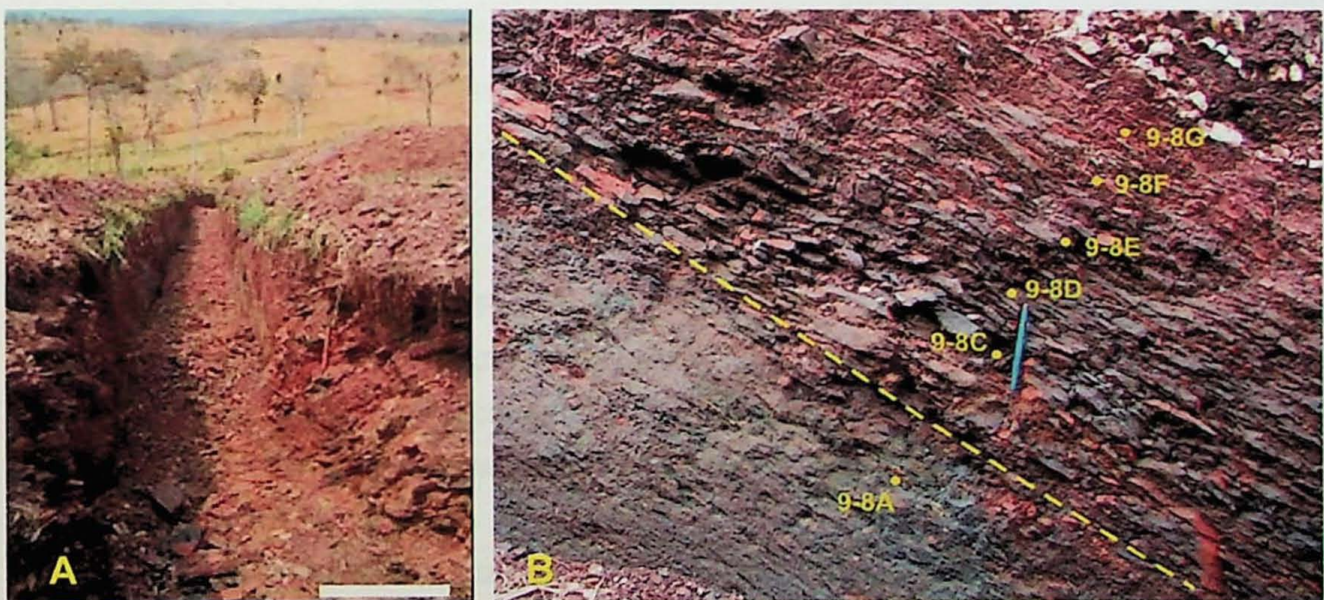


Figura 6. A) vista geral da trincheira (escala: 0,75m). B) localização aproximada de parte das amostras analisadas. Na foto, linha amarela indica o limite inferior da camada de BIF com o diamictito de matriz ferruginosa.

2.2. CARACTERIZAÇÃO MINERALÓGICA

Para a caracterização mineralógica foram empregados diversos tipos de análises no estudo das formações ferríferas. A seguir, descrição das técnicas analíticas:

- **ANÁLISE PETROGRÁFICA**

A análise petrográfica envolveu a descrição de seções delgadas e polidas ao microscópio óptico (luz transmitida e refletida), observando-se aspectos texturais, estruturais e composicionais da formação ferrífera.

As seções delgadas e polidas foram preparadas nos laboratórios de laminação do Instituto de Geociências (IG) da USP.

- **ANÁLISE POR DIFRAÇÃO DE RAIOS-X (DRX)**

Análises por Difração de Raios X (DRX) foram realizadas em quatro amostras como complemento às análises petrográficas. As amostras selecionadas foram preparadas através do método do pó, utilizando almofariz e pilão de ágata, e colocadas no suporte.

As análises foram realizadas no laboratório de Difração de Raios X do Departamento de Mineralogia e Geotectônica do IG da USP.

O equipamento utilizado foi um difratômetro Siemens-Brucker modelo D5000, operando a 40 kV e 40 mA com 2θ entre 3 e 65°, em passos de 0,05° e 1s/passo, sendo utilizada a radiação Cu-K α ($\lambda=1,5118\text{\AA}$). Os difratogramas foram interpretados utilizando o banco de dados JCPDS-ICDD.

- **ANÁLISE POR MICROSCOPIA ELETRÔNICA DE VARREDURA (MEV)**

Para verificação de aspectos texturais e investigação de fases minerais não detectadas na microscopia óptica, seja por se apresentarem em pequenas quantidades, seja pelo baixo grau de cristalinidade, duas amostras foram examinadas por Microscopia Eletrônica de Varredura.

As amostras examinadas ao MEV, do Instituto de Geociências da USP, foram recobertas com carbono, utilizando-se uma máquina evaporadora Emitech K250. Fitas de carbono de dupla face foram utilizadas para fixação da amostra no suporte amostral.

O equipamento utilizado foi um microscópio eletrônico de varredura LEO 440I, sendo procedidas as microanálises por Espectrometria Dispersiva de Raios-X com espectrômetro Oxford e detector de estado sólido Si-Li.

2.3. CARACTERIZAÇÃO QUÍMICA

Para caracterização química, foram realizadas análises químicas de rocha total pelas seguintes técnicas analíticas:

- **FLUORESCÊNCIA DE RAIOS-X (FRX)**

As dez amostras destinadas a análises químicas foram preparadas no Laboratório de Tratamento de Amostras (LTA) do Instituto de Geociências da USP. A preparação consistiu de fragmentação com marreta e prensa, lavagem e secagem, separação das partes alteradas (catação), britagem e quarteamento seguido de pulverização em moinho de anéis utilizando panela de ágata. Para elementos menores, foi ainda realizado micronização, pesagem de 7,5g da amostra e 20% de ligante (parafina), homogeneização manual e prensagem.

As análises foram realizadas no Laboratório de Fluorescência de Raios-X do IG da USP em pastilhas fundidas e prensadas para os elementos maiores e menores SiO_2 , Al_2O_3 , MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , TiO_2 , P_2O_5 , Fe_2O_3 e os elementos traços Ba, Co, Cr, Cu, Ni, Pb, Rb, S, Sr, V, Y, Zn e Zr. A perda ao fogo (PF) foi determinada mediante calcinação da amostra em mufla, a uma temperatura de 1.000°C.

- **ESPECTROSCOPIA MÖSSBAUER (EM)**

Foram analisadas três amostras por Espectroscopia Mössbauer (EM) com o intuito de se investigar a presença de diferentes fases minerais portadoras de ferro como complemento as análises químicas. Estas análises foram feitas em diferentes porções da ocorrência: base, centro e topo do corpo.

Esta técnica envolve emissão e absorção ressonante de raios gama pelos núcleos de diversos elementos passando-os do estado fundamental para o estado excitado.

O processo ressonante consiste na emissão de radiação gama por um núcleo excitado e na absorção dessa radiação por um outro núcleo idêntico, sem perda de energia. Para compensar eventuais diferenças de energia devido às interações quadrupolares ou magnéticas dos núcleos, o emissor é colocado em movimento oscilatório longitudinal para que a radiação gama seja emitida com um intervalo de energia modulado através do efeito Doppler (Wertheim 1964). Assim, um espectro Mössbauer consiste num gráfico de número de fótons gama transmitidos em função da velocidade.

O nuclídeo de ^{57}Fe reúne as condições mais favoráveis para a utilização do equipamento, respondendo a 66% da utilização. O espectro de um composto puro de Fe pode apresentar uma única linha de ressonância (singleto), duas linhas (dubleto), seis linhas (sexteto magnético – Figura 7) ou, muito mais raramente, oito linhas. A forma da linha observada provém, idealmente, da convolução de duas lorentzianas sendo, portanto,

dupla e simétrica, isto é, $V1 + V6 = V2 + V5 = V3 + V4$ para os sextetos (caso mais comum).

As interações hiperfinas, definida por pequenas energias de deslocamentos e desdobramentos de níveis nucleares, causados por interações dos núcleos atômicos, podem ser medidas (Wertheim 1964). Os parâmetros das interações possíveis de serem determinados são:

- Deslocamento isomérico: relacionado com o estado de oxidação ou valência dos átomos que compõem a amostra;
- Desdobramento quadrupolar: relacionado com o potencial eletrostático local dos átomos.
- Campo hiperfino: relacionado com os momentos magnéticos dos átomos envolvidos na ressonância.

A Tabela 2 mostra os parâmetros Mössbauer utilizados para a identificação dos compostos de ferro mais comuns.

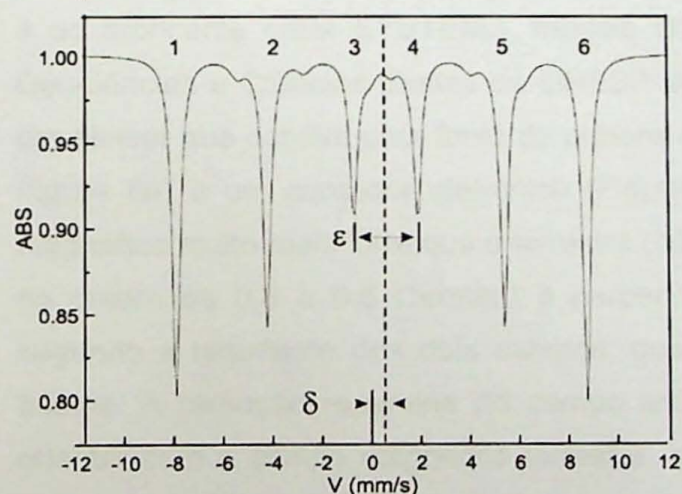


Figura 7. Espectro de um composto de ferro apresentando um sexteto. Na figura estão representados o deslocamento isomérico (δ) e o desdobramento quadrupolar (ϵ).

Tabela 2. Parâmetros Mössbauer de óxidos e hidróxidos de ferro medidos a temperatura de 295K:

δ = deslocamento isomérico, em relação ao Fe;

ϵ = desdobramento quadrupolar;

B_{hf} = campo magnético hiperfino (unidade: Tesla).

Mineral (fórmula ideal)	δ ---- mm.s ⁻¹	ϵ ----	B_{hf} T
Hematita Fe ₂ O ₃	0,32	-0,197	51,75
Magnetita Fe ₃ O ₄	0,26	-0,02	49
Goethita FeOOH	0,37	-0,26	38,2

Fonte: Adaptado de Cornell & Schwertmann (1996).

A preparação das amostras consiste na fixação do pó das amostras (~2 g) com resina em anéis de PVC de aproximadamente 2 mm de espessura.

As análises foram realizadas no Laboratório de Materiais Magnéticos do Instituto de Física da USP. Os espectros Mössbauer de transmissão do ⁵⁷Fe foram obtidos a 300K em um espectrômetro de aceleração constante utilizando-se uma fonte ⁵⁷Co/Rh. Foi ainda

utilizado um programa de mínimos quadrados para o cálculo dos parâmetros hiperfinos. Todas as amostras estudadas por Espectroscopia Mössbauer foram também analisadas por DRX.

2.4. MAGNETOMETRIA TERRESTRE

A prospecção magnetométrica baseia-se nas variações locais do campo magnético terrestre, originadas pela presença, no subsolo, de rochas contendo minerais com diferentes suscetibilidades magnéticas.

Foram realizados perfis magnetométricos perpendiculares à orientação da estruturação geral da ocorrência para delimitá-la nas regiões não aflorantes. Os perfis foram realizados nas dependências da Fazenda São Manoel que tem área aproximada de 15 km².

Foram utilizados dois magnetômetros de precessão nuclear. O equipamento utilizado é do fabricante GEM SYSTEMS, modelo GSM-8, gentilmente cedido pelo Instituto de Geociências e Ciências Exatas da UNESP de Rio Claro. Este equipamento consiste de um sensor que contém uma fonte de prótons (água mineral, álcool etílico, querosene, etc. Figura 8a) e um contador eletrônico (Figura 8b). O sensor é submetido a um campo magnético muito mais forte que o terrestre (50 a 100 Oersted, quando o campo terrestre é da ordem de 0,3 a 0,6 Oersted) e perpendicular a este. Os prótons são polarizados segundo a resultante dos dois campos, que é paralela ao campo artificial induzido na bobina. A remoção repentina do campo artificial faz com que os prótons voltem a se orientar com o campo magnético terrestre, precessionando em torno desse campo com uma frequência angular ω , que pode ser medida pela mesma bobina, e relacionada ao campo magnético terrestre por um sistema eletrônico, e é mostrada em um contador eletrônico.

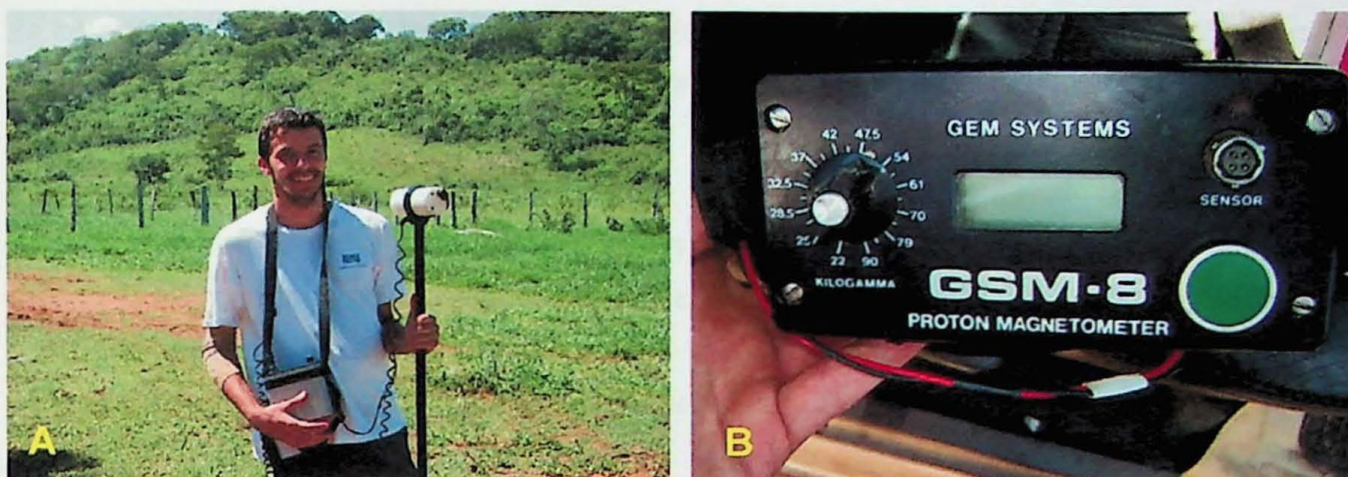


Figura 8. A) Magnetômetro de precessão nuclear, modelo GSM-8. B) Contador eletrônico.

2.4.1. Tratamento dos dados magnéticos

Os dados magnéticos, depois de coletados, precisam passar por um processamento, que inclui correções para eliminar as variações devidas a causas não geológicas:

- **VARIAÇÃO DIURNA**

Para a correção da variação diurna, um dos magnetômetros registrou os valores do campo magnético a intervalos regulares de 15 minutos, em uma estação fixa próxima ao local de aquisição dos dados (estação base), enquanto o outro foi utilizado para medir o campo nas diversas estações. A correção do valor medido em uma determinada estação é feita somando-se ou subtraindo-se ao mesmo a variação do campo observada no magnetômetro fixo para o momento da medida; o valor é somado se o campo magnético na estação fixa diminuiu em relação ao primeiro valor medido naquele dia, e diminuído no caso inverso.

- **REMOÇÃO DE CAMPO REGIONAL**

Para remover os longos comprimentos de onda do campo geomagnético, utilizam-se os dados de um modelo do campo conhecido como GRF (*Geomagnetic Reference Field*). O modelo mais comum é conhecido como IGRF (*International Geomagnetic Reference Field*), e é calculado com base em dados de satélite e dados terrestres observados no mundo todo. Estes modelos permitem calcular o campo regional em uma determinada posição (x, y, z) em uma determinada época. Em locais onde existem modelos locais do campo geomagnético, estes podem ser utilizados, fornecendo uma melhor representação

da componente regional. É o caso, por exemplo, da Austrália (AGRF) e do Brasil (Campo Geomagnético de Referência – ON; Motta & Barreto, 1986).

- **REDUÇÃO AO PÓLO**

A magnetização remanescente natural das rochas, existente mesmo na ausência de campo geomagnético externo, é adquirida durante a formação da rocha ou a modificações ocorridas durante sua evolução. A direção de magnetização remanescente não coincide necessariamente com o campo geomagnético local, dificultando a interpretação das anomalias magnéticas, especialmente pelo fato de normalmente não se possuir informação sobre os seus valores nas rochas do local investigado.

A magnetização induzida, gerada pela interação do campo geomagnético com as rochas da região que possuem um valor de suscetibilidade magnética diferente de zero, é a grandeza normalmente modelada em magnetometria. Um aspecto importante desta magnetização induzida é o fato dela variar com os parâmetros do campo magnético local (inclinação magnética), ou seja, em diferentes latitudes magnéticas um mesmo corpo apresenta uma resposta distinta (Figura 9). Segundo Milligan & Gunn (1997), a redução ao pólo é um processo de conversão dos valores do campo magnético de uma posição geográfica, onde o campo possui certa inclinação, para uma nova posição, a do campo magnético polar, onde a inclinação magnética é de 90° (Figura 10). Desse modo, as anomalias magnéticas em um mapa com redução ao pólo ocorrem verticalmente acima de suas fontes (Gunn *et al.* 1997), de tal modo que esses mapas são mais simples de se interpretar do que aqueles onde a inclinação magnética tem um valor diferente de 90° .

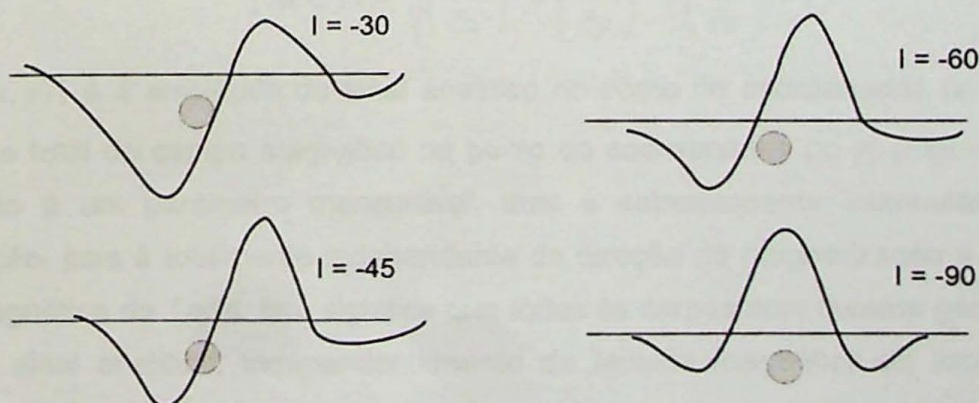


Figura 9. Forma da anomalia magnética em função da latitude magnética causada por um corpo situado no Hemisfério Sul Magnético.

Um aspecto importante desta redução ao pólo é o fato de que ela é instável quando o campo magnético local apresenta inclinação muito pequena, da ordem de 10° ou menos, ou seja, quando o corpo está situado em um local de baixa latitude magnética. Neste caso, a transformação pode se tornar matematicamente instável e gerar valores incoerentes, sendo necessário utilizar outros tipos de processamento para a análise da anomalia magnética observada.

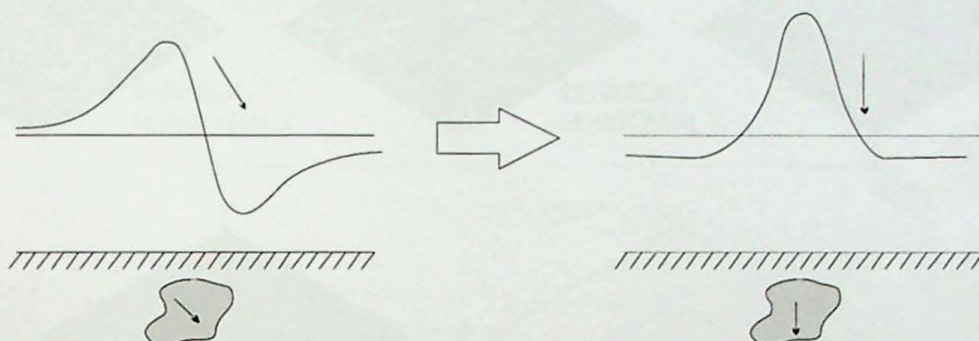


Figura 10. Forma da anomalia magnética observada em uma latitude magnética intermediária e após a redução ao pólo, onde a magnetização induzida é vertical.

