

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA

Instituto de Geociências e Ciências Exatas

Campus de Rio Claro

**MODELO ESTRUTURAL DA JAZIDA DE SULFETOS DE NI-CU-CO
E MGP, FORTALEZA DE MINAS, MG**

Claudio Fabián Rosas

Orientador: **Prof. Dr. Hans Dirk Ebert**

Dissertação de Mestrado elaborada junto
ao Programa de Pós-Graduação em
Geociências – Área de Concentração em
Geologia Regional para obtenção do Título
de Mestre em Geociências.

Rio Claro (SP)
2003

Rio Claro, de de
.

Resultado_____

Dedico este pequeno trabalho,
a minha esposa Aldirene, o
meu amor, porque sem ela nada
seria possível; a minha mãe
pela liberdade para viver e
a Deus pelo seu presente, a
vida.

Agradecimentos

Com a conclusão deste trabalho, expresso meus agradecimentos a pessoas que foram importantes nesta minha conquista:

Ao Prof. Hans Dirk Ebert pela orientação, paciência, tolerância e confiança em mim depositadas durante o período deste trabalho.

Ao Prof. Dr. Sebastião Gomes Carvalho pelas significativas observações metodológicas e por favorecer a elaboração desta dissertação como um todo.

Ao Prof. Dr. Norberto Morales pelas considerações e críticas fundamentais para meu amadurecimento durante o processo de formulação de resultados.

A Capes e ao CNPQ pelo auxílio financeiro.

Ao Prof. Dr. Aldo Eduardo Musachio por sua amizade além de sua docência.

Ao Prof..Dr. Hugo Pezzuchi e ao Prof. Roberto Viera pela confiança e incentivo.

Ao Grupo BP Mineração Ltda., Mineração Serra da Fortaleza, na pessoa do geólogo Thomas Lafaiete Brenner por viabilizar a aquisição de dados e pela contribuição quanto ao conteúdo deste trabalho.

Aos geólogos e colegas Eudes e Gesner pela receptibilidade e amizade desenvolvida no período de convivência na Mineração Serra da Fortaleza .

Ao Jerre e Claudinei pela ajuda na coleta de campo.

Ao Marcelo Barison por sua solidariedade com um argentino recém chegado e por sua amizade.

A Mirna e Marcos (Caveira) por me acolherem e compartilhar momentos agradáveis.

Ao povo brasileiro pela acolhida e oportunidade de conhecer o verde que incendeia os olhos de um estrangeiro e a riqueza amarela em todas suas formas e expressões.

Aos meus sogros Aldo e Irene por confiar em mim e acreditar em minhas palavras.

A minha amada avó Elvira (*in memorian*) por seu incentivo, carinho e tudo de melhor que um neto pode receber.

E por último, mas sempre primeiramente, a minha mãe Irma e ao meu pai Domingo Ernesto (*in memorian*), razão da minha inquietude, inspiração para o meu caráter, consolidação da minha esperança.

Claudio Fabián Rosas

Sumário

Índice	i
Índice de figuras e pranchas.....	ii
Resumo	Vi
Abstract	vii
Capítulo I – Introdução e Objetivos.....	1
Capítulo II – Geologia Regional.....	6
Capítulo III – Geologia do Greenstone Belt.....	20
Capítulo IV – Geologia Estrutural.....	37
Capítulo V – Modelagem 3D.....	69
Capítulo VI – Conclusões	81
Capítulo VII – Referências Bibliográficas.....	83

Índice

I. Introdução.....	1
1.1. Apresentação.....	1
1.2. Objetivos.....	1
1.3. Localização e vias de acesso à área.....	2
1.4. Metodologia.....	2
Levantamento bibliográfico.....	2
Coleta de documentação junto à MSF.....	3
Trabalho de campo.....	3
Processamento dos dados.....	3
II. Geologia Regional.....	6
2.1. Evolução dos conhecimentos.....	6
III. Geologia do Greenstone Belt.....	20
3.1. Geologia do Greenstone Belt Morro do Ferro.....	20
3.2. Caracterização da Jazida Fortaleza de Minas.....	22
3.2.1. Unidades litológicas da Jazida Fortaleza de Minas.....	23
Clorita tremolita xisto.....	23
Metapiroxenito	24
Serpentinito	24
Talco Xisto.....	25
Formações Ferríferas Bandadas.....	26
3.2.2. Composição e tipos de minérios.....	27
Minério Disseminado.....	27