• SINAL ANALÍTICO

Um tipo de processamento dos dados magnéticos que não está sujeito à instabilidade decorrente das transformações dos campos magnéticos de baixa latitude é o cálculo da amplitude do sinal analítico. Segundo Milligan & Gunn (1997), o sinal analítico é uma função relacionada aos campos magnéticos através de suas derivadas (x, y, z), tal que:

$$|A(x, y)| = \sqrt{\left(\frac{\partial T}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial T}{\partial y}\right)^2 + \left(\frac{\partial T}{\partial z}\right)^2}$$

onde $|A(x, y)|$ é a amplitude do sinal analítico no ponto de coordenadas (x, y) e T é a intensidade total do campo magnético no ponto de coordenadas (x, y) (Figura 11). Esta função não é um parâmetro mensurável, mas é extremamente interessante para a interpretação, pois é totalmente independente da direção de magnetização e direção do campo magnético da Terra. Isto significa que todos os corpos com mesma geometria têm o mesmo sinal analítico, independentemente da latitude magnética do local onde se encontram. Além disso, como os picos das funções do sinal analítico são simétricos e ocorrem diretamente sobre os limites de corpos longos e sobre centros de corpos delgados, a interpretação do sinal analítico, em princípio, é simples e permite o entendimento da geometria das fontes magnéticas com relativa facilidade (Figura 12).

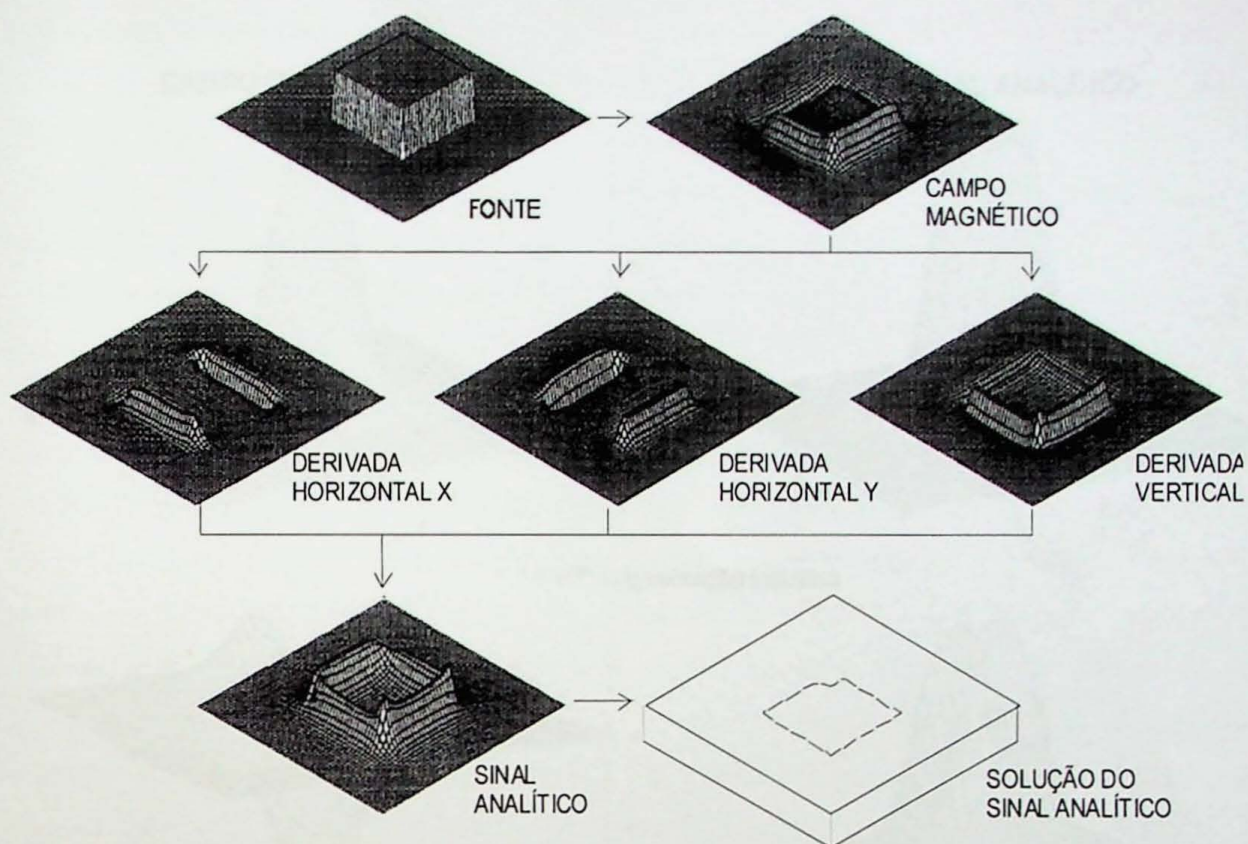


Figura 11. Esboço do método do sinal analítico. As derivadas x, y e vertical são calculadas a partir de uma anomalia de campo total sobre um prisma quadrado e são combinadas para produzir os valores do sinal analítico. A forma deste sinal pode ser utilizada para se localizar as bordas de corpos.

Após o tratamento dos dados, a interpretação magnetométrica tem como objetivo separar regiões com anomalias magnéticas de amplitudes características e similares. As amplitudes das anomalias magnéticas são medidas considerando valores acima e abaixo do nível do *background* local que são divididos em diferentes faixas. Estas faixas constituem a base para traçar os limites das unidades magnéticas. Deste modo, cada unidade contém uma assinatura magnética grosseiramente constante.

Os mapas magnéticos são formas de apresentação de zonas anômalas semelhantes em amplitude e feição. Eles definem áreas de diferentes concentrações médias e distribuição de minerais magnéticos nas rochas.

Os resultados obtidos pela magnetometria devem, necessariamente, ser compatibilizados com os dados geológicos existentes, tendo em mente a perspectiva de avançar na área de conhecimento onde estes resultados são aplicados.

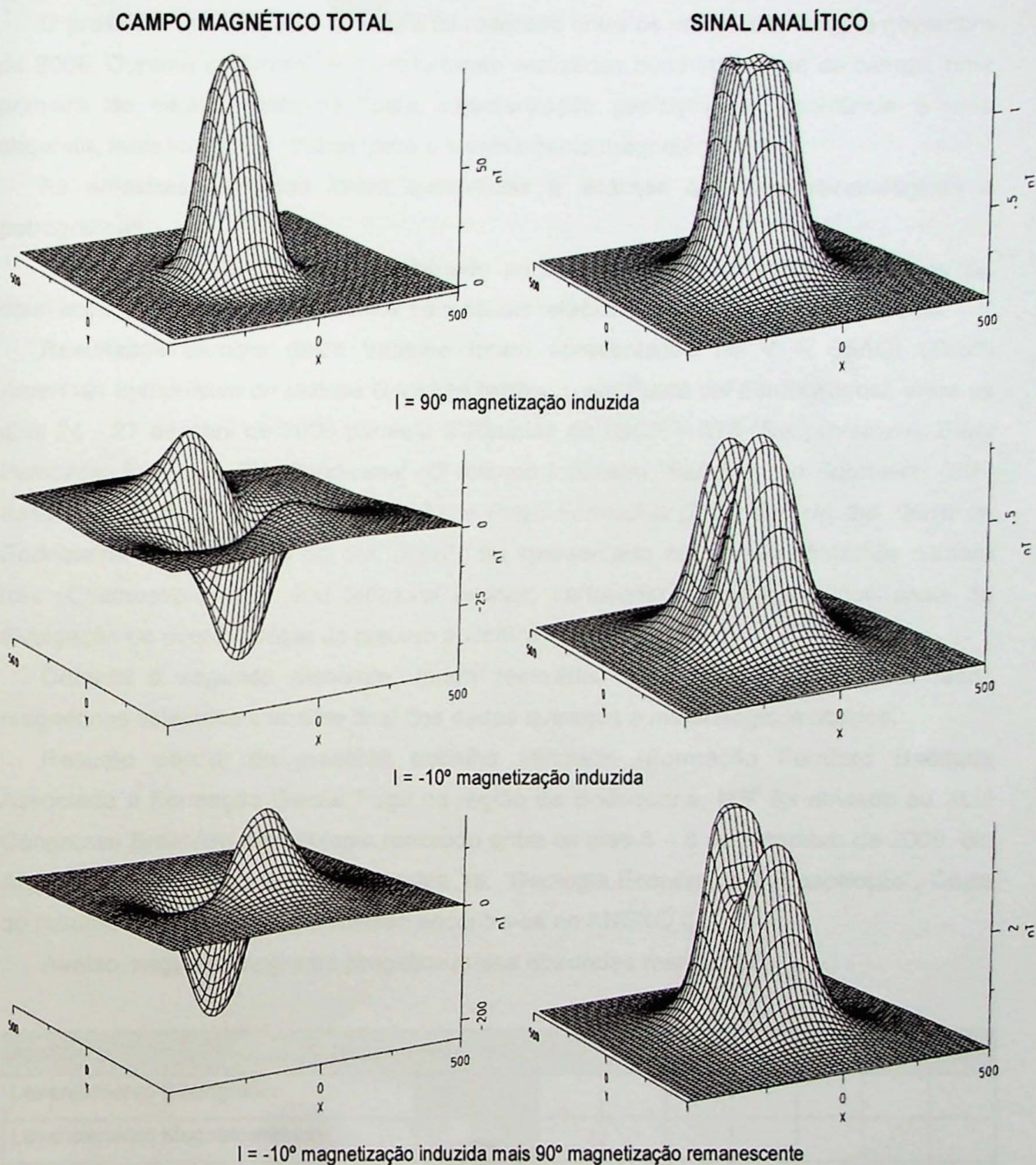


Figura 12. O sinal analítico do campo magnético total produz resultados similares, independente da direção de magnetização (Retirado de MacLeod *et al.* 1993).

2.5. ATIVIDADES REALIZADAS

O presente Trabalho de Formatura foi realizado entre os meses de março e novembro de 2006. Durante o primeiro semestre, foram realizadas duas atividades de campo, uma primeira de caráter preliminar para caracterização geológica da ocorrência e uma segunda, mais longa, de 10 dias, para o levantamento magnetométrico.

As amostras coletadas foram submetidas a análises químicas, mineralógicas e petrográficas.

Levantamento bibliográfico foi efetuado para caracterização geológica da área da ocorrência com ênfase nos aspectos conceituais relacionados às formações ferríferas.

Resultados parciais deste trabalho foram apresentados no V – SSAGI (*South American Symposium on Isotope Geology*) realizado em *Punta del Este*, Uruguai, entre os dias 24 - 27 de abril de 2006 paralela à Reunião do IGCP – 478 “*Neoproterozoic-Early Paleozoic Events in SW-Gondwana*”. O resumo intitulado “*Banded Iron Formation (BIF) Associated with Glacial Sediments of the Puga Formation (Marinoan) in the Serra da Bodoquena (Mato Grosso do Sul, Brazil)*” foi apresentado na sessão pôster de número três (*Chemostratigraphy and temporal isotopic variations*), e publicado nos anais de divulgação do evento. Cópia do resumo encontra-se no ANEXO I.

Durante o segundo semestre, foram realizados os processamentos dos dados magnéticos coletados e análise final dos dados químicos e mineralógicos obtidos.

Resumo parcial do presente trabalho intitulado “Formação Ferrífera Bandada Associada à Formação Glacial Puga na região da Bodoquena, MS” foi enviado ao XLIII Congresso Brasileiro de Geologia realizado entre os dias 3 – 8 de setembro de 2006, em Aracajú, Sergipe, para a Seção Técnica 18, “Geologia Econômica e Prospecção”. Cópia do resumo entregue para a comissão encontra-se no ANEXO II.

Abaixo, segue cronograma simplificado das atividades realizadas.

Atividade \ Meses	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov
Levantamento Bibliográfico	X	X							
Levantamento Magnetométrico		X							
Coleta das Amostras		X							
Análises Químicas e Mineralógicas		X	X	X	X				
Processamento de Dados Magnéticos						X	X	X	
Relatórios					X	X		X	X

3. RESULTADOS OBTIDOS

3.1. CARACTERIZAÇÃO QUÍMICA E MINERALÓGICA

A formação ferrífera da Fazenda São Manoel ocorre como uma camada de 2 m de espessura, direção NS, mergulhando 45° para E sendo limitada, por contato brusco, no topo e na base por um diamictito de matriz ferruginosa (Figura 13) com aproximadamente 35% de Fe_2O_3 . Exposição de diamictito semelhante, com matriz ferruginosa, foi observado na Fazenda N. Sra. Aparecida e nas Fazendas Ceita-Core e Certeza, localizadas cerca de 10 e 20 km, respectivamente, ao sul da ocorrência, e também na rodovia MS 339, a cerca de 20 km à norte da Fazenda São Manoel. Estas ocorrências são identificadas nos mapeamentos geológicos como pertencentes ao Grupo Cuiabá (Corrêa *et al.* 1976, 1979, Nogueira *et al.* 1978, Godoi 2001). Não foi observado BIF associado a estes diamictitos.

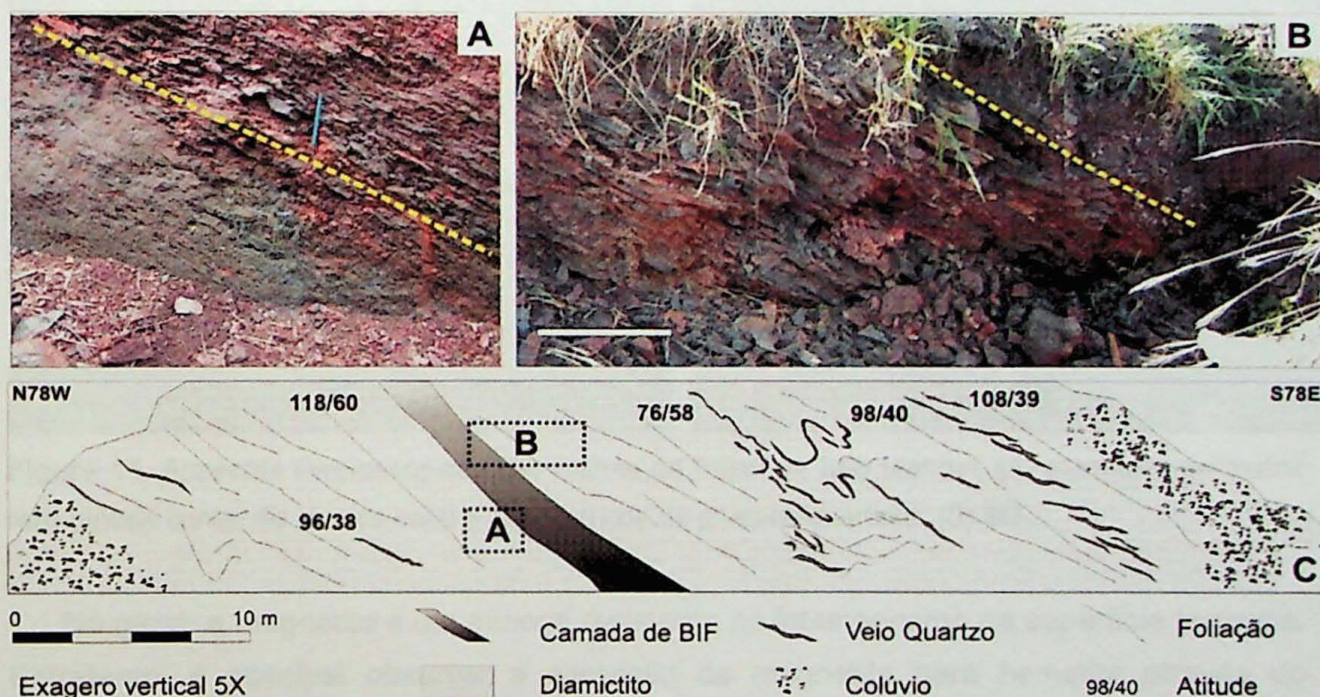


Figura 13. A) contato do diamictito de matriz ferruginosa (abaixo da linha tracejada) com a camada de BIF; B) Contato do diamictito de matriz ferruginosa (acima da linha tracejada) com a camada de BIF – escala 0,5 m; C) esquema simplificado da trincheira onde é possível observar a camada de BIF; A e B indicam as posições das fotos A e B.

Os metadiamictitos da Formação Puga na área de ocorrência, são de matriz cinza esverdeada, pelítica, apresentando xistosidade, por vezes, crenulada. Clastos de quartzito e gnaiss, centi a decimétricos, perfazem cerca de 15% da rocha e estão geralmente estirados. A matriz desta rocha grada para uma composição rica em magnetita / hematita até o BIF formado por bandas de magnetita alternadas com quartzo e chert (Figura 14).

Na área estudada a Formação Puga encontra-se sobreposta à Formação Bocaina (Grupo Corumbá). Essa inversão estratigráfica foi interpretada como flanco inverso de anticlinal por Sá (2005).

A formação ferrífera é formada por bandas centimétricas de hematita / magnetita alternadas com quartzo e chert. Próximo ao centro do corpo, o bandamento torna-se milimétrico. A hematita é o principal constituinte mineralógico, ocorrendo como martita, hematita granular e de forma tabular. Magnetita ocorre de forma subordinada, como relictos no interior dos cristais de martita e hematita. Goethita também ocorre de forma subordinada como agregados. Quartzo e muscovita compõem os demais minerais presentes.



Figura 14. Aspectos macroscópicos das rochas da Fazenda São Manoel: (A) diamictito de matriz ferruginosa contendo clastos centi a decimétricos de gnaiss/quartzito; (B) BIF.

No geral, a magnetita é um mineral resistente ao intemperismo na superfície terrestre. Entretanto, é possível observar a alteração de magnetita para hematita através do processo de martitização (Figura 15a). Em laboratório, esta alteração ocorre somente em altas temperaturas, mas na maioria dos depósitos minerais, ocorre em temperaturas mais baixas e intemperismo incipiente (Ramdohr 1969). Tipicamente, finas lâminas de hematita formam-se ao longo dos planos octaédricos da magnetita (Figura 15b); lamelas de hematita invadem, a partir das margens e rupturas, e podem até substituir completamente a magnetita (Ramdohr 1969).

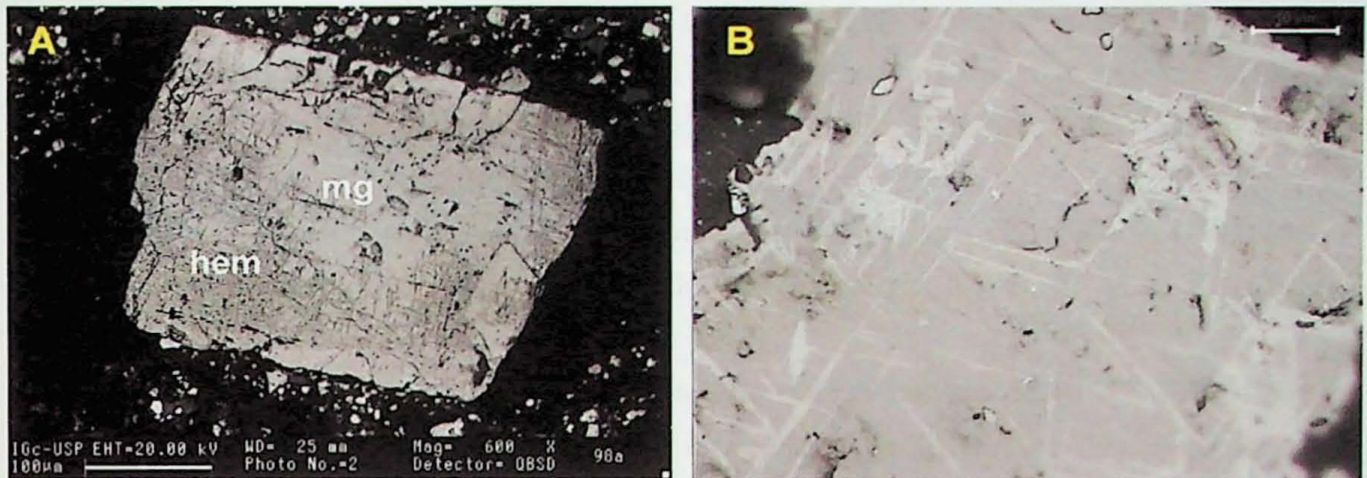


Figura 15. A) grão martitizado. Observar hematita, representada pelas bordas de coloração cinza escura, substituindo a magnetita, preservada no centro do grão (imagem de MEV obtida por elétrons retroespalhados. Escala: 100µm) – mg: magnetita, hem: hematita. B) fotomicrografia de grão mostrando finas lâminas de hematita formando-se ao longo dos planos octaédricos da magnetita (Escala: 10 µm).

Análise por DRX realizada em três amostras da camada de BIF (amostras BD 9.8C, 9.8F e 9.8G) indicou a presença de quartzo, hematita, magnetita e muscovita. A presença de muscovita evidencia a contribuição de componentes terrígenos na sedimentação química. Difratograma representativo das análises é apresentado na Figura 16.

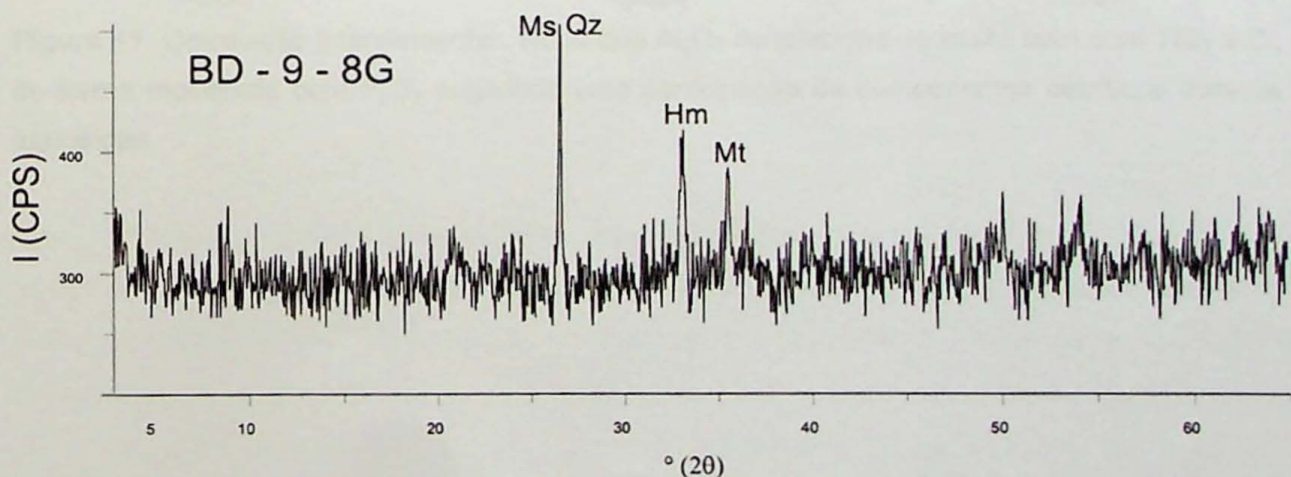


Figura 16. Difratograma da amostra BD-9.8G mostrando hematita (Hm), magnetita (Mt), muscovita (Ms) e quartzo (Qz).

A composição química da formação ferrífera da Fazenda São Manoel apresenta variações (Tabela 3). Fe_2O_3 mais SiO_2 variam entre 91,9% e 93,8%, com teores de Fe_2O_3

variando da ordem de 76% a 52%. Teores de Al_2O_3 (2,89 - 3,45%) e P_2O_5 (0,160 - 0,529%) são considerados elevados (Beukes *et al.* 1990, Horstmann & Hälbig 1995). Teores de MnO são praticamente nulos, da ordem de 0,010 - 0,080%, assim como dos demais óxidos medidos (MgO, CaO, Na_2O e TiO_2).

Teores da ordem de 2% para K_2O ocorrem devido ao conteúdo de clastos feldspáticos. Elementos traços medidos (Ba, Co, Cr, Cu, Ni, Pb, Rb, S, Sr, V, Y, Zn e Zr) não apresentaram teores significativos (Tabela 3).

Há forte correlação linear entre Al e Ti (coeficiente de correlação $[r] = 0,97$) assim como Al e Zr ($r = 0,92$), e moderada entre Al e P ($r = 0,66$) (Figura 17), sugerindo, segundo vários autores (Beukes *et al.* 1990, Horstmann & Hälbig 1995) uma contribuição detrítica durante a formação dos sedimentos predominantemente químicos.

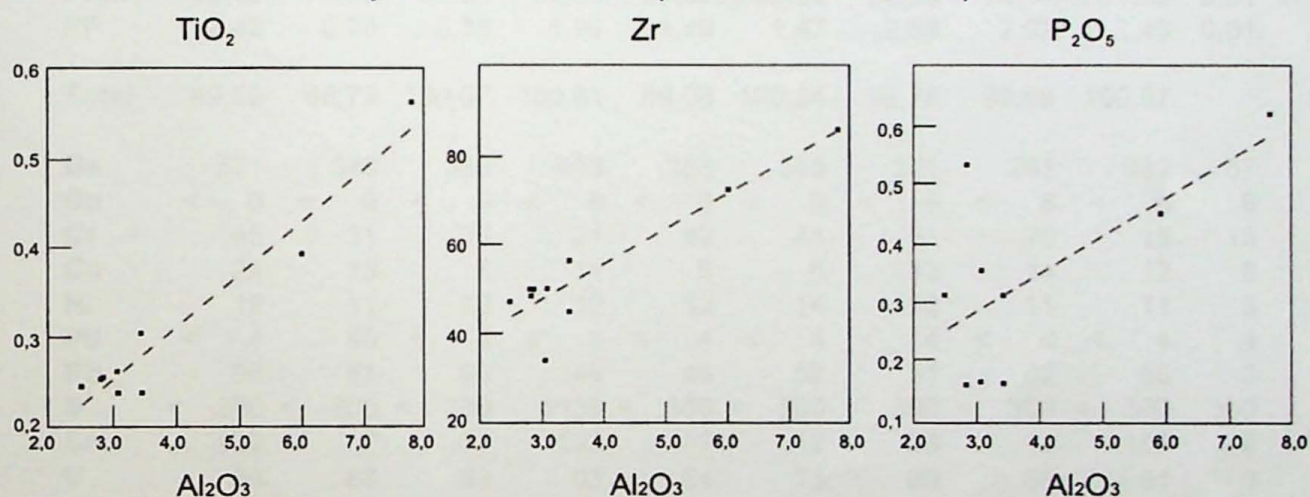


Figura 17. Correlação interelementar. Notar que Al_2O_3 correlaciona-se muito bem com TiO_2 e Zr, e de forma moderada com P_2O_5 sugerindo uma participação de componentes detríticos durante a deposição.

Tabela 3. Análise química por Fluorescência de Raios-X da camada de BIF. Amostras coletadas a intervalos aproximados de 15 cm da base (9-8C) para o topo (9-8H) da camada. Amostras 9-8A e 9-8I são do diamictito de matriz ferruginosa. PF = perda ao fogo; LD = limite de detecção.

	9 - 8 A	9 - 8 C	9 - 8 D	9 - 8 E	9 - 8 F1	9 - 8 F2	9 - 8 G	9 - 8 H	9 - 8 I	LD
SiO ₂	46,81	15,86	32,02	40,82	34,92	35,78	25,66	19,82	57,74	0,03
Al ₂ O ₃	7,78	3,43	3,45	3,08	2,81	3,07	2,80	2,49	6,01	0,01
MnO	0,077	0,034	0,014	0,034	0,020	0,020	0,050	0,052	0,012	0,002
MgO	0,77	0,35	0,32	0,25	0,26	0,31	0,30	0,25	0,65	0,01
CaO	0,17	< 0,01	0,14	0,04	< 0,01	< 0,01	0,02	< 0,01	0,02	0,01
Na ₂ O	< 0,02	< 0,02	< 0,02	< 0,02	< 0,02	< 0,02	< 0,02	< 0,02	< 0,02	0,02
K ₂ O	2,33	1,48	1,42	1,16	1,23	1,24	1,19	1,04	2,11	0,01
TiO ₂	0,565	0,304	0,237	0,236	0,252	0,260	0,250	0,243	0,392	0,007
P ₂ O ₅	0,621	0,162	0,309	0,354	0,162	0,160	0,529	0,308	0,452	0,003
Fe ₂ O ₃	38,05	76,37	61,58	52,85	57,92	58,03	66,30	73,47	31,05	0,01
PF	2,42	0,73	0,58	1,99	1,49	1,47	2,68	2,02	2,43	0,01
Total	99,59	98,72	100,07	100,81	99,06	100,34	99,78	99,69	100,87	
Ba	571	340	338	403	353	355	321	283	632	37
Co	< 6	< 6	< 6	< 6	< 6	< 6	< 6	< 6	< 6	6
Cr	45	31	28	21	42	44	31	26	18	13
Cu	24	13	7	11	6	6	13	14	12	5
Ni	19	11	12	10	12	14	12	11	11	5
Pb	< 4	40	< 4	< 4	< 4	< 4	< 4	< 4	< 4	4
Rb	98	61	60	46	49	52	51	42	85	3
S	< 300	< 300	< 300	1139	< 300	< 300	< 300	< 300	< 300	300
Sr	129	7	21	192	12	12	29	12	159	2
V	89	88	83	63	64	73	60	85	51	9
Y	34	28	24	20	20	23	27	27	22	2
Zn	27	77	23	23	22	22	27	25	24	2
Zr	86	56	44	33	48	49	49	47	72	2

A análise por Espectroscopia Mössbauer identificou a presença de hematita nas três amostras analisadas. Magnetita foi identificada nas amostras BD-9.8C e G, e goethita nas amostras BD-9.8F e G (Figura 18). A presença de goethita foi identificada segundo os parâmetros hiperfinos medidos na análise, visto que este mineral não foi identificado por DRX dado, provavelmente, o baixo grau de cristalinidade. Na amostra BD – 9.8G o espectro indica a presença de um mineral magnético que não foi identificado. Os valores de campo hiperfino da hematita (~51,6 T), nas três amostras, são típicos de hematita pura e bem cristalizada (Murad & Schwertmann 1986).

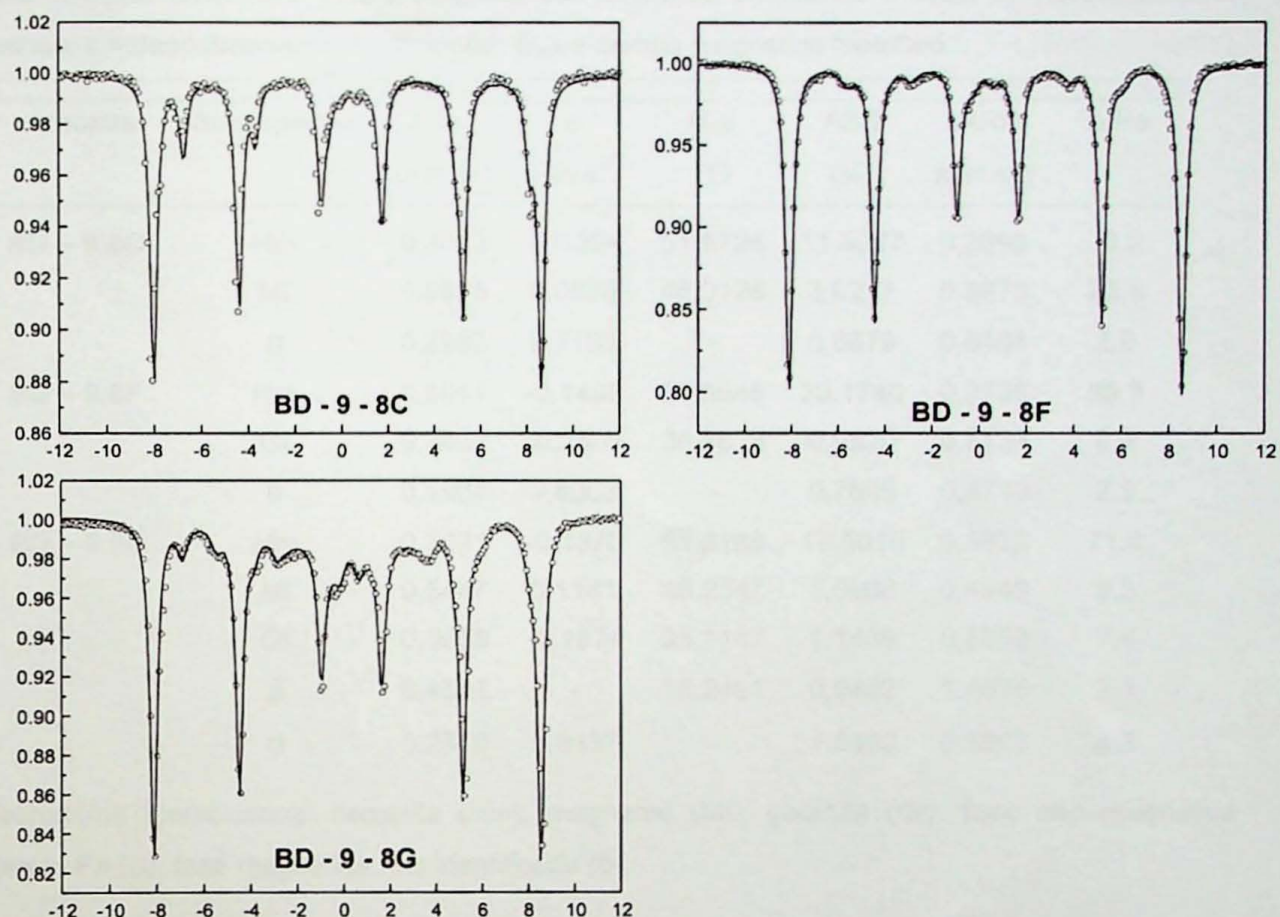


Figura 18. Espectro Mössbauer para as amostras analisadas.

A quantidade de ferro distribuída nas diferentes fases é expressa pela área dos espectros Mössbauer das amostras, sendo calculada em função da largura dos espectros (LARG) e a absorção de fótons (ABS). A Tabela 4 mostra os parâmetros medidos utilizados na identificação das diferentes fases assim como a porcentagem de Fe distribuído entre elas.

Tabela 4. Parâmetros hiperfinos Mössbauer das amostras analisadas a 300K. δ = deslocamento isomérico; ϵ = desdobramento quadrupolar; B_{HF} = campo magnético hiperfino.

Amostra	Subespectro	δ (mm.s ⁻¹)	ϵ (mm.s ⁻¹)	B_{HF} (T)	ABS (%)	LARG (mm.s ⁻¹)	% Fe
BD – 9.8C	Hm	0,3023	-0,1294	51,5724	11,9227	0,3695	76,3
	Mt	0,5815	0,0638	46,0128	3,0271	0,3973	20,8
	α	0,2982	0,7168	-	0,6679	0,5404	2,9
BD – 9.8F	Hm	0,3011	-0,1498	51,5648	20,1740	0,3735	89,3
	Gt	0,3432	-0,2569	36,1815	0,9920	0,7139	8,4
	α	0,1904	0,8003	-	0,7605	0,5710	2,3
BD – 9.8G	Hm	0,3031	-0,1370	51,6165	17,5010	0,3672	71,4
	Mt	0,5447	0,1141	46,2547	1,6966	0,4949	9,3
	Gt	0,3558	-0,1874	35,1147	1,1439	0,5852	7,4
	β	0,4531	-	18,2461	0,9482	1,4578	7,1
	α	0,2810	0,8437	-	1,6582	0,5603	4,8

Subespectros identificados: hematita (Hm), magnetita (Mt), goethita (Gt), fase não magnética contendo Fe (α), fase magnética não identificada (β).

Ocorrem blocos isolados de granito junto ao BIF (Figura 19a), mas a ação tectônica dificulta a observação das relações entre os clastos e o bandamento original. Apesar da deformação, entretanto, em algumas porções é possível observar o bandamento típico ferrífero/silicoso (Figura 19b).

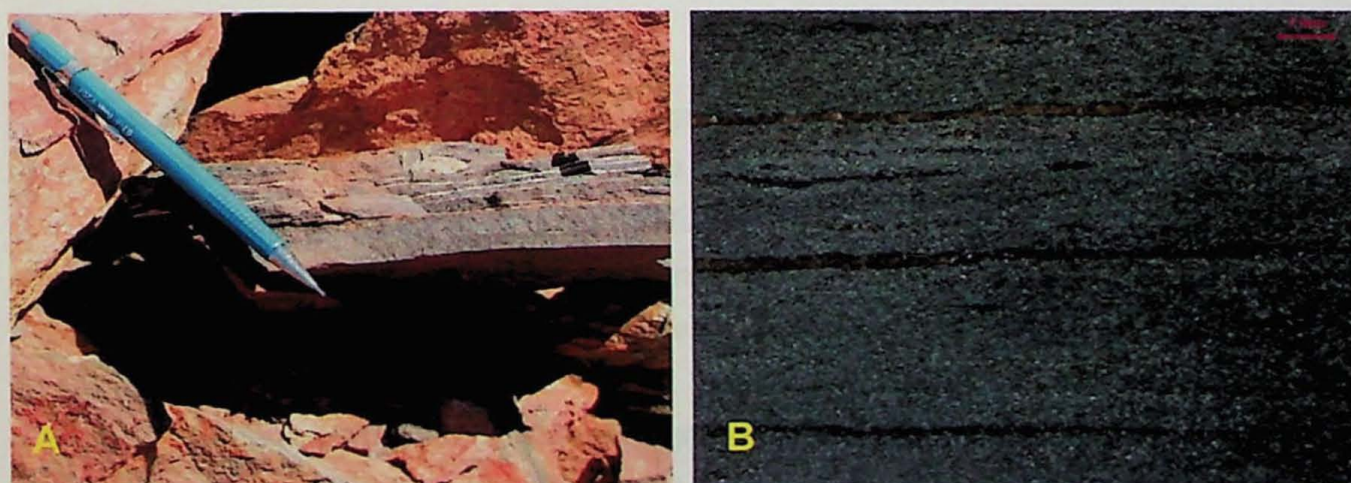


Figura 19. A) bloco de granito imerso na matriz ferruginosa. B) detalhe do microbandamento ferrífero/silicoso observado em lupa (escala 7 mm).

Veios milimétricos de quartzo estirados e ondulados são freqüentes, evidenciando a remobilização da sílica para o centro da ocorrência durante a deformação, enriquecendo as bordas do corpo com teores médios de Fe_2O_3 da ordem de 75%. Em determinadas porções, a remobilização foi tão eficaz concentrando o teor de ferro em até 97% de Fe_2O_3 (Boggiani *et al.* 2006) em bandas finas e maciças (Figura 20a).

A ação tectônica também pode ser evidenciada através da recristalização dinâmica de cristais de quartzo onde a característica microestrutural que os distingue é dada pela recristalização rotacionada dos grãos durante a deformação (Passchier & Trouw 1996) conforme observado na amostra BD – 9.8D (Figura 20b)

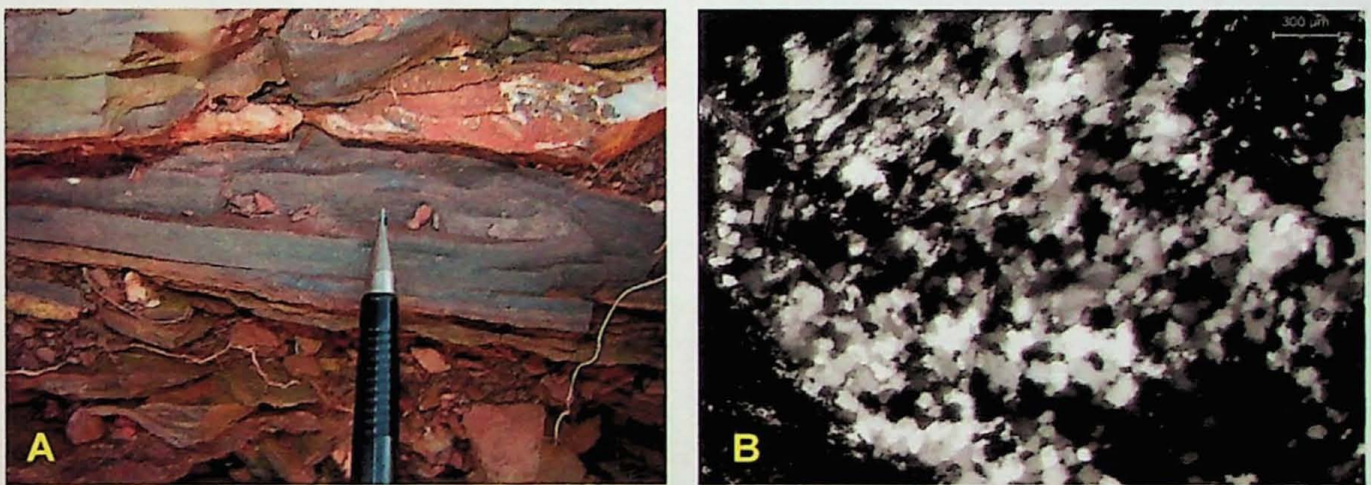


Figura 20. A) Porção enriquecida em Fe pela remobilização da sílica durante a ação tectônica. B) Fotomicrografia mostrando agregado de quartzo policristalino formado pela recristalização dinâmica dos grãos (Escala: 300 µm).