Minério Intersticial.....	27
Minério Maciço Brechóide.....	27
Minério de Zona de Falha.....	28
IV. Geologia Estrutural.....	37
4.1. Elementos Estruturais.....	38
Foliação.....	38
Lineação.....	44
Dobras.....	48
Juntas.....	50
Zonas de Cisalhamento.....	57
Indicadores Cinemáticos.....	57
Análise de Deformação	61
V. Modelagem 3 D.....	69
VI. Conclusões.....	81
VII. Referências Bibliográficas.....	83
VIII. Anexos.....	91

Índice de Figuras e Pranchas

Figura 1 – Mapa de Localização e vias de acesso.....	5
Figura 2 – Interpretação da região sudeste do Brasil.....	17
Figura 3 – Principais zonas de cisalhamento e falha no setor central da Província da Mantiqueira..	17
Figura 4 – Compartimentos Geotectônicos.....	18
Figura 5 – Mapa geológico simplificado do Greenstone Belt Morro do Ferro	19
Figura 6 – Detalhe do Greenstone Belt Morro do Ferro no setor de Fortaleza de Minas	29
Figura 7 – Coluna estratigráfica esquemática.....	30
Figura 8 – Detalhe da estratigrafia do ciclo mineralizado O’Toole.....	31
Figura 9 – Fotomicrografia do Serpentinito Maciço.....	32
Figura 10 – Fotomicrografia do Serpentinito Manchado.....	32
Figura 11 – Fotomicrografia do BIF.....	33
Figura 12 – Fotomicrografia do Minério Disseminado.....	33
Figura 13 – Fotomicrografia do Minério Intersticial.....	34
Figura 14 – Fotomicrografia do Minério Brechóide Tipo BR1.....	35
Figura 15 – Fotomicrografia do Minério Brechóide Tipo BR2.....	35
Figura 16 – Fotomicrografia do Minério Tipo Stringer.....	36
Figura 17 – Fotomicrografia do Minério Shear Chert.....	36
Figura 18 – Stereograma Schimidt-Lambert – pólos das foliações totais..	39

Figura 19 – Stereograma Schimidt-Lambert – pólos das foliações nos	
Setores Norte e Sul.....	41
Figura 20 – Mapa de isovalores de mergulho.....	43
Figura 21 – Stereograma Schimidt-Lambert – lineações totais.....	44
Figura 22 – Stereograma Schimidt-Lambert – lineações de estiramento	
nos setores Norte e Sul....	46
Figura 23 – Detalhamento da foliação milonítica.....	47
Figura 24 – Stereograma Schimidt-Lambert – juntas dos setores N e S....	51
Figura 25 – Stereograma Schimidt-Lambert – juntas da lapa e da capa...	52
Figura 26 – Stereograma Schimidt-Lambert – pólos das juntas na cava...	53
Figura 27 – Stereograma Schimidt-Lambert – pólos de juntas totais.....	54
Figura 28–Stereograma Schimidt-Lambert dos máximos das juntas totais	55
Figura 29 – Bloco diagrama de falhas conjugadas.....	56
Figura 30 – Seção vertical dobras.....	48
Figura 31 – Vista em planta do BIF.....	49
Figura 32 – Vista em Planta das estruturas S-C.....	57
Figura 33 – R_f/Φ da amostra 361	64
Figura 34 – R_f/Φ da amostra 761 N.....	65
Figura 35 – R_f/Φ da amostra 761 S.....	66
Figura 36 – R_f/Φ da amostra 781 S.....	67
Figura 37 – Diagrama de Flinn.....	68
Figura 38 – Vista 3 D de furos e canaletas.....	71
Figura 39 – Vista 3 D de furos, canaletas e seções	72

Figura 40 – Vista 3 D de furos, canaletas e corpo do minério.....	73
Figura 41 – Vista 3 D superfície do corpo do minério.....	74
Figura 42 – Vista 3 D do corpo do minério e BIF.....	75
Figura 43– Vista 3 D do corpo do minério e Serpentinito.....	76
Figura 44 – Vista 3 D do corpo do minério e Serpentinito.....	77
Figura 45 – Vista 3 D do corpo do minério e Talco-Xisto.....	78
Figura 46 – Vista 3 D do corpo do minério e Talco-Xisto.....	79
Figura 47 – Vista 3 D do corpo do minério e demais litologias.....	80
 Prancha 1 – Indicadores cinemáticos microscópicos.....	 59
Prancha 2 – Indicadores cinemáticos microscópicos.....	60

Resumo

A Jazida Fortaleza de Minas de níquel, cobre e cobalto localiza-se cerca de 6 km a sudoeste da cidade de Fortaleza de Minas (MG). Ela está inserida na Seqüência Morro do Niquel, do *Greenstone Belt* Morro do Ferro, na Faixa Fortaleza de Minas, ocorrendo no Cinturão de Cisalhamento Campo do Meio e apresentando os seguintes litotipos: Anfibólio Xistos, Serpentinitos, Formação Ferrífera Bandada e Talco Xistos. A mina é constituída por um corpo de sulfeto maciço explorado em uma cava de 1600 m de comprimento e 300 m de largura, atingindo a cota 940 no fundo do *open pit* e possuindo galerias nos subníveis 920, 919, 900, 870, 851, 833, 817, 801, 781 e 761. O corpo do minério ocorre em uma zona de cisalhamento transtensiva, sinistral (Santos 1996), onde o amendoamento dos corpos provoca uma variação na direção e no mergulho da foliação.

Realizou-se uma análise dos elementos estruturais observados em superfície e subsuperfície, uma análise de *strain* e produziu-se um modelo tridimensional do corpo do minério. Os dados estruturais levantados em todos os subníveis, divididos em norte e sul, e excluindo-se os subníveis 900 e 761., mostraram que a foliação mantém o mesmo padrão em profundidade, isto é, elevado mergulho para SW com máximos em torno de 221/78 e padrão amendoado. Os dados de lineação mineral e de estiramento obtidos mostram que a lineação não é direcional, mas concentrada nos máximos de 137/54 e subordinadamente 326/49, isto é, com plunge respectivamente para SE e NW. A direção principal corresponde ao eixo X do elipsóide de deformação, e a secundária ao eixo Y, que também é de estiramento ($Y > 1$), como revelado pela análise da deformação em quatro amostras de minério, que mostrou elipsóides de deformação finita oblatos, isto é, no campo do achatamento geral. Estes dados indicam uma movimentação oblíqua, sinistral, normal para a zona de cisalhamento na qual insere-se a jazida.

Palavras-chave: Jazida Fortaleza de Minas, Fortaleza de Minas, geologia estrutural, *Greenstone Belt*, Morro do Ferro.

Abstract

The nickel, copper and cobalt Fortaleza of Mines ore deposit is located about six km southwest of Fortaleza of Mines town, Minas Gerais. The mine is constituted of a body of solid sulfites which is explored in a digging of 1600 m of length and 300 m of width along the galleries of level 920, 919, 900, 870, 851, 833, 817, 801, 781 and 761. The mine levels are physically divided in northern and the southern sector by a small gallery, which is originated in the access ramp to the underground. The structural analysis of surface and underground data, strain analysis and a three-dimensional geometric model of the ore deposit confirmed its setting along a ductile sinistral transtensive shear zone, as previously mentioned in Santos (1996). Lenticular ore bodies and anastomosing pattern provokes variation in the strike and dip of the foliation around a maximum of 221/78. Stretching and mineral lineations plunge preferentially to SW (maximum around 137/54) and secondarily to NW (326/49), which indicates the strong oblique character of the sinistral shear zone. The strain analysis of four deformed ore samples revealed finite strain ellipsoids of strong oblate shape and deformation in the flattening field, where the X axis is parallel to the main direction of the stretching lineations and Y, also of stretching ($Y > 1$), is parallel to the secondary direction of the lineations.

Key-words: Fortaleza of mines deposits, Fortaleza de Minas, structural geology, Morro do Ferro, Greenstone Belt.

Capítulo I

Introdução

1.1. Apresentação

A modelagem estrutural tem sido considerada como uma das mais importantes ferramentas na visualização das formas de complexos corpos rochosos que suportaram diversos eventos deformacionais de distintas intensidades e variações no tempo e no espaço.

A aplicação desta ferramenta na indústria petroleira, mineira e de recursos hídricos já está consolidada no âmbito da Geologia, visando uma otimização na exploração destes recursos naturais.