3.2. MAGNETOMETRIA TERRESTRE

Foram adquiridos cerca de 700 pontos magnéticos (Figura 21) entre os dias 7 e 13 de abril de 2006 utilizando-se dois magnetômetros de precessão nuclear.

A distribuição dos pontos se dá entre 20 linhas, denominadas de L1-L20, dispostas, aproximadamente, segundo E-W. Há uma linha de intersecção no levantamento (LN) disposta, aproximadamente, N-S, sendo que esta segue, em parte, a estrada interna da fazenda.

A região coberta pelo levantamento tem uma área de aproximadamente 8 km² com espaçamento médio entre os pontos de 50 m e 200 m entre as linhas, dispostos perpendicularmente a estruturação geral da área correspondente à camadas cuja direção média é NS com caimento de aproximadamente 45° para E.

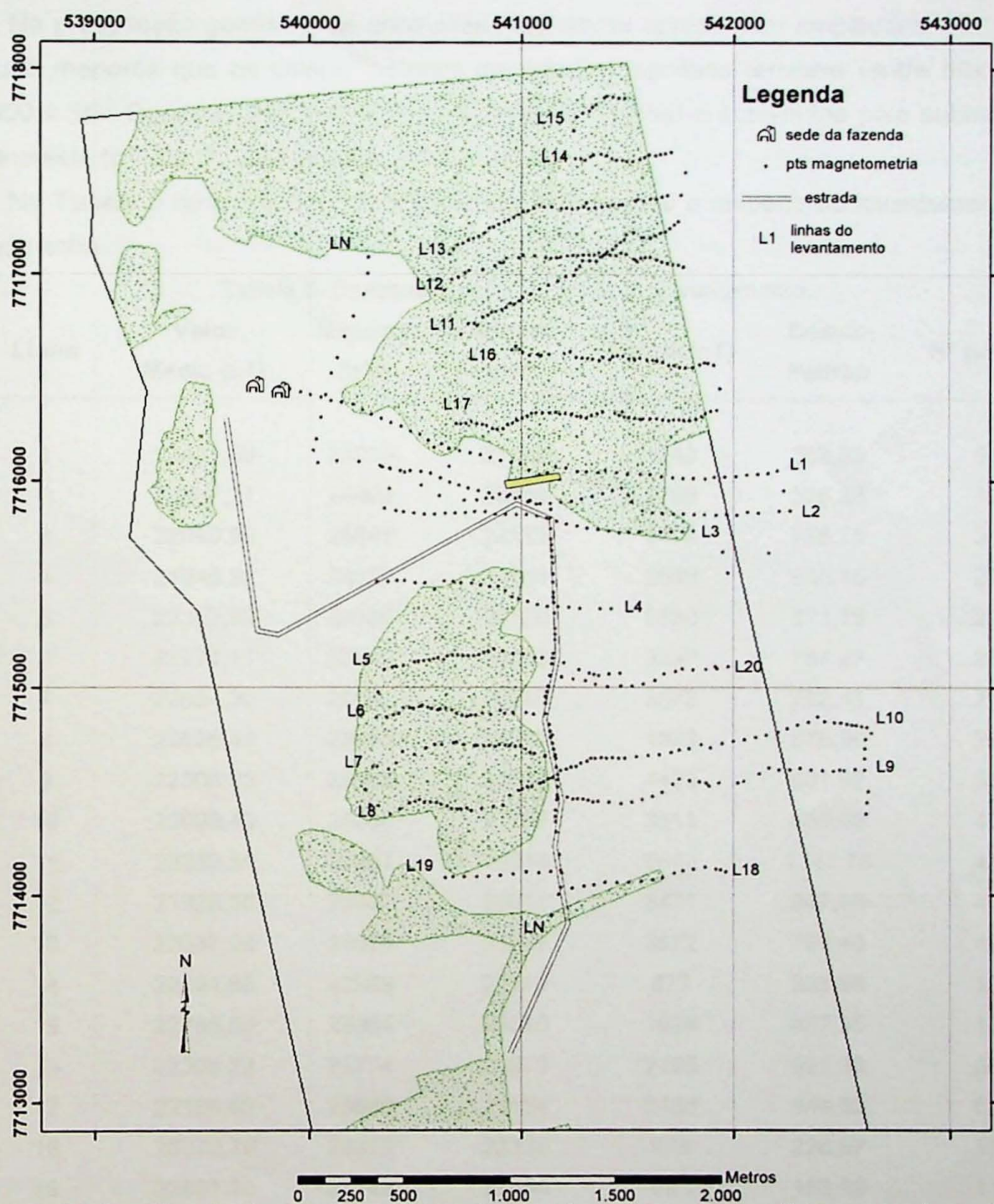


Figura 21. Localização dos pontos e linhas do levantamento magnetométrico segundo os limites da Fazenda São Manoel (coordenadas UTM em metros, SAD-69 zona 21K). Em amarelo, localização aproximada da trincheira.

Os dados obtidos no levantamento terrestre podem ser observados na Tabela 5. A base magnetométrica utilizada localiza-se próximo à sede da Fazenda São Manoel (UTM E 539846, UTM N 7716480).

Na prospecção geofísica, as anomalias magnéticas apresentam amplitudes, em geral, muito menores que os valores normais do campo magnético terrestre (entre 50×10^{-5} e 5000×10^{-5} Oersted). Por esse motivo, a unidade Oersted é substituída pelo submúltiplo nanotesla (nT) do SI, equivalente a 10^{-5} Oersted.

Na Tabela 5 há um resumo das principais informações a respeito do levantamento de cada linha.

Tabela 5. Dados referentes às linhas do levantamento.

Linha	Valor Médio (nT)	Máximo (nT)	Mínimo (nT)	Range (nT)	Desvio Padrão	Nº pontos
1	22411,59	23029	21286	1743	362,59	51
2	22657,21	24002	22204	1798	326,26	42
3	22099,90	25645	22171	3474	726,75	31
4	21946,26	24337	21701	2636	686,45	27
5	22352,59	24150	20520	3630	873,79	27
6	22771,11	23990	20693	3297	767,27	28
7	22604,30	23802	20230	3572	762,41	27
8	22636,41	25990	21017	4973	876,96	29
9	22305,81	26085	21662	4423	691,97	36
10	22096,40	25268	21757	3511	689,08	40
11	22252,51	26257	19614	6643	1347,76	41
12	21928,50	23482	20011	3471	947,96	40
13	22637,26	24969	21297	3672	798,48	42
14	22591,63	22989	22112	877	338,98	19
15	22786,50	23964	22340	1624	487,35	10
16	22365,32	23774	20975	2799	995,38	38
17	22188,82	23589	21154	2435	544,52	50
18	23072,76	23313	22335	978	226,57	17
19	22881,36	23149	22554	595	153,19	11
20	22501,35	22818	22335	483	128,17	17
LN	22547,58	23402	20381	3021	515,83	71

3.2.1. Tratamento dos dados magnéticos

Os dados magnéticos, após de coletados, passaram pelas seguintes correções para eliminar as variações devidas a causas não geológicas:

- **VARIAÇÃO DIURNA**

Para a correção, um dos magnetômetros registrou o campo magnético a intervalos regulares de 15 minutos, em uma estação fixa (estação base), enquanto o outro foi utilizado para medir o campo nas diversas estações. A correção do valor medido em uma determinada estação foi feita por interpolação linear dos dados, somando-se ou subtraindo-se ao mesmo a variação do campo observada no magnetômetro fixo, para o momento da medida; o valor é somado, se o campo magnético na estação fixa diminuiu em relação ao primeiro valor medido naquele dia e diminuído, no caso inverso. Gráficos da variação diurna encontram-se no ANEXO III

- **REMOÇÃO DE CAMPO REGIONAL**

Para remover os longos comprimentos de onda do campo geomagnético, os modelos mais comuns, como o IGRF e o modelo do campo geomagnético calculado pelo ON (Motta & Barreto, 1986), não mostraram ser adequados para a área, conforme mostra a Figura 22.

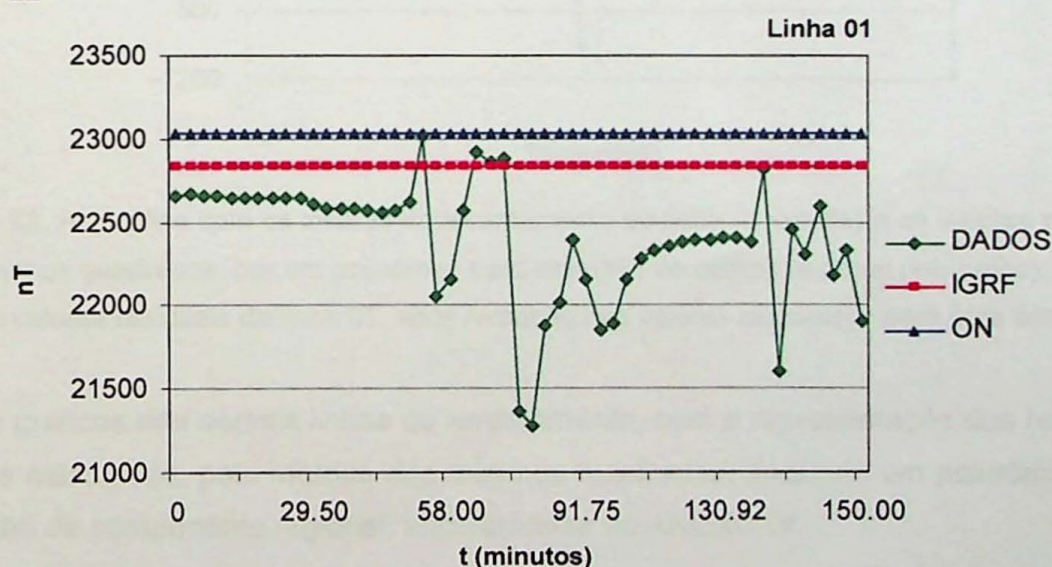


Figura 22. O gráfico acima mostra os dados do levantamento de campo com os valores para remoção do campo regional calculados segundo o modelo do ON e do IGRF.

Para remoção dos longos comprimentos de onda do campo geomagnético regional, foi ajustado um polinômio para cada linha do levantamento pelo método dos mínimos quadrados (Figura 23a). Os valores calculados foram subtraídos dos valores corrigidos, obtendo-se os valores residuais para cada linha (Figura 23b).

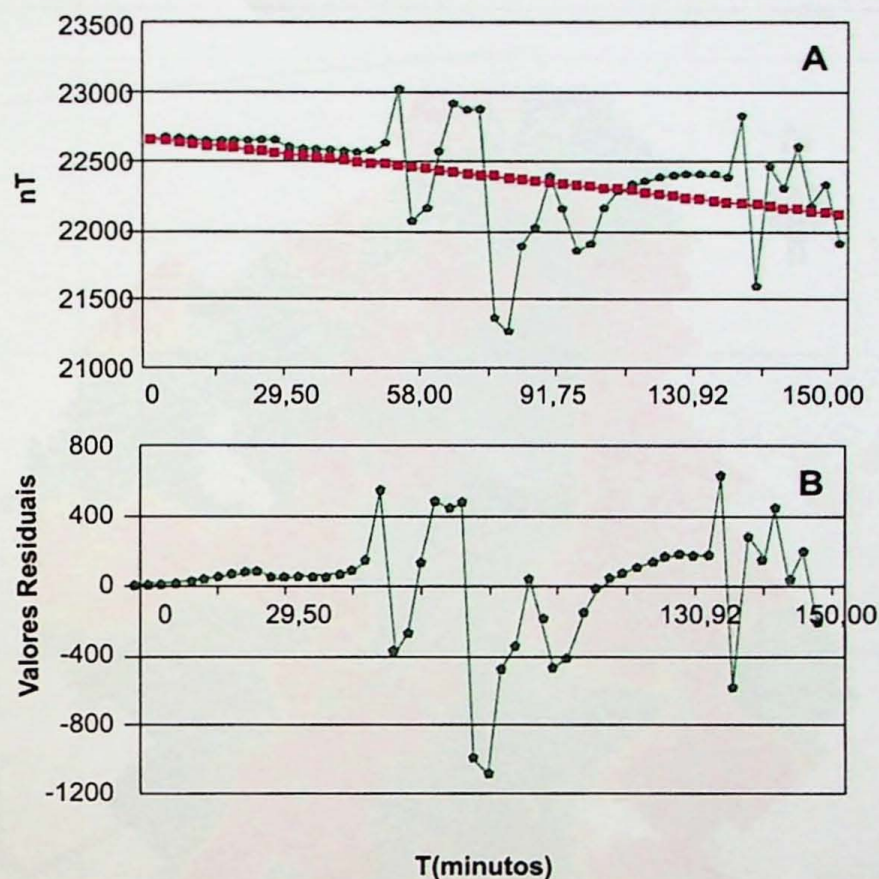


Figura 23. A) Gráfico com os valores do levantamento da linha 01 (verde) e os valores calculados, por mínimos quadrados, por um polinômio, para remoção do campo regional (vermelho). B) Gráfico com os valores residuais da linha 01, após remoção dos valores calculados para esta linha.

Os gráficos das demais linhas do levantamento, com a representação dos respectivos valores calculados, pelo método dos mínimos quadrados, segundo um polinômio, para a remoção da componente regional, encontram-se no ANEXO IV.

• MAPA DO CAMPO MAGNÉTICO RESIDUAL

A Figura 24 mostra o campo magnético residual, obtido após o processamento dos dados e remoção da variação diurna e da tendência observada em cada um dos perfis. Pode-se observar a presença de diversas anomalias magnéticas localizadas na região de estudo, dando uma idéia sobre as fontes magnéticas existentes. O fato da região se localizar em baixas latitudes magnéticas, porém, dificulta a análise e interpretação desta informação.

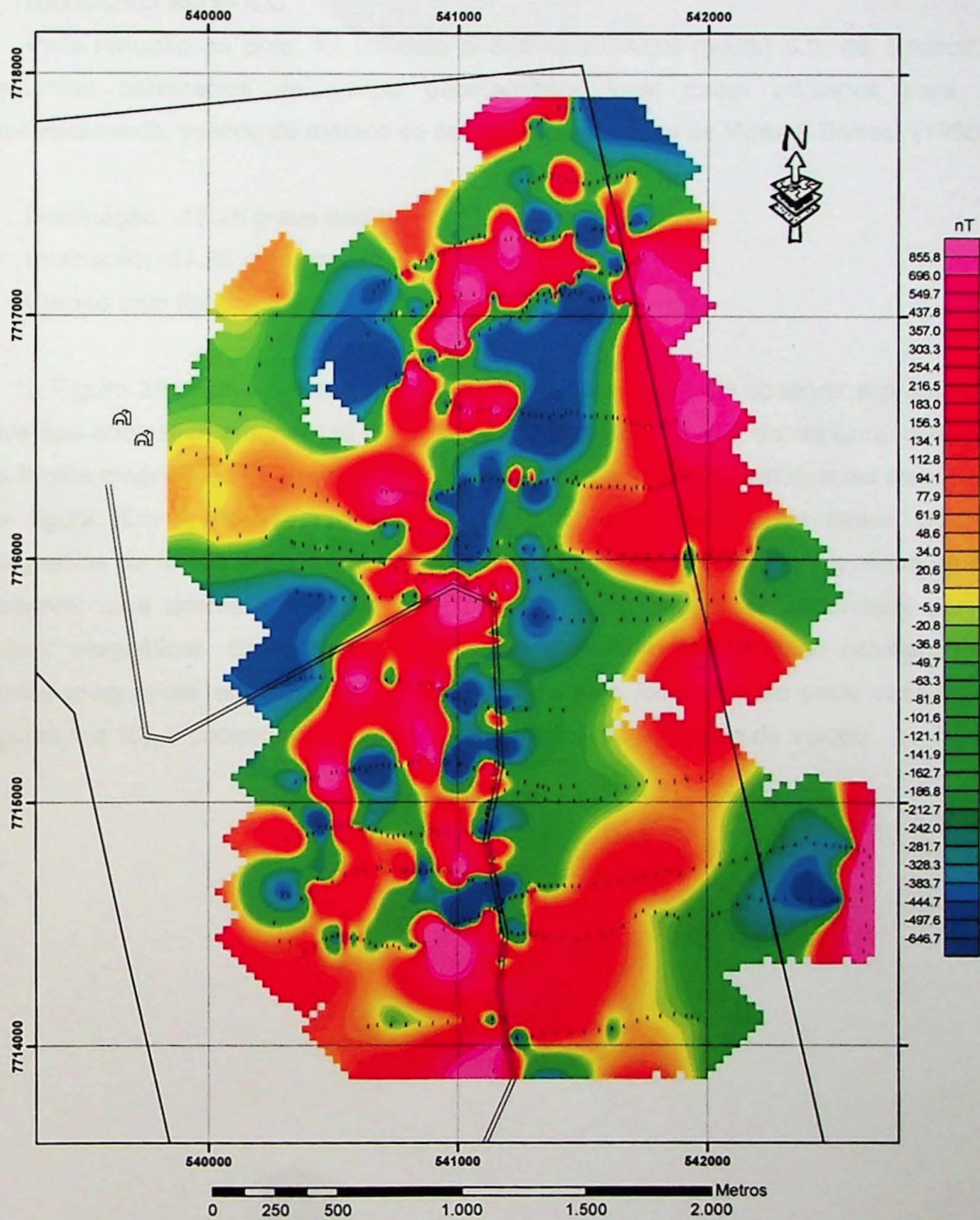


Figura 24. Mapa do campo magnético residual da região de estudo

- **REDUÇÃO AO PÓLO**

Para redução ao pólo, foi utilizado o *Software* OASIS montaj 5.0, da *Geosoft*. Os seguintes parâmetros do campo geomagnético local foram utilizados para este processamento, obtidos do modelo do campo geomagnético de Motta & Barreto (1986):

Declinação: -18.25 graus decimais

Inclinação: -27.95 graus decimais

Campo total (intensidade): 23035 nT

A Figura 25 mostra o mapa reduzido ao pólo, onde se pode observar a presença de diversas anomalias magnéticas localizadas na região de estudo, dando uma idéia sobre as fontes magnéticas existentes, como é o caso das anomalias identificadas como **A** e **B** na figura. Em **A** nota-se um exemplo de anomalia positiva onde temos um “alto” magnético confinado entre “baixos” magnéticos. Em **B**, o contrário ocorre, onde se pode observar uma anomalia negativa dada por um “baixo” magnético circundado por dois “altos” magnéticos. Estes exemplos mostram o caráter dipolar típico ocasionado por fontes magnéticas em subsuperfície situadas no pólo (conforme se pode observar nas figuras 9 e 10), e podem indicar fontes de magnetização na região de estudo.

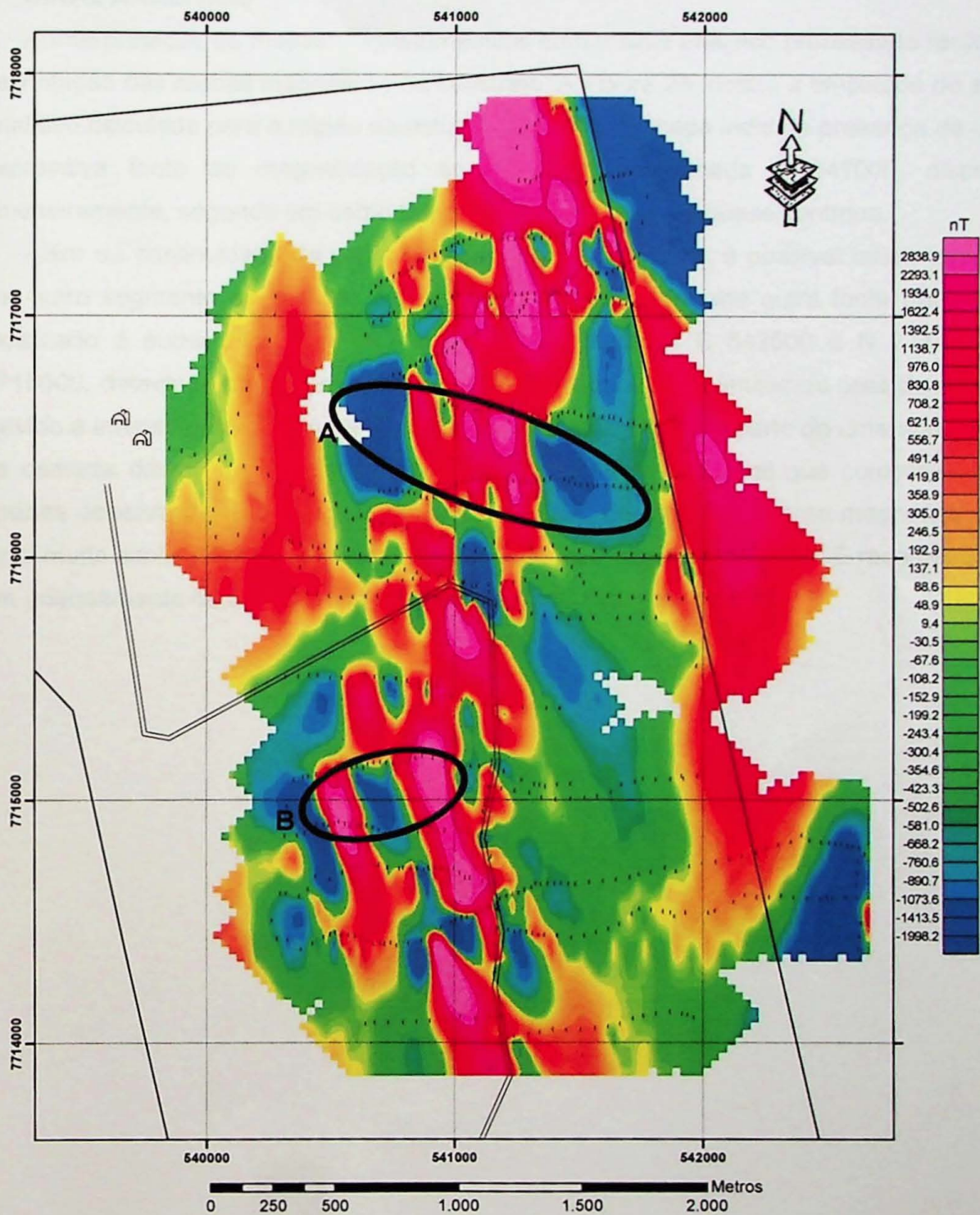


Figura 25. Redução ao pólo dos dados observados na área de estudo com a localização de anomalias magnéticas.

- **SINAL ANALÍTICO**

A interpretação de mapas magnetométricos com o sinal analítico processado facilita a delimitação das rochas magnéticas no substrato. A Figura 26 mostra a amplitude do sinal analítico calculada para a região de estudo. A análise do mapa indica a presença de uma expressiva fonte de magnetização ao longo da coordenada E 541000, disposta grosseiramente, segundo um corpo tabular alongado de forma quase contínua.

Além da continuidade da camada observada na trincheira, é possível inferir também um outro segmento da camada de ferro, pela presença de uma outra fonte magnética localizado à sudeste da trincheira, entre as coordenadas E 542500 e N 7714500 e 7715000, detectado por alguns pontos que se estenderam dos limites da área de estudo. Devido à intensa deformação na região, é possível que esta seja parte de uma duplicação da camada devido à deformação rúptil. Não há controle estrutural que comprove isso, apenas observação da presença, em subsuperfície, de uma outra fonte magnética com sinal muito similar ao que foi observado ao longo da ocorrência principal. É recomendável um adensamento de dados nesta região para comprovar esta hipótese

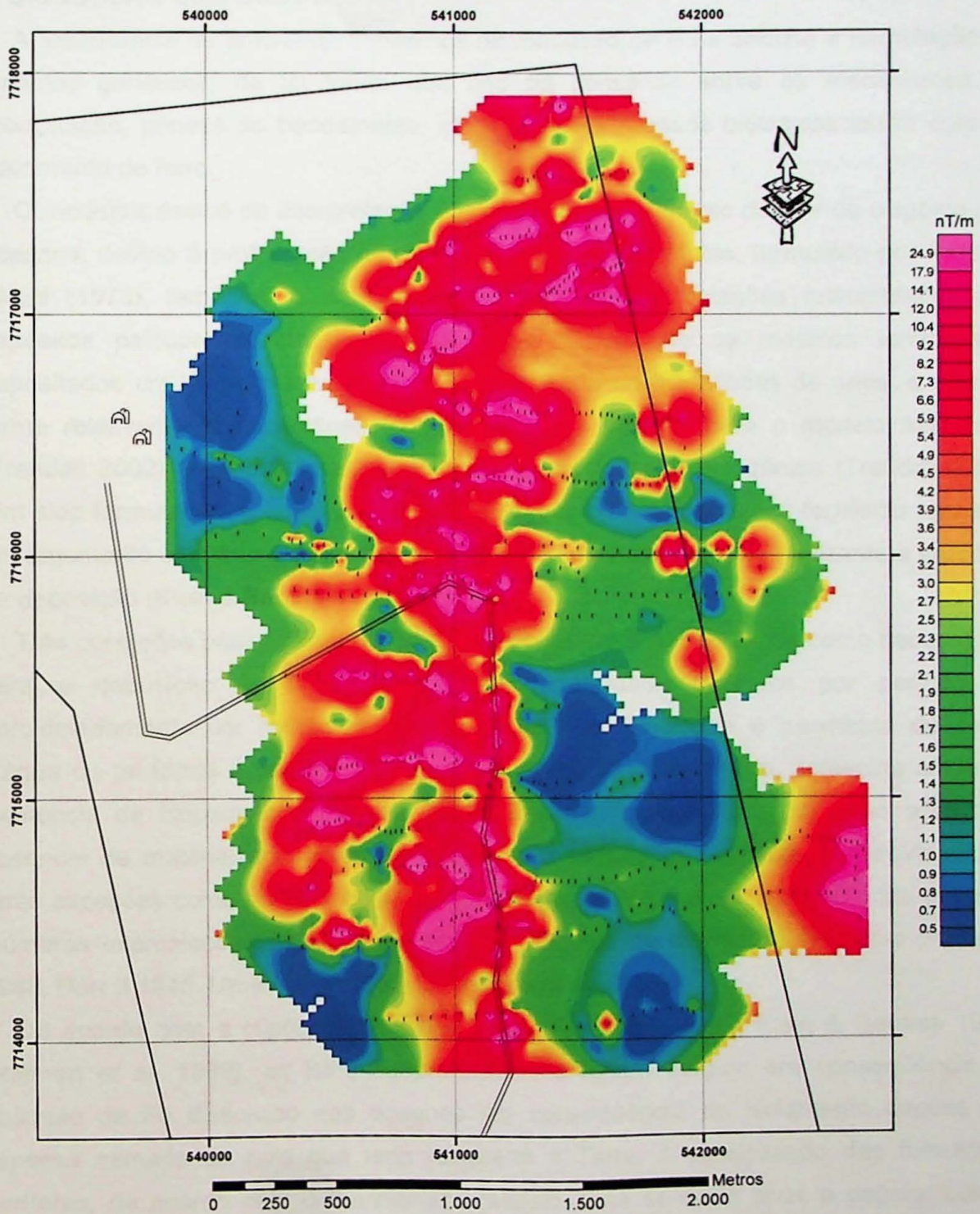


Figura 26. Sinal analítico calculado para a região de estudo

4. DISCUSSÃO DOS DADOS

A inexistência de ambientes modernos de formação de BIFs dificulta a formulação de modelos genéticos, de tal forma que não há consenso sobre os mecanismos de precipitação, gênese do bandamento, influência de processos biológicos assim como o suprimento de ferro.

O modelo clássico de interpretação dos mesmos por aumento do teor de oxigênio nos oceanos, devido à proliferação de organismos fotossintetizantes, formulado por Preston Cloud (1973), tem sido questionado frente às recentes datações radiométricas dos depósitos paleoproterozóicos, as quais demonstram que os mesmos teriam sido depositados em amplo intervalo de tempo, por volta de 50 milhões de anos, e não de forma relativamente instantânea, como era de se esperar para o modelo formulado (Trendall 2002). Alternativamente, modelos de precipitação abiogênica (Trendall 2002) têm sido formulados: a ausência de carbono orgânico nas formações ferríferas tem sido um argumento contrário à associação de atividade microbiana fotossintetizante a este tipo de deposição (Klein & Beukes 1989).

Três condições básicas para o sítio deposicional têm sido apontadas como necessárias para a deposição de formação ferrífera: estabilidade tectônica por período de aproximadamente um milhão de anos, suficiente profundidade e geometria do corpo d'água de tal forma a permitir a livre circulação do ferro dissolvido, acrescida ainda da existência de fitoplâncton (Trendall 2002). Essas premissas têm por base a relativa ausência de material epiclástico na maioria das formações ferríferas conhecidas, com raras exceções como os BIFs do Grupo Jacadigo, no Maciço de Urucum, onde ocorrem inúmeras intercalações de arcóseos entre os pacotes de formações ferríferas (Almeida 1948, Dorr II 1945, Urban *et al.* 1992, Trompette *et al.* 1998).

De acordo com a Hipótese *Snowball Earth* (Kirschvink 1992, Klein & Beukes 1993, Hoffman *et al.* 1998), os BIFs neoproterozóicos teriam surgido em consequência do acúmulo de Fe dissolvido nos oceanos em consequência do isolamento desses por espessa camada de gelo que teria recoberto a Terra. A precipitação das formações ferríferas, de acordo com o mencionado modelo, teria se dado após o degelo, com a mistura de águas ricas em Fe dissolvido com águas oxigenadas, provavelmente através de circulações oceânicas associadas a correntes ascendentes, conforme havia sido formulada por Kirschvink (1992).

A deposição de BIFs relacionados às glaciações Neoproterozóicas, como os do Grupo canadense Rapitan e do Supergrupo Damara da Namíbia, são relacionadas a ambientes

anóxicos ricos em ferro. O evento glacial envolveria a retirada massiva das águas oceânicas na base das geleiras causando concentração e precipitação dos elementos dissolvidos, inclusive ferro e sílica. Gross (1973) acreditava que a atividade das fumarolas era a principal origem do ferro. Yeo (1981) em estudo estratigráfico, sedimentológico e geoquímico detalhado na formação ferrífera Rapitan, chegou a mesma conclusão. Concluiu ainda que a precipitação química de ferro e sílica estava diretamente relacionada a correntes ascendentes de salmouras ricas em ferro, formada pela atividade hidrotermal. Estas salmouras resfriadas pela presença das geleiras se precipitariam em águas profundas (Figura 27). Uma interpretação similar em estudo sedimentológico e geoquímico detalhado foi constatado no sudoeste africano por Breitskopf (1988).

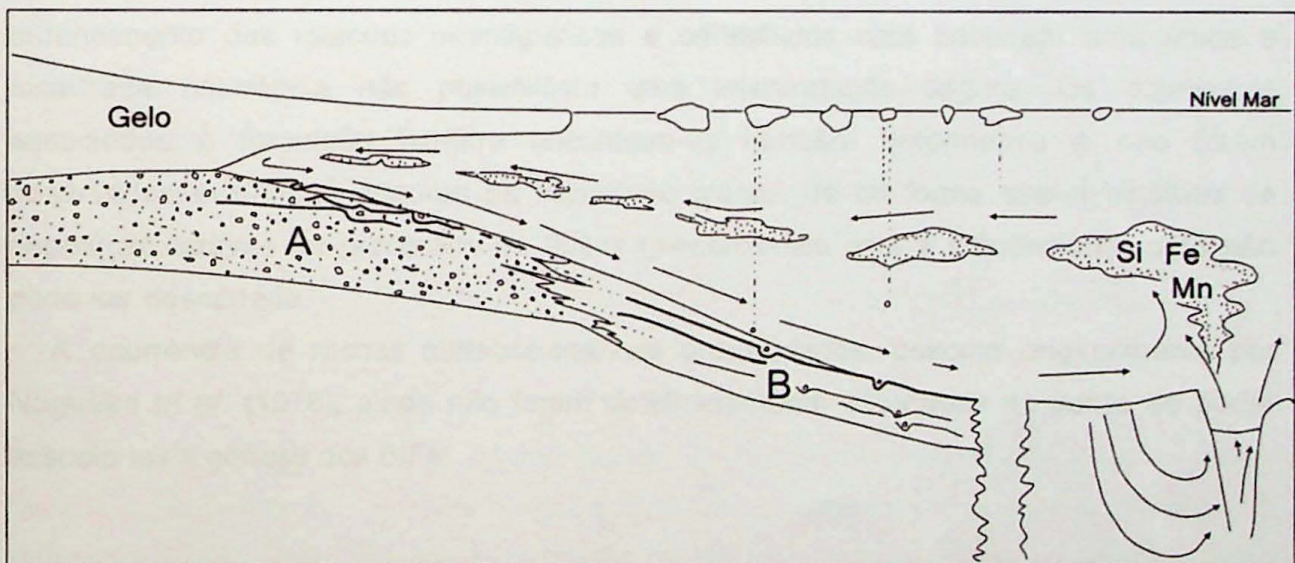


Figura 27. Diagrama esquemático (modificado de Young 1988) para mostrar como as formações ferríferas bandadas neoproterozóicas poderiam ter sido formadas. Os depósitos da plataforma são sucedidos por rochas glaciogênicas com BIF associado. Estes depósitos são interpretados como sendo originados por soluções hidrotermais em uma bacia oceânica. Salmouras ricas em ferro deslocadas pelas águas de baixas temperaturas precipitariam ferro e sílica na plataforma em associação com diamictitos (A) e turbiditos (B).

Young (2002) questiona a relação genética entre os BIFs como evidência da Hipótese *Snowball Earth* em função das ocorrências de formações ferríferas serem relativamente menos abundantes do que os depósitos glaciais. Exemplifica, ainda, que no caso do Grupo Rapitan, um dos maiores depósitos de ferro neoproterozóico conhecido, a alta proporção de sedimentos ricos em ferro ocorrem em argilitos no topo da Formação Sayunei, subjacente a espessa sucessão de diamictito (Young 1976, Klein & Beukes 1993), o que demonstraria que as formações ferríferas teriam se depositado antes da

formação da cobertura de gelo e, assim, não poderia ser atribuída à oxigenação pós-glaciação.

Há abundância de dados isotópicos do sistema Sm-Nd e Elementos Terras Raras consistentes à derivação do ferro das formações ferríferas a partir de fontes vulcânicas (Fryer 1983, Klein & Beukes 1989, Gross 1991, entre outros) pela presença de atividade ígnea associada. Porém essa interpretação não é excludente com as hipóteses de origem glacial, global ou não, ou com os modelos de bacias riftes com influência glacial (Young 2002), o que pode ser um modelo apropriado para os depósitos do Maciço de Urucum, como já sugerido por Dardenne (1998).

No caso da formação ferrífera de Bodoquena, as deformações tectônicas dificultam o entendimento das relações estratigráficas e os estudos com base em uma única e localizada ocorrência não possibilitam uma interpretação segura. Os diamictitos associados à formação ferrífera encontram-se também deformados e não foram observadas evidências seguras de deposição glacial, de tal forma que a hipótese de deposição através de processos de fluxos gravitacionais sem a influência do gelo não pode ser descartada.

A ocorrência de rochas metabásicas nas proximidades, descrita originalmente por Nogueira *et al.* (1978), ainda não foram detalhadamente estudadas ao ponto de poder associa-las à gênese dos BIFs.

5. CONCLUSÕES

A partir dos dados apresentados neste trabalho em conjunto com as informações disponíveis sobre a geologia da região, foi possível chegar às seguintes conclusões:

As rochas que alojam a formação ferrífera descrita na Fazenda São Manoel são de matriz areno-argilosa contendo clastos de tamanhos, formas e litologias variadas que não chegam a atingir 20% da rocha, o que permite enquadrá-las nos diamictitos glaciogênicos da Formação Puga.

A matriz desta rocha grada para uma composição rica em magnetita / hematita até fazer contato brusco com o pacote de BIF. A presença de ferro na matriz dos diamictitos subjacentes é interpretada pela remobilização e cimentação de óxido de ferro.

A presença de blocos isolados de granito imersos em meio à formação ferrífera não é conclusiva para associá-los com a sedimentação glacial pela obliteração causada no bandamento original devido à ação tectônica.

A investigação do subsolo através da magnetometria comprova maior amplitude da área de ocorrência, sem, no entanto, permitir obter uma avaliação do potencial geológico da mesma, por não ter sido feita uma modelagem direta ou inversão dos dados, que não se constituíam como objetivo primário deste trabalho.

Além da continuidade da camada observada na trincheira, é possível inferir um outro segmento da camada de ferro, conforme mostram os mapas magnetométricos gerados. Devido à intensa deformação na região, é possível que esta seja parte da duplicação da camada devido à deformação rúptil. Não há controle estrutural que comprove isso, apenas observação da presença, em subsuperfície, da camada portadora de ferro. O mapa de sinal analítico indica claramente a presença de uma fonte no limite leste da região investigada, com sinal muito similar ao que foi observado ao longo da ocorrência principal.

Apesar da Formação Puga ter sua origem relacionada a eventos glaciogênicos, não foram encontradas evidências seguras que permitissem relacionar a origem dos BIFs a estes eventos

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Almeida, F.F.M. de 1948. Origem dos minérios de Ferro e Manganês de Urucum. Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia, DNPM, 119: 1-58.
- Almeida, F.F.M. de 1965. Geologia da Serra da Bodoquena (Mato Grosso), Brasil. Rio de Janeiro, DNPM-DGM, Boletim 219:1-96.
- Alvarenga, C.J.S. de & Trompette, R. 1992. Glacially influenced sedimentation in the later Proterozoic of the Paraguay Belt (Mato Grosso, Brazil). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **92**:85-105.
- Alvarenga, C.J.S. de; Moura, C.A.V.; Gorayeb, P.S.S.; Abreu, F.A.M. de 2000. Paraguay and Araguaia belts. In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomas Filho, A., Campos, D.A. (eds). Tectonic Evolution of South América. 31st. International Geological Congress. Rio de Janeiro, p. 183-193.
- Alvarenga, C.J.S. de; Santos, R.V.; Dantas, R.V. 2004. C-O-Sr isotopic stratigraphy of cap carbonates overlying Marinoan-age glacial diamictites in the Paraguay Belt, Brazil. *Precambrian Research*, **131**: 1-21.
- Beukes, N.J. 1973. Precambrian iron-formations of southern Africa. *Econ. Geol.*, **68**: 960-1004.
- Beukes, N.J.; Klein, C.; Kaufman, A.J.; Hayes, J.M. 1990. Carbonate petrography, kerogen distribution, and carbon and oxygen isotope variations in an early Proterozoic transition from limestone to iron-formation depositon, Transvaal Supergroup, South Africa. *Economic Geology*, **85**(4): 663-690.
- Beukes, N.J. & Gutzmer, J. 2004. Distribution, Genesis and Palaeocological Significance of Iron Formation Through Time. In: 1st Symposium on Neoproterozoic-Early Paleozoic Events in SW-Gondwana, Extend Abstracts, IGCP-478, Second Meeting, Brazil, p. 6-7.
- Boggiani, P.C. & Coimbra, A.M. 1996. The Corumbá Group (Central South America) In The Context of Late Neoproterozoic Global Changes. *Anais da Academia Brasileira de Ciências, Resumo das Comunicações*, **68**(4): 595-596.
- Boggiani, P.C. 1998. Análise Estratigráfica da Bacia Corumbá (Neoproterozóico) – Mato Grosso do Sul. Tese de Doutorado, IGc-USP, 181p.
- Boggiani, P.C.; Ferreira, V.P.; Sial, A.N.; Babinski, M.; Trindade, R.I.F.; Aceñolaza, G.; Toselli, A.J.; Parada, M.A. 2003. The cap carbonate of the Puga Hill (Central South America) in the context of the post-Varanger Glaciation. In: IV South American Symposium on Isotope Geology, Short Papers, Salvador, Brasil, v. 1, p. 324- 327.
- Boggiani, P.C.; Piacentini, T.; Fairchild, T.R.; Yamamoto, J.K.; Campanha, G.A. da C.; SÁ, F.R. de; Zuquim, M. de P.S. 2006. Banded Iron Formation (BIF) associated with glacial sediments of the Puga Formation (Marinoan) in the Serra da Bodoquena (Mato Grosso do Sul, Brazil). In: Symposium on Neoproterozoic-Early Paleozoic events in SW-Gondwana, Expanded Abstracts, IGCP-478, Meeting, Punta del Este – Uruguay, p. 227-229.