No sudoeste de Minas Gerais, a Mineração Serra da Fortaleza explora a Jazida de Fortaleza de Minas para extração de níquel, cobre e cobalto. Geologicamente, esta jazida está inserida no cinturão de cisalhamento denominado Campo do Meio (TEIXEIRA, 1978), cujas deformações refletiram na alta variabilidade composicional e textural do corpo do minério.

A Jazida de Fortaleza de Minas tem sido investigada por vários pesquisadores como TEIXEIRA (1978); TEIXEIRA & DANNI (1979); TEIXEIRA *et al.* (1987); BRENNER *et al.* (1990); CARVALHO *et al.* (1982) e SANTOS (1996), sendo este último centrado no modelo estrutural.

Com a intenção de caracterizar padrões estruturais que possam ajudar na previsão e conseqüentemente na otimização dos rendimentos econômicos provenientes da exploração dos recursos disponíveis na jazida, pretende-se atualizar o modelo estrutural proposto por SANTOS (1996), com base em um novo quadro de informações disponibilizadas através da lavra subterrânea.

1.2. Objetivos

Este trabalho propõe-se a descrever geometricamente as estruturas geológicas utilizando levantamentos de foliações, lineações e fraturas,

determinando o regime, o tipo, e a direção das deformações relacionadas à formação e/ou à deformação de depósitos minerais. Conseqüentemente serão determinados o transporte e a deformação destes, fornecendo subsídios para a elaboração de modelos previsionais.

Desta maneira será possível compreender as características e os complexos padrões litoestruturais da Jazida de Fortaleza de Minas, e contribuir para o conhecimento do arcabouço estrutural da área e seu relacionamento com jazidas minerais num contexto regional,

1.3. Localização e vias de acesso da área

A área estudada está localizada na porção sudoeste do estado de Minas Gerais, dentro do município de Fortaleza de Minas. O acesso é feito desde o norte (Belo Horizonte) pela rodovia MG-050, passando pelas cidades de Itaúna, Divinópolis, Formiga, Passos e chegando à Fortaleza de Minas. Desta última cidade, continuando pela estrada não pavimentada rumo SSE encontra-se a Jazida de Fortaleza de Minas.

O acesso pelo sul segue a rodovia SP-351 até a cidade de Ribeirão Preto, passando por Batatais e chegando a São Sebastião do Paraíso (MG). Nesta localidade o acesso ocorre pela rodovia MG-050 até a cidade de Fortaleza de Minas. Continuando o trajeto pela estrada vicinal de rumo SSW encontra-se a Jazida O'toole (Figura 1).

1.4. Métodos e atividades desenvolvidas

1.4.1. Levantamento Bibliográfico

O levantamento bibliográfico para elaboração desta dissertação se ateve ao histórico dos trabalhos realizados no âmbito geológico regional e local da Jazida O'toole.

1.4.2. Coleta de documentação junto à Empresa Mineração Serra da Fortaleza

Parte do material cartográfico para estudo foi obtido através de relatórios disponibilizados pela empresa Mineração Serra da Fortaleza.

Mapas referentes a cava e aos subníveis da mineração foram gerados com o software gemcom da Gemcom Software International com base em arquivos digitais de formato DXF fornecidos pela própria empresa. Seguindo esta mesma metodologia, foram geradas as seções verticais que contém informações de furos de sondagem.

1.4.3. Trabalho de campo

A aquisição dos dados de campo, resultado de três visitas a Jazida O'Toole, consistiu na coleta de amostras orientadas de rochas da superfície e das galerias subterrâneas, além do levantamento de medidas estruturais (fraturas; foliações; lineações; indicadores cinemáticos meso e microscópicos e dobras.

Foram obtidas medidas de fraturas na cava e nos subníveis 833, 851, 870, 919 e 920. As medidas de foliações, lineações, indicadores cinemáticos e dobras, foram obtidas nos subníveis 833, 851 e 870, com um intervalo de amostragem de 5 m, alternadamente entre capa e lapa, resultando em um comprimento total amostrado de 2.100 m de galeria subterrânea. Tanto na cava quanto nos subníveis foram coletadas amostras de rochas para a confecção de lâminas petrográficas e também para a realização de medidas de lineação.

1.4.4. Processamento dos dados

Para visualização e interpretação dos dados obtidos na jazida, foram realizados os seguintes procedimentos:

- impressão dos mapas cartográficos da jazida com base nos arquivos digitais fornecidos pela Mineração Serra da Fortaleza;
- plotagem dos pontos de amostragem nos diferentes mapas dos subníveis;
- plotagem de foliações, lineações de estiramento e fraturas nos pontos amostrados, com a utilização do software Autocad R14 da Microsoft;
- tratamento estatístico dos dados das mediadas de foliações, lineações de estiramento e fraturas com o software Stereonet for Windows, versão 2.46 (Joahannes Duyster, Institut für Geologie, Ruhr Universität Bochum, Germany).

- produção de lâminas petrográficas através de cortes paralelos aos planos XZ e XY;
- análise petrográfica e microtectônica das lâminas polidas, sob luz refletida (sulfetos) e luz transmitida (silicatos);
- análise das amostras de rochas sob lupa para observação de indicadores cinemáticos;
- confecção de figuras esquemáticas das dobras, fraturas e outras estruturas geológicas obtidas na jazida, em escala mesoscópica;
- construção de seções verticais, utilizando o software Datamine para elaboração de um modelo tridimensional do corpo do minério, com base nos dados de furos de sonda e canaletas de amostragem do piso das galerias;
- interpretação dos dados;
- elaboração do texto final.

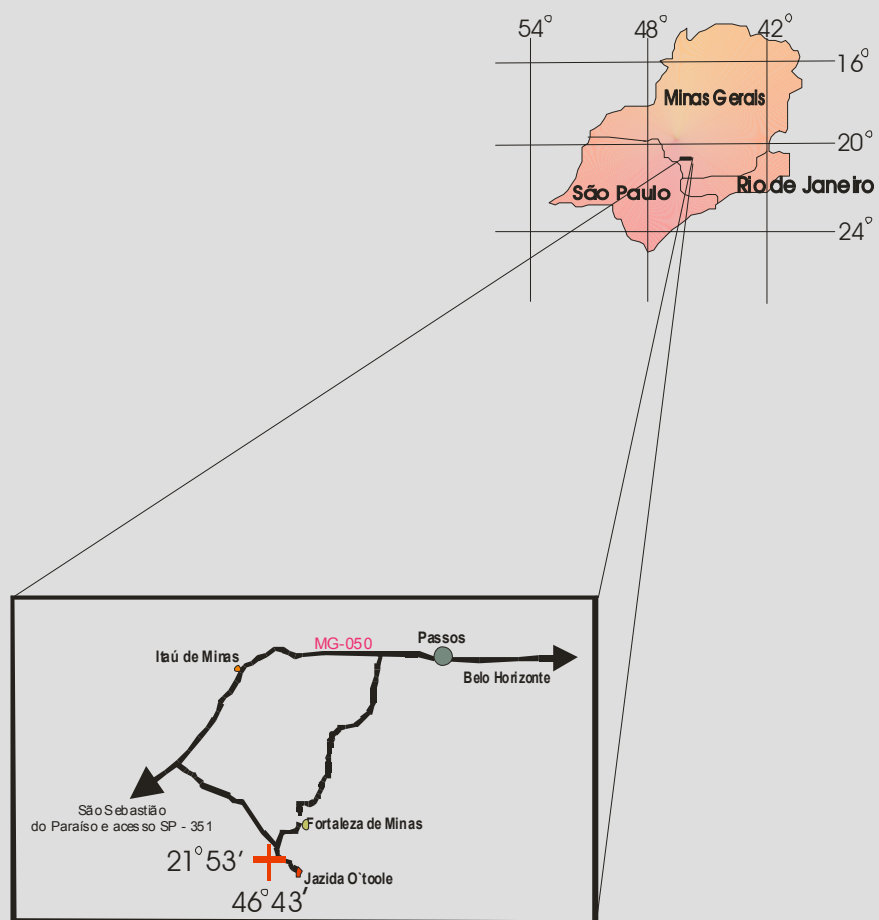


Figura 1 - Mapa de localização e vias de acesso da Mineração Serra da Fortaleza. Modificado de SANTOS (1996).

Capítulo II

Geologia Regional

2.1. Evolução dos Conhecimentos

A geologia da área de estudo foi alvo de muitos pesquisadores no passado e continua sendo na atualidade, dado à complexidade dos terrenos e as implicações tectônicas no contexto regional. Com a aquisição de novos conhecimentos e a conseqüente evolução da ciência e do pensamento, distintos modelos geotectônicos da região foram esboçados.