- Brasil. 2006. Ministério de Minas e Energia. Departamento Nacional da Produção Mineral. Sumário Mineral. Brasília, DNPM.
- Breitkopf, J.H. 1988. Iron formations related to mafic volcanism and ensialic rifting in the southern margin zone of the Damara orogen, Namibia. *Precambrian Res.*, 38: 111-130.
- Cloud, P. 1973. Paleoecological significance of the banded iron-formation. *Econ. Geol.*, 68: 1135-1143.
- Cornell, R.M. & Schwertmann, U. 1996. The iron oxides: structure, properties, reactions, occurrence and uses. Weinheim: VCH, 573p.
- Corrêa, J.A.; Correia Filho, F.C.L.; Scislowski, G.; Neto, C.; Cavallon, L.A.; Cerqueira, N.L.S.; Nogueira, V.L. - 1976. Geologia das regiões centro e oeste de Mato Grosso. Projeto Bodoquena. DNPM / CPRM. Relatório final, Goiânia.
- Corrêa, J.A.; Correia Filho, F.C.L.; Scislowski, G.; Neto, C.; Cavallon, L.A.; Cerqueira, N.L.S.; Nogueira, V.L. - 1979. Geologia das regiões centro e oeste de Mato Grosso do Sul. Projeto Bodoquena. DNPM, Série Geológica Básica nº 3, 111p., mapa geol. Escala 1:250.000.
- Dantas, E.L. & Martinelli, C.C. 2003. Nd isotopes from the Araés Metavolcano-sedimentary sequence in the Paraguay Belt, Nova Xavantina, Mato Grosso, Central Brazil. In: IV South American Symposium on Isotope Geology, Short Papers, Salvador, Brasil, v. 1, p. 168-169.
- Dardenne, M. A. 1998. Modelo Hidrotermal Sedimentar Exalativo para os Depósitos Fe-Mn da Região de Corumbá, Mato Grosso do Sul. In: 40º Congresso Brasileiro de Geologia, 1998, Belo Horizonte. Anais, 1998. p.152
- Da Rosa, Á. A. S.; Pinho, F.E.; Gheler, W.L. 1997. Formações ferríferas no Grupo Cuiabá, Neoproterozóico (?), MT. In: Simpósio de Geologia do Centro-Oeste, Anais... Cuiabá, MT, p. 99-102.
- Davy, R. 1983. A contribution on the chemical composition of Precambrian Iron-formations. In: Trendall, A.F. & Morris, R.C. (eds.) *Iron Formation: Facts and Problems*. Amsterdam, Elsevier, 325-343.
- Delgarno, C.R. & Johnson, J.E. 1965. The Holowilena ironstone, a Sturtian glaciogene unit. *South Australia Geol. Survey, Geol. Notes* 11, p.3-4.
- Dorr II, J.V.N. 1945. Manganese and iron deposits of Morro do Urucum, Mato Grosso, Brazil. *Bull. U.S. Geol. Surv.*, 946A, 47 p.
- Fryer, B.J. 1983. Rare earth elements in iron-formation. In: Trendall, A.F. & Morris, R.C. *Iron-formation: facts and problems*. Elsevier. Amsterdam, Netherlands, p. 345-358.
- Gaucher, C.; Boggiani, P.C.; Sprechmann, P.; Sial, A. N.; Fairchild, T.R. 2003. Integrated correlation of Vendian to Cambrian Arroyo del Soldado and Corumbá Groups (Uruguay and Brazil): palaeogeographic, palaeoclimatic and palaeobiologic implications. *Precambrian Research* 120(3-4):241-278.

- Gaucher, C.; Sial, A.N.; Blanco, G. Sprechamann, P. 2004. Chemostratigraphy of the Lower Arroyo del Soldado Group (Vendian, Uruguay) and Palaeoclimatic Implications. *Gondwana Research*, 7(3): 715-730.
- Godoi, H.O. de 2001. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Aquidauna. Folha SF.21-X-A. Escala 1:250.000. Estado de Mato Grosso do Sul. Brasília: CPRM.
- Gross, G.A. 1973. The depositional environment of principal types of Precambrian iron-formation. In: *Genesis of Precambrian Iron and Manganese Deposits*. Proc. Kiev Symposium, 1970, Unesco Earth Sciences, 9.
- Gross, G.A. 1980. A Classification of Iron-formation Based on Depositional Environments. *Canadian Mineralogist*, v. 18, p. 215-222.
- Gross, G.A. 1991. Geochemical data on iron-formations. In: Gross, G.A. & Donaldson, J.A. *Iron-formation and metalliferous sediments in central Canada*. Geological Survey of Canada, p.57-59.
- Gunn, P.J.; Maidment, D.; Milligan, P.R. 1997. Interpreting aeromagnetic data in areas of limited outcrop. *AGSO Journal of Australian Geology & Geophysics*, v.17, n.2, p.175-185.
- Hoffman P.F., Kaufman A.J., Halverson G. P. & Schrag D. P. 1998. A Neoproterozoic snowball Earth. *Science*, 281: 1342-1346.
- Horstmann, U.E. & Hälbig, I.W. 1995. Chemical composition of banded iron-formation of the Griqualand West Sequence, Northern Cape Province, South Africa, in comparison with other Precambrian iron formations. *Precambrian Research*, 72: 109-145.
- James, H.L. 1954. Sedimentary facies of iron formation. *Economic Geology*, 49: 235-293.
- Kirschvink J.L. 1992. Late Proterozoic Low-Latitude Global Glaciation: the Snowball Earth. In: Schopf J.W. & Klein C. (eds.). *The Proterozoic Biosphere – A Multidisciplinary Study*. Cambridge, 51-52.
- Klein, C. & Beukes, N.J. 1993. Sedimentology and geochemistry of the glaciogenic late Proterozoic Rapitan iron-formation, in Canada. *Econ. Geol.*, 80, 542-565.
- Klein, C. & Beukes, N.J. 1989. Geochemistry and sedimentology of a facies transition from limestone to iron-formation deposition in the Early Proterozoic Transvaal Supergroup, South Africa. *Economic Geology*, 84, 1733-1774.
- Klein, C. 2005. Some Precambrian banded iron-formation (BIFs) from around the world: Their age, geologic setting, mineralogy, metamorphism, geochemistry, and origin. *American Mineralogist*, V.90, pp. 1473-1499.
- MacLeod, I.N.; Jones, K.; Dai, T.F. 1993. 3-D Analytic Signal in the Interpretation of total Magnetic Field Data at Low Magnetic Latitudes. *Exploration Geophysics*, 24: 679-688
- Martin, H. 1978. The mineralization of the ensialic Damara orogenic belt. *South Africa Geol. Survey Spec. Publ.* 4, p.405-415.
- Miller, J.M.G. 1985. Glacial and syntectonic sedimentation: The upper Proterozoic Kingston Peak Formation, southern Panamint Range, eastern California. *Geol. Soc. America Bull.*, v.96, p.1537-1553.

- Milligan, P.R. & Gunn, P.J. 1997. Enhancement and presentation of airborne geophysical data. *AGSO Journal of Australian Geology & Geophysics*, v.17, n.2, p.63-75.
- Murad, E. & Schwertmann, U. 1986. The influence of Al-substitution and cristallinity on room temperature Mössbauer spectrum of hematite. *Clays and Clay minerals*, v.34, p.1-6.
- Motta, C.M. & Barreto, L.M. 1986. Campo Geomagnético Normal e sua variação secular no Brasil em 1985,0. CNPq - Observatório Nacional, Rio de Janeiro, 48p.
- Nogueira, A. C.R.N., Riccomini, C., Sial, A. N., Moura, C., Fairchild, T. 2003. Soft-sediment deformation at the base of the Neoproterozoic Puga cap carbonate (southwestern Amazon Craton, Brazil): Confirmation of rapid icehouse-greenhouse transition in snowball earth. *Geology*, **31**(7):613-616.
- Nogueira, V.L.; Oliveira, C.C.; Figueiredo, J.A.; Corrêa Filho, F.C.L.; Scislewski, G.; Souza, M.R.; Moraes Filho, J.C.R.; Leite, E.A.; Souza, N.B.; Souza, J.O.; Cerqueira, N.L.S.; Vanderlei, A.A.; Takaschi, A.T.; Abreu Filho, W.; Rosito, J.; Olivatti, O.; Hausen, J.E.P.; Gonçalves, G.N.D.; Ramalho, R.; Pereira, L.C.B. – 1978 – Projeto Bonito – Aquidauana, relatório final. Goiânia, DNPM / CPRM, 14v. (Relatório de Arquivo Técnico do DGM, 2744).
- Passchier, C.W. & Trouw, R.A.J. 1996. *Microtectonics*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg New York. 289p.
- Piacentini, T.; Boggiani, P.C.; Yamamoto, J.K. 2006. Formação Ferrífera Bandada Associada à Formação Glacial Puga na região da Bodoquena, MS. In: 43º Congresso Brasileiro de Geologia, 2006, Aracajú-SE. Anais, 2006. p. 155
- Pinheiro, J.C.F. 2000. A Mineração Brasileira de Ferro e a Reestruturação do Setor Siderúrgico. UNICAMP, Campinas.
- Pinho, F.E, 1990. Geoquímica do depósito de ouro de Nova Xavantina – leste do Estado de Mato Grosso. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 36, Natal, RN, Anais..., v. 3, p. 1316-1330.
- Quaresma, L.F. 2001. Balanço Mineral Brasileiro 2001 – Ferro. DNPM, Brasília, pp. 1-27.
- Ramdohr, P. 1969. *The ore minerals and their intergrowths*. Pergamon Press. 1174p.
- Sá, F.R. 2005. Análise Tectônica de parte da Faixa Paraguai, na região da Serra da Bodoquena, entre os municípios de Morraria e Bodoquena, MS. Monografia de Trabalho de Formatura. IG-USP, 40p.
- Trendall, A.F. & Blockley, J.G. 1970. The Iron-Formations of the Precambrian Hamersley Group, Western Australia. *Geological Survey Western Australia Bulletin* 119, 366p.
- Trendall, A.F. 1973. Iron-formations of the Hamersley Group of Western Australia: type examples of varved Precambrian evaporates. In: *Genesis of Precambrian Iron and Manganese Deposits*. :Unesco, Paris, Earth Sciences, 9: 377-380.
- Trendall, A.F. 2002. The significance of iron-formation in the Precambrian stratigraphic record. In: *Precambrian Sedimentary Environments: A Modern Approach to Ancient Depositional Systems*. Special Publication n.33 of the IAS, (W. Alteramann and P. L. Corcoran eds.), Blacwell Science, p.33-66.

- Trendall, A.F. & Blockley, J.G. 2004. Precambrian Iron-Formation. In: Eriksson, P.G.; Altermann, W.; Nelson, D.R.; Mueller, W.U.; Catuneanu, O. The Precambrian Earth: Tempos and Events. Developments in Precambrian Geology, 12. Elsevier. p. 403-421.
- Trindade, R.I.F.; Font, E.; D'Agrella Filho, M.S.; Nogueira, A.C.R.; Riccomini, C. 2003. Low-latitude and multiple geomagnetic reversals in the Neoproterozoic Puga cap carbonate, Amazon craton. Terra Nova, 15 (6): 441-446.
- Trompette, R. 1981. Late Precambrian tillites of the Volta basin and the Dahomeyides orogenic belt (Benin, Ghana, Niger, Togo and Upper Volta). In: Hmabrey, M.J. & Harland, W.B. (eds). Earth's pre-Pleistocene glacial record: Cambridge, Cambridge Univ. Press, p.745-748.
- Trompette, R.; Alvarenga, C.J.S. de; Walde, D. 1998. Geological evolution of the Neoproterozoic Corumbá graben system (Brazil). Depositional context of the stratified Fe and Mn ores of the Jacadigo Group. Journal of South America Earth Sciences, 11(6):587-597.
- Urban, H.; Stribny, B.; Lippolt, H. 1992. Iron and manganese deposits of the Urucum district, Mato Grosso do Sul, Brazil. *Economic Geology*, 87: 1375-1392.
- Van Hise, C.R. & Leith, C.K. 1911. the geology of the Lake Superior Regions. U.S. Geol. Survey, Mon, 52, p. 480.
- Vilela, O.V. 1986. As jazidas de minério de ferro dos municípios de Porteirinha, Rio Pardo de Minas, Rêgo dos Machados e Grão-Mogol, norte de Minas Gerais. In: Schobbenhaus, C. & Coelho, C.E.S. Principais Depósitos Minerais do Brasil: Ferro e Metais da Indústria do Aço. v. 2, p.111-120.
- Wertheim, G.K. 1964. Mössbauer Effect: Principles and Applications. Academic Press.
- Yeo, G.M. 1981. The Late Proterozoic Rapitan glaciation in the northern Cordillera. In: F.H.A. Campbell (Editor), Proterozoic Basins of Canada. Geol. Surv. Can., Pap., 81-10: 25-46.
- Yeo, G.M. 1986. Iron formation in the Late Proterozoic Rapitan Group, Yukon and Northwest Territories: Canadian Inst. Mining Metallurgy, Spec. Vol. 37, p. 142-153.
- Young, G.M. 1976. Iron formation and glaciogenic rocks of the Rapitan Group, Northwest Territories Canada. Precambrian Research, 3:137-158.
- Young, G.M. 1982. The Late Proterozoic Tindir Group, east-central Alaska: Evolution of a continental margin: Geol. Soc. America Bull., v.93, p. 759-783.
- Young, G.M. 1988. Proterozoic plate tectonics, glaciation and iron-formations. Sedimentary Geology. 58: 127-144.
- Young, G.M. 2002. Stratigraphic and tectonic settings of Proterozoic glaciogenic rocks and banded iron-formations: relevance to the snowball Earth debate. Journal of African earth Sciences, 35, 451-466.
- Zaine, M.F. & Fairchild, T.R. 1987. Novas considerações sobre os fósseis da Formação Tamengo, Grupo Corumbá, SW Brasil, In: Congresso Brasileiro de Paleontologia, 10, Resumo das Comunicações. Sociedade Brasileira de Paleontologia, Rio de Janeiro, p. 54.

ANEXO I

BANDED IRON FORMATION (BIF) ASSOCIATED WITH GLACIAL SEDIMENTS OF THE PUGA FORMATION (MARINOAN) IN THE SERRA DA BODOQUENA (MATO GROSSO DO SUL, BRAZIL)

Boggiani, P.C.¹, Piacentini, T.¹; Fairchild, T.R.¹; Yamamoto, J.K.¹; Campanha, G. A da C.¹; Sá, F. R de¹, Zuquim, M. de P.S.¹

1. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Rua do Lago, 562, São Paulo, SP, Brazil. CEP 05508-080. E-mails: boggiani@usp.br, thirby@ig.com.br, trfairch@hotmail.com, jkyamamo@usp.br, ginaldo@usp.br.

Keywords: BIF, Marinoan, glaciation, Puga Formation, Paraguay Belt

INTRODUCTION

Banded iron formation (BIF) associated with glacial deposits has been described in late Neoproterozoic deposits around the world. The importance of this association has increased recently due to its implications for understanding global changes during Neoproterozoic glaciations and its significance with respect to the Snowball Earth hypothesis.

BIF associated with diamictite of the glaciogenic Puga Formation (Marinoan) is reported here for the first time in the Paraguay Mobile Belt, in a stratigraphic context different from that of known deposits of the Jacadigo Group, e.g. those at Morro do Urucum, near Corumbá, Mato Grosso do Sul (MS).

THE OCCURRENCE OF BIF

Banded iron formation was recently discovered by Wladimir Dalletezze (Mineração Horii) in a recently opened trench on the São Manoel Farm (541 082 7 - 715 923 UTM) near Bodoquena (MS). The BIF occurs as a bed about 40 cm thick, which dip of N45E, over a distance of about 200 m overlying, massive diamictite with ferruginous matrix. In a few places laminated diamictite overlies the BIF. During deformation the silica was partly remobilized, leaving a massive, fine, black ironstone. In some parts, however, typical ferriferous/siliceous banding is evident. Isolated blocks of granite occur within the BIF, but tectonic overprinting makes observation of the relationship between the clasts and original lamination difficult.

Diamictite with ferruginous matrix was also found about 20 km to the south, between the Ceita-Core and Certeza farms, but without BIF.

Chemical analyses show that the BIF is 46.17 % SiO₂, 45.65% Fe₂O₃, 4.53 % Al₂O₃ and 1.97% K₂O (due to the high content of feldspar clasts). A 5-cm-thick bed of concentrated magnetite is 97.52 % of Fe₂O₃, due to removal of silica during deformation. MnO is practically nil. Concentration

of Ba and F are 366 ppm and 586 ppm in the BIF and 74 ppm and 1 461 ppm, respectively, in the massive magnetite.

The diamictites of the Puga Formation, in this part of the Serra da Bodoquena, crop out in the cores of anticlines. Dolostones of the Bocaina Formation (Corumbá Group – Ediacaran) overlie the Puga Formation in erosional contact in the west. Deformed glaciomarine sedimentary rocks of the Puga Formation (Alvarenga & Trompette 1992), originally mapped as the Cuiabá Group (Corrêa *et al.* 1979, Araujo *et al.* 1982), stretch extensively to the east.

The Puga Formation is considered Marinoan in age (ca. 630 Ma) primarily because the diamictites underlie the Corumbá Group, near whose top occur the Ediacaran metazoan fossils *Cloudina* and *Corumbella*. There are no reliable radiometric data from these units.

Cap carbonates above diamictites of the Puga Formation have been described at two widely separated locations, both within cratonic cover, one, to the south, at Puga Hill (Boggiani & Coimbra 1996, Boggiani *et al.* 2003), beneath carbonate rocks of the metazoan-bearing Corumbá Group, and much further north, at Mirassol do Oeste, Mato Grosso (Nogueira *et al.* 2003; Trindade *et al.* 2003, Alvarenga *et al.* 2004;) where metazoan-bearing carbonates correlatable to the Corumbá Group are unknown.

RELATIONSHIP OTHER FERRIFEROUS UNITS

In South America, Neoproterozoic BIF's have been described in Uruguay and in the Urucum Massif (Corumbá, Brazil), where it is mined. In Uruguay, the BIF occurs in the lower siliciclastic units of the Arroyo del Soldado Group (Gaucher *et al.*, 2003, 2004), in which no glacial features have been observed.

The glacial origin (Urban *et al.* 1992) of the ca. 300 m-thick BIF's from the Urucum Massif (Dorr II 1945, Almeida 1948) above four layers of manganese 0.5 to 4-m-thick, has been questioned by Trompette *et al.* (1998) and Dardenne (1998), who argue that the "dropstones" immersed in the BIF's may be the result of debris flows in a turbidite context, because there are no breaks in the lamination under the clasts and because all blocks are apparently derived locally from the granitic basement exposed near the Urucum Massif. Based on the results of oxygen isotope analysis, Trompette *et al.* (1998) attribute the genesis of Urucum BIF's to hydrothermal fluids.

In the northern Paraguay Mobile Belt, there are references to BIF's in the Poconé (Da Rosa *et al.* 1997) and the Nova Xavantina regions. The thickness of successions of alternating hematite and chert is generally around 2 m but may reach 50 m. That at Poconé is associated with diamictite (mapped as part of the Cuiabá Group), a possible distal equivalent of the Puga Formation, and that at Nova Xavantina, with a metavolcanosedimentary sequence (Pinho 1990, Dantas & Martinelli 2003).