Inicialmente, na etapa da teoria Geossinclinal, representada pelos trabalhos de EBERT (1957, 1967, 1968), o autor reconhece uma faixa orogenica de idade Proterozóica Superior (Assíntica > 550 Ma.) constituída pelas internides, representadas pela Serra do Mar e o Vale do Paraíba e zonas de dobramentos e falhamentos suaves com vergência para o interior e pelas externides, que se estendem de Juiz de Fora até Barbacena, com adição da “Zona de Espinhaço” e a bacia do Rio São Francisco (Figura 2). Estas últimas formariam o antepaís da faixa orogenica dividindo-se em dois ramos, Araxaides limitando a oeste a bacia do Rio São Francisco com direção W-E posteriormente NW e abrangendo o estado de Goiás com direção NNW e vergência no principio ao norte até leste, e as Paraibides que continuariam ao sul pelos estados de São Paulo, Paraná e Santa Catarina com direção NE-SW.

O modelo apresentado por ALMEIDA (1968, 1971), ALMEIDA *et al.* (1973, 1976) integrando informações geocronológicas, estruturais e litológicas apresentou um arcabouço geológico em uma evolução policíclica dominando a linha do pensamento desde o final da década do 60 até começo da década de 80, individualizando para o Arqueano o cráton do Paramirim, Cinturão móvel Alfenas e Costeiro; para o Proterozóico Inferior, Faixa Paraíba do sul, com os Grupos Paraíba e Amparo e retrabalhamento do Cinturão Móvel Alfenas; para o Proterozóico Médio, Faixa Aruaçu com os Grupos Araxá e Canastra, para o Proterozóico Superior faixas supracrustais dobradas rodeando áreas estáveis

(crátons) ou áreas do embasamento retrabalhado, reconhecendo o Cráton de São Francisco (ALMEIDA, 1967). O cráton do São Francisco seria bordejado a oeste pela faixa Brasília e a leste pela faixa Araçuaí Proterozóico Médio (ALMEIDA, 1976) que a sul é definida como Complexo Campos Gerais (CAVALCANTE *et al.*, 1979 *apud* SANTOS, 1996) constituído de rochas do embasamento da mesma faixa e que corresponderia a Maciço mediano ou Maciço de Guaxupé; a sul-sudeste, o cráton é limitado pela faixa Alto Rio Grande (HASUI & OLIVEIRA, 1984) e finalmente pela faixa Ribeira que ocupa toda a região costeira sudeste (ALMEIDA, 1973).

WERNICK *et al.* (1978) estudando as regiões de dobramentos sudeste e nordeste propõem uma evolução ensílica com três estágios evolutivos: (a) estágio de sedimentação, inclui uma tectônica tracional; (b) um regime compressivo com desenvolvimento de eventos deformacionais e orogênese; (c) aproveitando falhas profundas preexistentes e um gradual aumento do carácter rígido das rochas implantam-se zonas transcorrentes responsáveis pela configuração de regiões de dobramentos em blocos amendoados justapostos e a formação de bacias molásicas associadas a derrames de lavas relacionadas ao rejeito dos mesmos. Segundo, WERNICK *et al.* (1981), o maciço de Guaxupé, em forma de cunha, se encontra delimitado pelas zonas transcorrentes rúpteis Carandaí-Mogi Guaçu e Nova Resende-Barbacena, as duas de idade Brasileira Tardia, sendo que a primeira separaria os terrenos Arqueanos do Maciço de Guaxupé da faixa móvel N-NE policíclica composta pelos cinturões Atlântico, Ribeira, Paraíba; e a segunda zona rúptil Nova Resende – Barbacena de carácter sinistral e direcção N 80 W e W-E separando a Faixa Móvel NW do Maciço de Guaxupé. Associados a primeira zona, Carandaí-Mogi Guaçu, tem-se falhamentos transcorrentes também dextrais de direcção N 30 E formando o sistema de falhamentos Eleutério-Campinas, e à segunda zona, Nova Resende-Barbacena seria associada a falhas transcorrentes de orientação N 40-60 W denominadas sistema Cássia-Fortaleza de Minas.

A figura 3 apresenta um sistema de falhas de empurrão na região oriental do Maciço de Guaxupé em forma de arcos com uma vergência para leste com

uma direção E – W e um transporte de massa de W para E, manifestando um processo de encurtamento crustal dado por dois mecanismos: (1) geração de longas falhas de empurrão na porção da Faixa Móvel N-S a oeste do Cráton do São Francisco; (2) absorção da deformação pelas zonas rúpteis transcorrentes permitindo a endentação do Maciço de Guaxupé nas faixas móveis NW (Cinturão móvel Araxá-Canastra) e N- NE.

Estudos realizados por WERNICK & ARTUR 1983, na porção SE do Cráton do Paramirim (limite da área Cratônica dado pelo Cinturão Móvel Alfenas) e no Maciço de Guaxupé dentro do modelo anterior propuseram uma evolução policíclica, onde as áreas Arqueanas sofreram um retrabalhamento com a consequente superposição de eventos tectometamórficos e a destruição parcial das características originais configurando o arcabouço geológico da seguinte maneira: (a) Unidades Arqueanas representadas pelo Grupo Barbacena e as Seqüências Vulcano-Sedimentares; (b) Transamazônicas, Complexo Varginha-Guaxupé, Complexo Silvianópolis e Grupo Amparo; (c) unidades Pós-Transamazônicas, Complexo do Machado; (d) Brasilianas, Grupo Pinhal e complexo Campos Gerais além das supracrustais, Grupos Itapira, Araxá, Andrelândia.

HASUI (1983) reconhece a importância da tectônica tangencial na evolução da região, propondo um modelo de evolução com a formação de rochas no Arqueano, sobre as quais se instalou uma zona de cisalhamento dúctil de baixo ângulo envolvendo deslocamento de massas rochosas em fácies de anfibolito. Esta fatia crustal teria como limite inferior, em regime de deformação plástica, o limite litosfera / astenosfera da época e com cavalgamentos na extremidade frontal com o consequente espessamento crustal, correspondendo a uma geossutura marginal antiga de idade arqueana ou transamazônica (ALMEIDA, *et al* 1980) que separaria o cráton de Paramirim e o Cinturão Móvel Alfenas baseado em anomalias gravimétricas positivas

Com o aprimoramento do modelo e a identificação dos Blocos São Paulo, Brasília, Vitória e Paraná (HASUI *et al.* 1988) foi possível inferir a evolução as bacias marginais representadas pela faixa Alto Rio Grande no Bloco Brasília e

faixa Ribeira no Bloco São Paulo as quais teriam alcançado um estágio de rifteamento e pequena abertura oceânica. Outras bacias ensiálicas também alcançaram o estágio de rifteamento, representados pelo Grupo Caconde e Complexo Embú, entretanto, estas não produziram abertura oceânica. Após o desenvolvimento das bacias, a área foi envolvida em um ambiente de tectônica tangencial obliterando as feições pré-existentes. A estruturação foi significativa a ponto de converter feições planares em subparalelas (bandamento composicional, xistosidade penetrativa, lenticularização generalizada e zonas de deformação concentrada). A forte lineação de estiramento associada a estruturas dobradas resultou em grande variação nos dados, complicando o entendimento do contexto da área. MORALES (1993), reestudando a região, reconheceu um transporte para NW, baseado nas estruturas lineares e indicadores de rotação.

Com base nas datações geocronológicas e no registro magmático CAMPOS NETO *et al.* (1984) reconheceram a importância da tectônica tangencial, associada a uma evolução Brasileira que justapôs as rochas granitóides, migmatíticas e granulíticas com forte foliação e lineação de estiramento (Complexo Pinhal), sobre as rochas metassedimentares e metavulcano-sedimentares dos Grupos Itapira, Andrelândia e São João Del Rei da faixa Alto Rio Grande, configurando um modelo nappista responsável por uma organização estrutural regional em quatro domínios: (1) Terrenos Alóctones; (2) Domínio Frontal dúctil “Faixa Milonítica Mostardas”; (3) Zona de falha de Empurrão Socorro; (4) terrenos Para-autótones. Os autores postularam um sentido de transporte NW da nappe, com base em lineações minerais e vergência das dobras e pelo arranjo de níveis crustais profundos cavalgando em níveis crustais mais rasos. Posteriormente ocorreu uma estabilização pós-colisional representada pela intrusão de material Calcio-Alcalino potássico de magmatismo anorogênico para recomençar uma nova etapa evolutiva com um magmatismo subalcalino ligado a uma tectônica distensiva, Maciços de Pedra Branca e São Pedro de Caldas. A expansão e inversão do regime tectônico, com implantação de zona de subducção e de novo Arco magmático, representado pelas litologias dos Complexos Juiz de Fora e Paraíba do Sul caracterizou a orogênese Rio Doce.