Little is known as to the relationship between these occurrences and that in the south (São Manoel farm) other than that the northern occurrences are hematitic and the southern ones, predominantly magnetitic and apparently unassociated with metabasic rocks.

DISCUSSION

The presence of fine BIF at the São Manoel Farm suggests a sudden stop in the terrigenous sedimentation of the glacial Puga Formation. Given the lack of current-generated structures and the possibility that the isolated clasts represent dropstones, chemical precipitation of iron and silica may have occurred in relatively deep water with coarse sediment provided by icebergs.

The relationship between reported metabasic rocks and the BIF's and ferruginous sediments of Puga Formation is unclear.

The genesis of BIF's is presently under discussion, with diverse hypotheses as to the supply of iron, mechanism of precipitation, primary vs. secondary origin, the genesis of banding, and the influence of biological processes (Trendall & Blockley 2000, Trendall 2002, Beukes & Gutzmer 2004). The São Manoel BIF adds more fuel to this debate and together with the Urucum deposit should be carefully compared with others possibly associated with Late Neoproterozoic glaciation, such as those in the Rapitan Group of Canada (Young 1976) and in the Damara Supergroup of Namibia. Deposition of these better studied examples of BIF has been related to anoxic, iron-rich ocean bottom water within the Snowball Earth scenario and subsequent major transgression following glaciation. This hypothesis must be weighed against the possibility of deposition related solely to rift-processes, as pointed out by Young (1976) and Trompette *et al.* (1998).

CONCLUSION

The new occurrence of BIF in the Puga Formation is important for at least two reasons: first, because it seems to be related to the late Neoproterozoic Puga glaciation, within a context that may be distinct from that responsible for the classical Urucum deposit of the Jacadigo Group; and, second, because it invites stratigraphic comparison with similar deposits in both the southern and northern parts of the Paraguay Fold Belt.

ACKNOWLEDGMENTS

The authors are thanked to CNPq (Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico) for their research fellowships and grants. This work is a contribution to Project IGCP 478 (Neoproterozoic-Early Palaeozoic events in SW-Gondwana) and has been financed by FAPESP (Proc. 04/01233-0).

REFERENCES

- Almeida, F.F.M. de 1948. Origem dos minérios de Ferro e Manganês de Urucum. *Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia*, DNPM, 119: 1-58.
- Alvarenga, C.J.S. de & Trompette, R. 1992. Glacially influenced sedimentation in the later Proterozoic of the Paraguay Belt (Mato Grosso, Brazil). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **92**:85-105.

- Alvarenga, C.J.S. de; Santos, R.V.; Dantas, R.V. 2004. C-O-Sr isotopic stratigraphy of cap carbonates overlying Marinoan-age glacial diamictites in the Paraguay Belt, Brazil. *Precambrian Research*, 131: 1-21.
- Araújo *et al.* 1982. Folha SF-21- Campo Grande, 1- Geologia. Projeto RADAMBRASIL, Rio de Janeiro, v.28, p.9-124.
- Beukes, N.J. & Gutzmer, J. 2004. Distribution, Genesis and Palaeocological Significance of Iron Formation Through Time. In: 1st Symposium on Neoproterozoic-Early Paleozoic Events in SW-Gondwana, Extend Abstracts, IGCP-478, Second Meeting, Brazil, p. 6-7.
- Boggiani, P.C. & Coimbra, A.M. 1996. The Corumbá Group (Central South America) In The Context of Late Neoproterozoic Global Changes. *Anais da Academia Brasileira de Ciências, Resumo das Comunicações*, 68(4): 595-596.
- Boggiani, P.C.; Ferreira, V.P.; Sial, A.N.; Babinski, M.; Trindade, R.I.F.; Aceñolaza, G.; Toselli, A.J.; Parada, M.A. 2003. The cap carbonate of the Puga Hill (Central South America) in the context of the post-Varanger Glaciation. In: IV South American Symposium on Isotope Geology, Short Papers, Salvador, Brasil, v. 1, p. 324- 327.
- Corrêa *et al.* 1979. Geologia das regiões Centro e Oeste de Mato Grosso. Projeto Bodoquena. Departamento Nacional de Produção Mineral-DNPM/CPRM. Série Geologia Básica nº 3, 111p., mapa geológico esc. 1:250 000.
- Da Rosa, Á. A. S.; Pinho, F.E.; Gheler, W.L. 1997. Formações ferríferas no Grupo Cuiabá, Neoproterozóico (?), MT. In: Simpósio de Geologia do Centro-Oeste, *Anais...* Cuiabá, MT, p. 99-102.
- Dantas, E.L. & Martinelli, C.C. 2003. Nd isotopes from the Araés Metavolcano-sedimentary sequence in the Paraguay Belt, Nova Xavantina, Mato Grosso, Central Brazil. In: In: IV South American Symposium on Isotope Geology, Short Papers, Salvador, Brasil, v. 1, p. 168-169.
- Dardenne, M. A. 1998. Modelo Hidrotermal Sedimentar Exalativo para os Depósitos Fe-Mn da Região de Corumbá, Mato Grosso do Sul. In: 40º Congresso Brasileiro de Geologia, 1998, Belo Horizonte. *Anais*, 1998. p. 152-152
- Dorr II, J.V.N. 1945. Manganese and iron deposits of Morro do Urucum, Mato Grosso, Brazil. *Bull. U.S. Geol. Surv.*, 946A, 47 p.
- Gaucher, C.; Boggiani, P.C.; Sprechmann, P.; Sial, A. N.; Fairchild, T.R. 2003. Integrated correlation of Vendian to Cambrian Arroyo del Soldado and Corumbá Groups (Uruguay and Brazil): palaeogeographic, palaeoclimatic and palaeobiologic implications. *Precambrian Research* 120(3-4):241-278.
- Gaucher, C.; Sial, A.N.; Blanco, G. Sprechmann, P. 2004. Chemostratigraphy of the Lower Arroyo del Soldado Group (Vendian, Uruguay) and Palaeoclimatic Implications. *Gondwana Research*, 7(3): 715-730.
- Nogueira, A. C.R.N., Riccomini, C., Sial, A. N., Moura, C., Fairchild, T. 2003a. Soft-sediment deformation at the base of the Neoproterozoic Puga cap carbonate (southwestern Amazon Craton, Brazil): Confirmation of rapid icehouse-greenhouse transition in snowball earth. *Geology*, 31(7):613-616.
- Pinho, F.E, 1990. Geoquímica do depósito de ouro de Nova Xavantina – leste do Estado de Mato Grosso. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 36, Natal, RN, *Anais...*, v. 3, p. 1316-1330.
- Trendall, A.F. 2002. The significance of iron-formation in the Precambrian stratigraphic record. In: Precambrian Sedimentary Environments: A Modern Approach to Ancient Depositional Systems. Special Publication n.33 of the IAS, (W. Alteramann and P. L. Corcoran eds.), Blackwell Science, p.33-66.

- Trendall, A.F. & Blockley, J.G. 2000. Precambrian iron-formation. In: The Precambrian Earth: tempos and events. Developments in Precambrian Geology, 12, (P.G.. Eriksson, W. Alteramann, D.R.. Nelson, W.U. Mueller, O.Catuneanu eds.), Elsevier, p. 403-421.
- Trindade, R.I.F. ; Font, E.; Dágrella-Filho, M.S.; Nogueira, A.C.R.; Riccomini, C. 2003. Low-latitude and multiple geomagnetic reversals in the Neoproterozoic Puga cap carbonate, Amazon craton. *Terra Nova*, **15**(6):441-446.
- Trompette, R.; Alvarenga, C.J.S. de; Walde, D. 1998. Geological evolution of the Neoproterozoic Corumbá graben system (Brazil). Depositional context of the stratified Fe and Mn ores of the Jacadigo Group. *Journal of South America Earth Sciences*, **11**(6):587-597.
- Urban, H.; Stribny, B.; Lippolt, H. 1992. Iron and manganese deposits of the urucum district, Mato Grosso do Sul, Brazil. *Economic. Geology*, **87**: 1375-1392.
- Young, G.M. 1976. Iron formation and glaciogenic rocks of the Rapitan Group, Northwest Territories Canada. *Precambrian Research*, **3**:137-158.

ANEXO II

FORMAÇÃO FERRÍFERA BANDADA ASSOCIADA À FORMAÇÃO GLACIAL PUGA NA REGIÃO DA BODOQUENA, MS

Thiago PIACENTINI¹, Paulo César BOGGIANI¹, Jorge Kazuo YAMAMOTO¹ (¹Instituto de Geociências - USP: tptini@yahoo.com.br, hoggiani@usp.br, jkyamamo@usp.br)

A ocorrência de formação ferrífera bandada (BIF) na região da Serra da Bodoquena, encontra-se em um contexto estratigráfico diferente dos depósitos de ferro conhecidos ao longo da Faixa Paraguai.

Na porção setentrional da Faixa, há referências sobre BIF no Grupo Cuiabá nas regiões de Poconé, associado a sedimentos, possivelmente equivalentes a porções distais da Formação Puga, e em Nova Xavantina, associado a seqüência metavulcano-sedimentar. Já na porção meridional há os BIF's associados a manganês do Grupo Jacadigo, no Maciço de Urucum, na região de Corumbá, MS, e a recém descoberta de BIF na Serra da Bodoquena associada aos metadiamicritos glaciogênicos da Formação Puga descrita no presente trabalho.

Na ocorrência estudada, a sucessão encontra-se deformada com falhamentos inversos e dobras isoclinais. Os metadiamicritos da Formação Puga são de matriz cinza esverdeada, pelítica, e apresenta xistosidade, por vezes, crenulada. Clastos de quartzito e gnaiss, centi a decimétricos, perfazem cerca de 15% da rocha e estão geralmente estirados. Para o topo desta formação, a matriz desta rocha torna-se magnetítica/hematítica e faz contato brusco com a camada de BIF.

A formação ferrífera ocorre como uma camada de 1,5 m de espessura mergulhando 45° E por aproximadamente 3 km de extensão. Esta encontra-se limitada no topo e na base por um diamictito de matriz ferruginosa ($\text{Fe}_2\text{O}_3 \sim 35\%$). Exposições de diamictitos semelhantes, com matriz ferruginosa, foram também observadas a cerca de 10 e 20 km ao sul da ocorrência, podendo, ou não, constituir o mesmo corpo. Não há BIF associado a estes diamictitos.

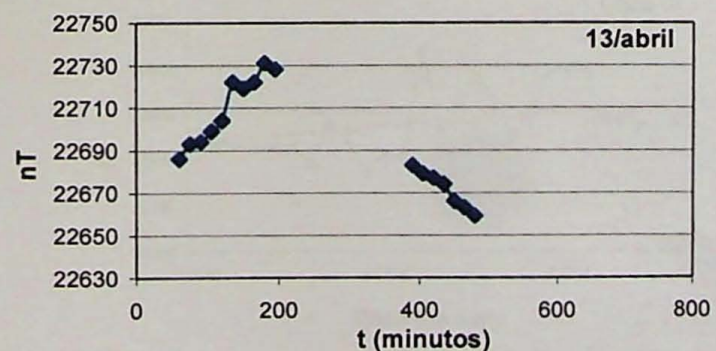
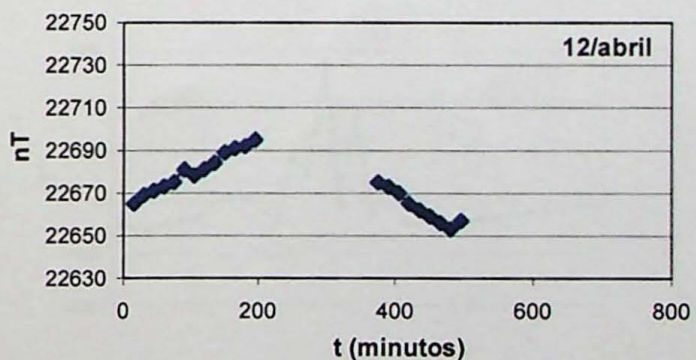
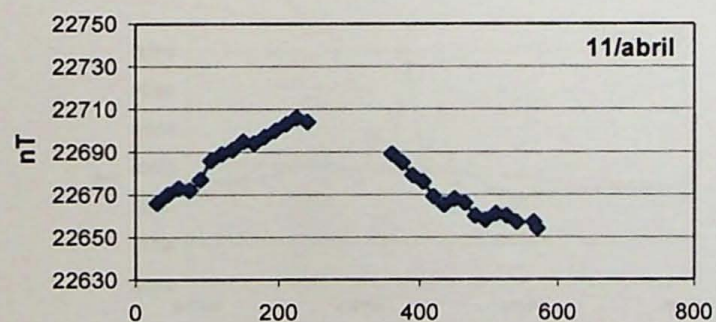
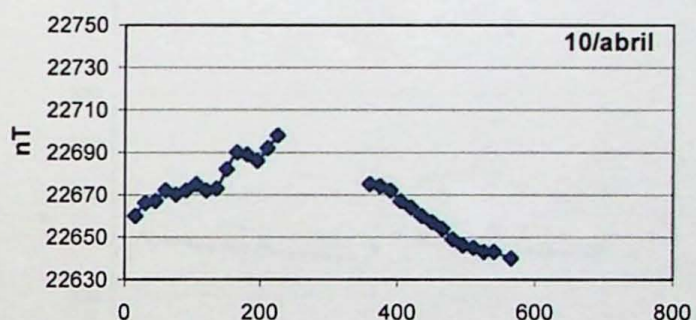
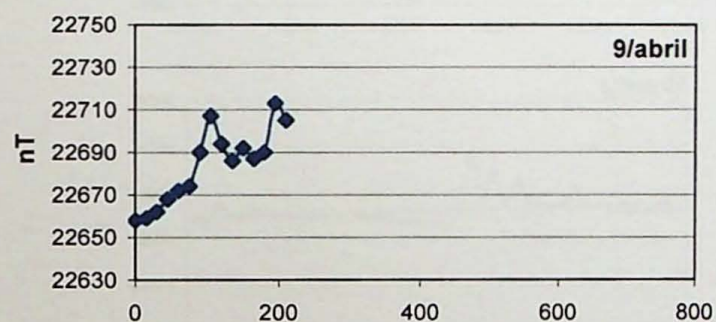
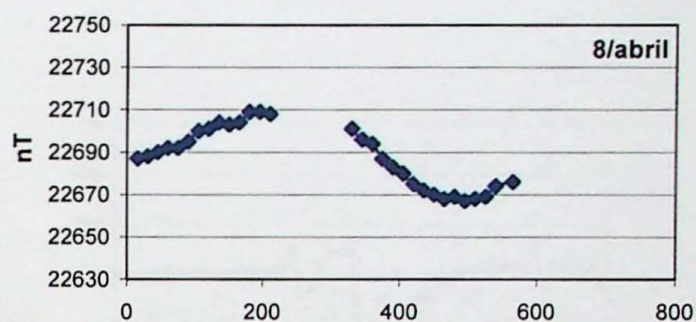
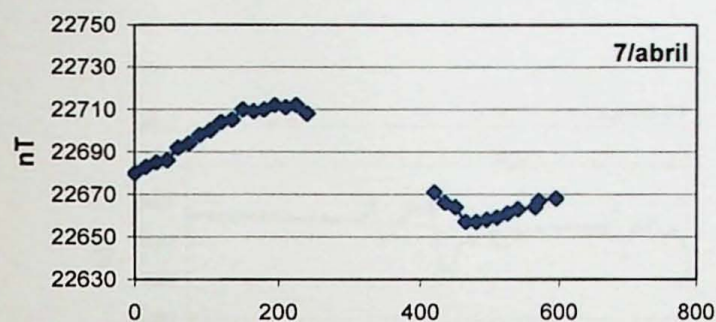
A ocorrência do BIF é formada por bandas centimétricas de hematita/magnetita alternadas com quartzo e chert. Durante a deformação, a sílica foi parcialmente remobilizada para o centro do corpo, deixando as bordas enriquecidas em ferro com teores médios de Fe_2O_3 da ordem de 75%. Em determinadas porções, a remobilização foi tão eficaz concentrando o teor de ferro em até 97% de Fe_2O_3 em bandas finas e maciças.

Análises químicas mostram que o teor de MnO é praticamente nulo (0,010 – 0,080%), assim como dos demais óxidos (Al_2O_3 , MgO, CaO, Na_2O , K_2O , TiO_2 e P_2O_5).

Blocos isolados de granito ocorrem nos BIFs, mas a ação tectônica dificulta a observação das relações entre os clastos e o bandamento original.

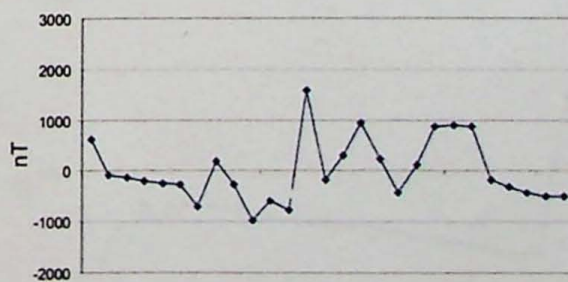
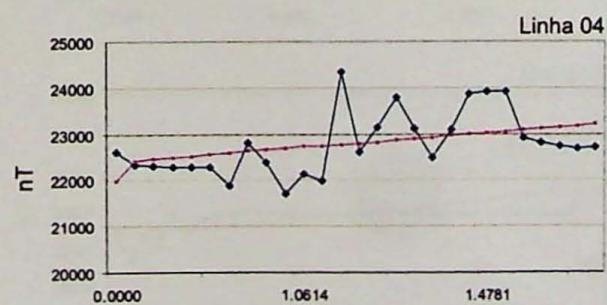
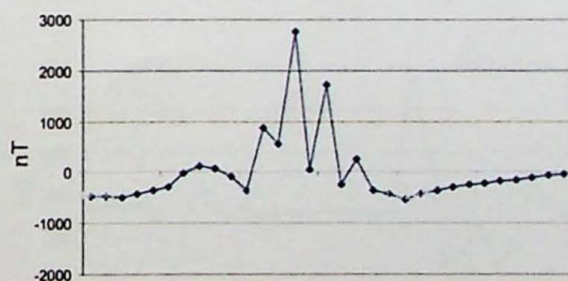
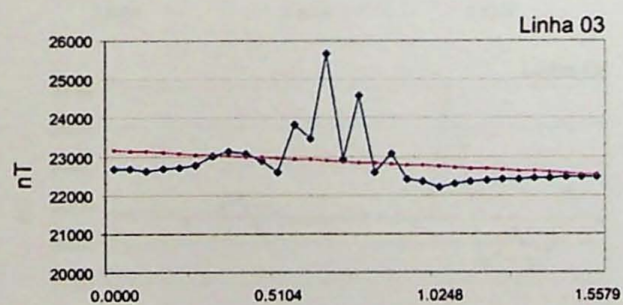
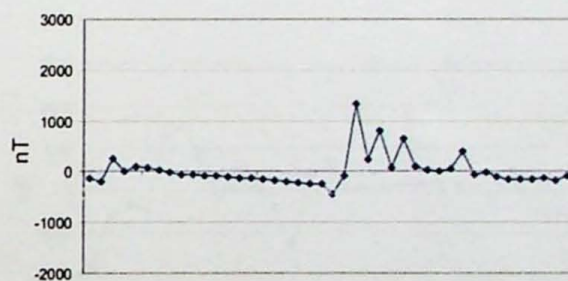
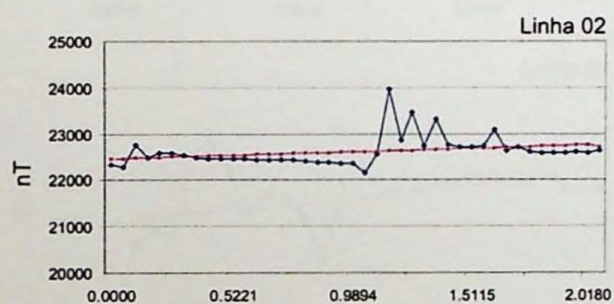
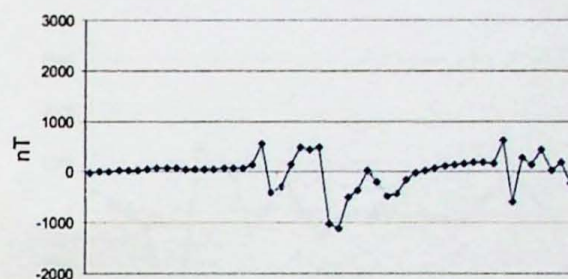
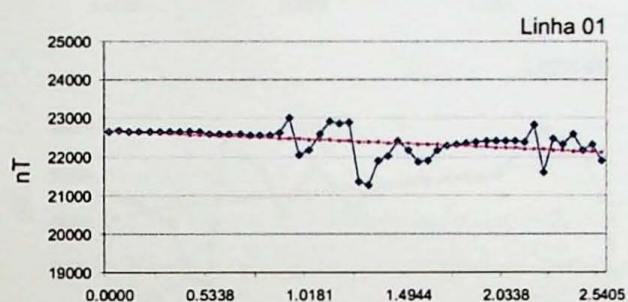
A presença de BIF evidencia a interrupção na sedimentação terrígena da Formação Puga com precipitação química de ferro e sílica provavelmente relacionada a correntes ascendentes (*upwellings*) ricas em ferro dissolvido, posteriores à glaciação.

ANEXO III
GRÁFICOS COM REGISTRO DA VARIAÇÃO DIURNA



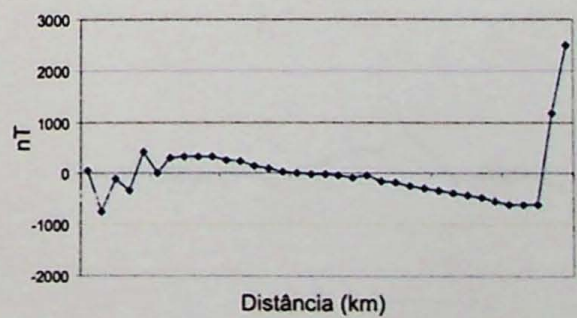
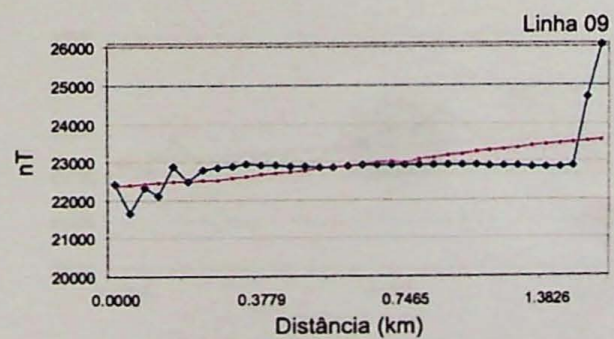
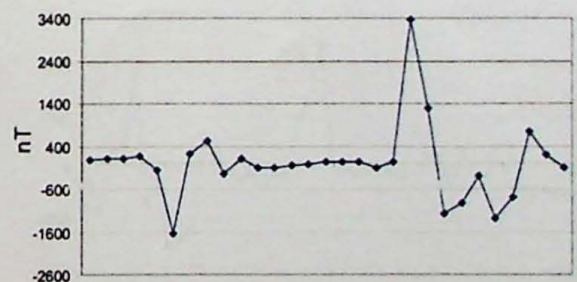
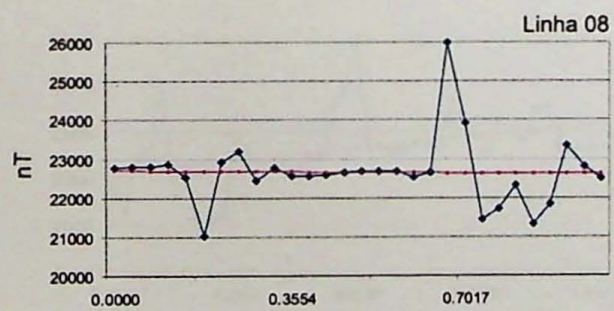
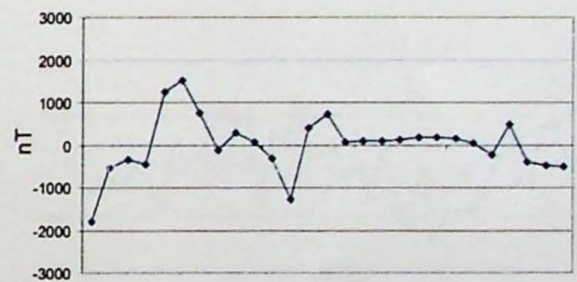
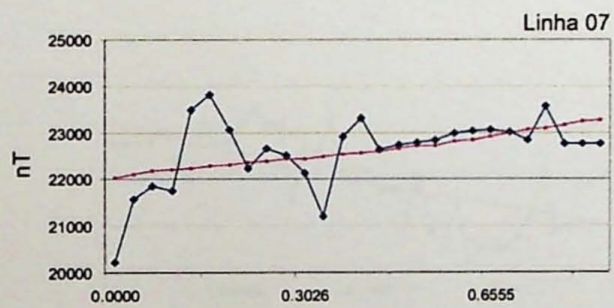
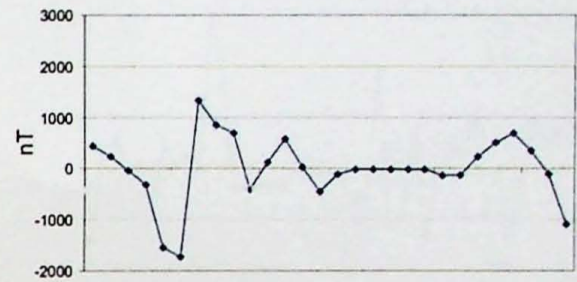
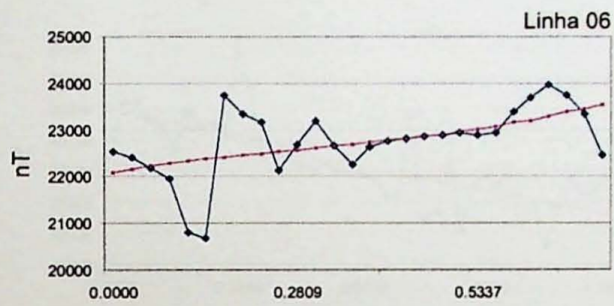
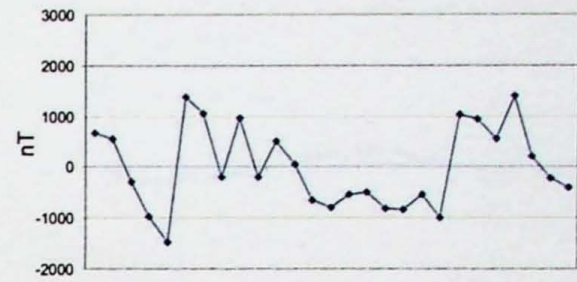
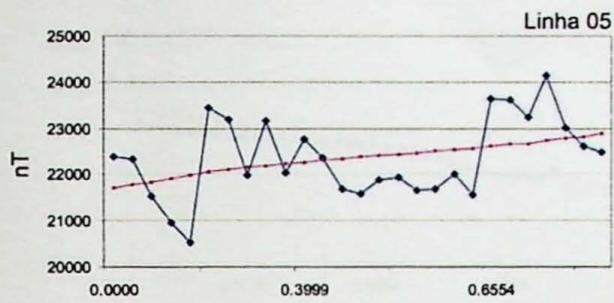
ANEXO IV

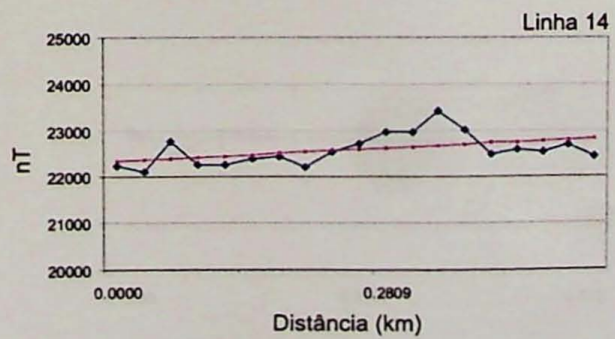
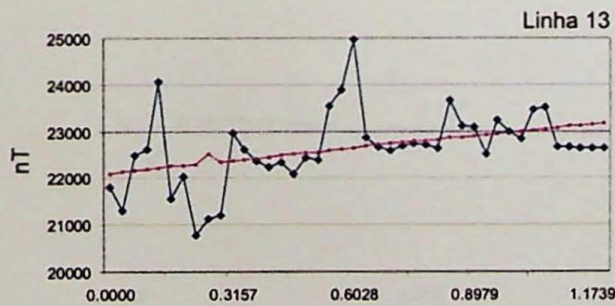
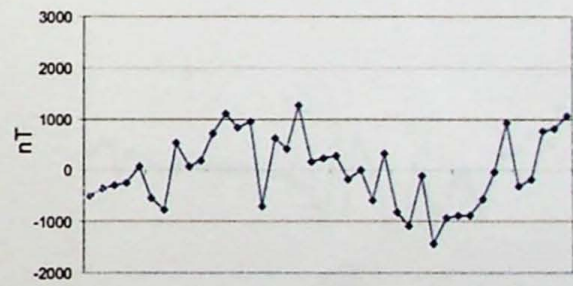
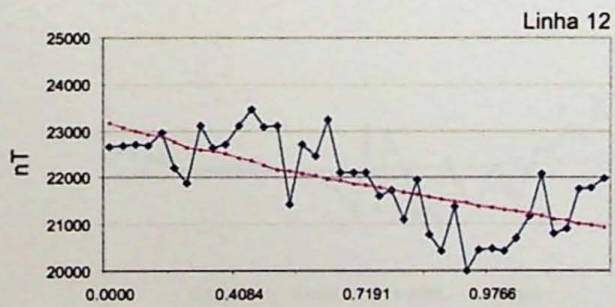
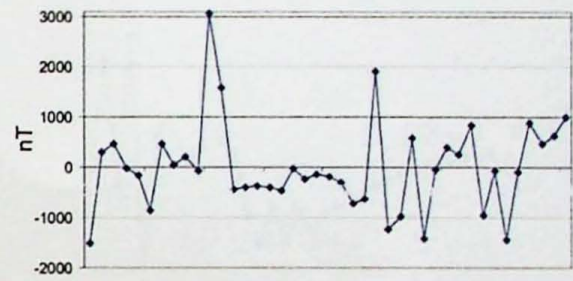
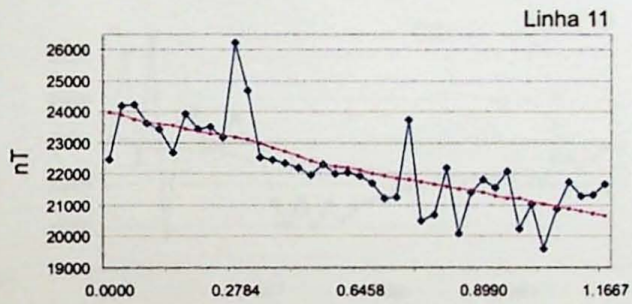
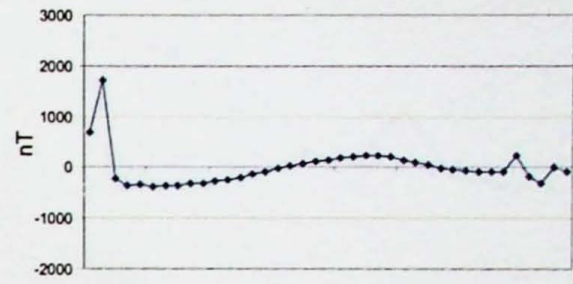
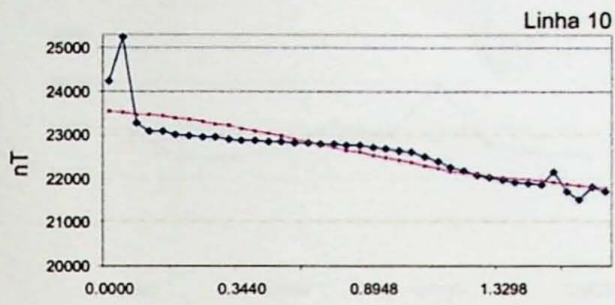
GRÁFICOS DO LEVANTAMENTO COM O CAMPO REGIONAL CALCULADO E OS VALORES RESIDUAIS OBTIDOS

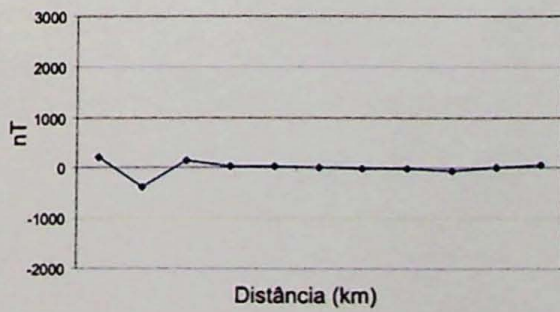
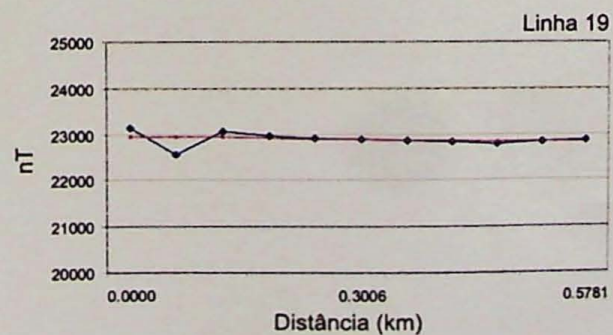
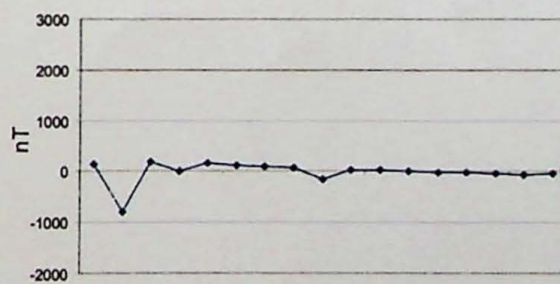
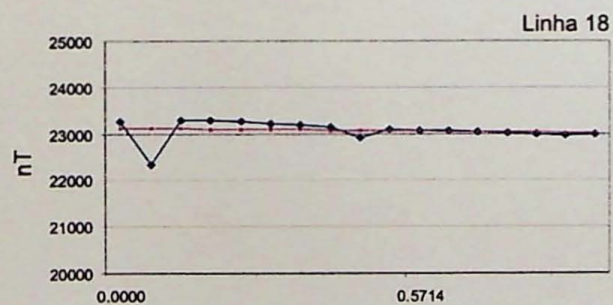
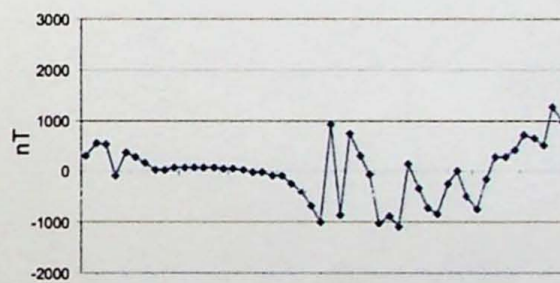
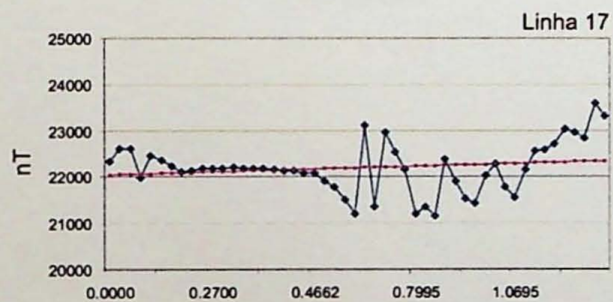
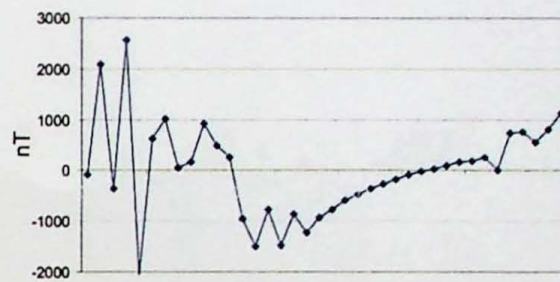
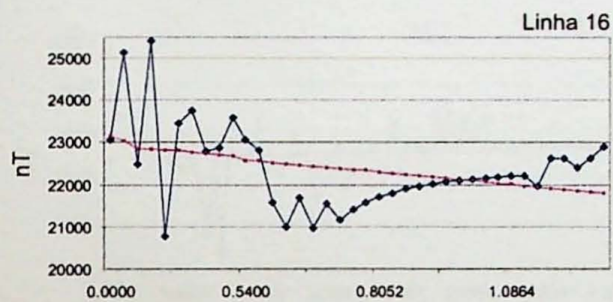
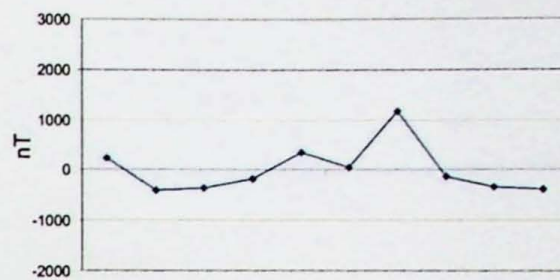
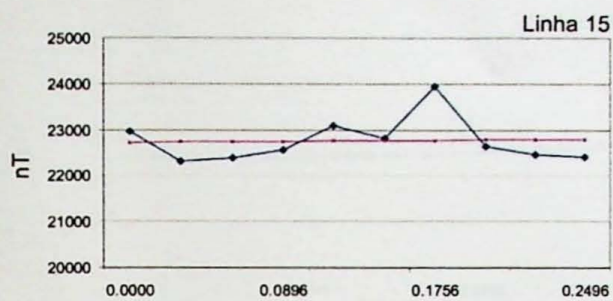


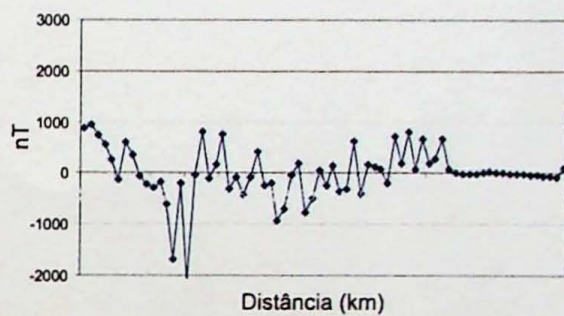
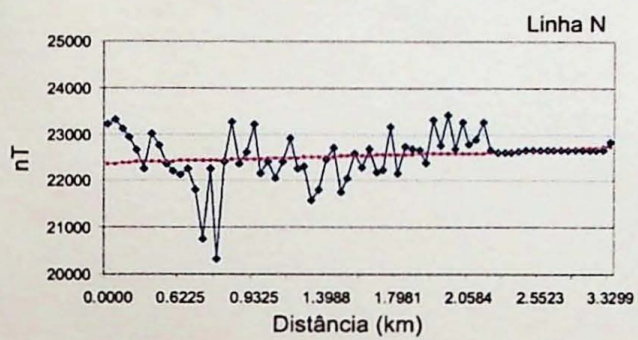
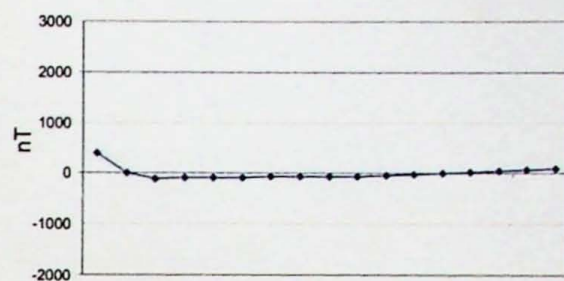
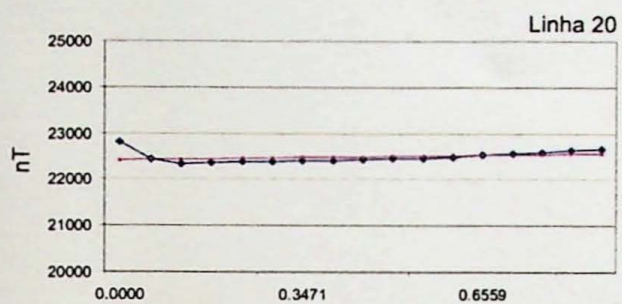
Distância (km)

Distância (km)









DOAÇÃO
<i>IGC-USP</i>
Data: <i>07/05/08</i>