TEIXEIRA *et al.* (1987) apresenta um modelo de evolução Crustal Arqueana onde são viáveis duas possibilidades, o Cinturão Vulcano—sedimentar Morro do Ferro que pertenceria a um segmento maior do que foi definido, tendo a continuidade sudeste na região de Bom Jesus da Penha e Jacuí onde sofreu efeitos tectono-metamórficos durante a evolução do cinturão Móvel Alfenas (Figura 4). A outra possibilidade seria que as duas áreas fariam parte de distintos compartimentos crustais cratônicos. A área de Fortaleza de Minas estaria inserida nos terrenos de baixo grau em níveis crustais superiores enquanto a área Bom Jesus da Penha – Jacuí formaria parte de terrenos supracrustais de alto grau explicados por algum tipo de envolvimento tectônico entre o bloco cratônico e o cinturão móvel, que provavelmente cavalgou sobre o substrato siálico e impôs sobre o cinturão Vulcano-sedimentar forte pressão confinante. Há evidências de falhamentos na borda do cráton com baixo ângulo que favoreceriam o embricamento das fatias com desenvolvimento de faixas metamórficas de alta pressão, representadas pela associação mineralógica de cianita e horblenda, tendo o mesmo significado que os xistos azuis, sendo que as altas temperaturas teriam explicação por um processo de relaxamento termal, seguido pelo cavalgamento das fatias crustais no Arqueano e Proterozóico Inferior.

SOARES (1988) e SOARES *et al.* (1990) propõem um modelo de tectônica colisional para a porção exposta do bloco Paraná representado pela Cunha de Guaxupé, e outros blocos ou microcontinentes, levando a justaposição destes blocos por um sistema transcorrente compressivo, obliquo, Brasileiro, com vergência ENE acompanhado com o desenvolvimento de cavalgamentos sendo que a configuração é modificada por transcorrências E–W e empurrões, além das falhas de transferência NW. O Maciço de Guaxupé apresentaria borda cavalgante no seu extremo nordeste expondo rochas granulíticas, entretanto no setor sudeste existiria a borda cavalgada, preservando núcleos antigos como o Grupo Silvianópolis.

ARTUR (1988) caracterizou as áreas do sul de Minas Gerais e áreas adjacentes do Estado de São Paulo como uma região de evolução policíclica afetada por eventos tectonometamórficos de acreção vertical e retrabalhamento

crustal, ocorridos no Arqueano, Proterozóico inferior e superior e Eopaleozóico. O Arqueano seria constituído por associações de gnaisses, migmatitos, granulitos, metabásicas e metaultramáficas (Complexo Barbacena e o Complexo Guaxupé, de características mesozonais e catazonais respectivamente). No Transamazônico, associações litológicas por acresção vertical e retrabalhamento, originariam o Complexo Amparo. No Brasileiro novas modificações nos litotipos Arqueanos e Transamazônicos geraram o Complexo Pinhal e o Complexo Campos Gerais, com o estabelecimento de cisalhamentos dúcteis e rúpteis que formariam as faixas Pouso Alegre – Varginha e Ouro Fino – Jacuí. No Pre-cambriano é válida a hipótese de um processo de colisão continental entre a costa do bloco São Paulo e o cráton do São Francisco. Assim, a área teria uma faixa externa de espessamento crustal por nappismo caracterizada pelas grandes falhas transcorrentes com embricamentos tectônicos, representando a porção sul do cráton do São Francisco o antepaís estável.

Segundo o modelo de colisão continental oblíqua de HASUI *et al.* (1988) o quadro evolutivo iniciou-se com os blocos crustais Brasília, São Paulo, Vitória e Paraná de HARALYI *et al.* (1985). A cunha de Guaxupé, tem por limite norte uma zona de sutura crustal por subducção do tipo A, entre os blocos Brasília e São Paulo. A convergência do bloco Vitória contra os blocos São Paulo e Brasília resultou em um regime de esforço E-W, gerando binários horizontais dextrais de direção NE-SW, relacionados à compressão NW-SE. Este modelo defende o espessamento crustal na borda do bloco Brasília associado aos terrenos do Grupo Araxá-Canastra o que mostra uma direta relação da forma triangular da cunha de Guaxupé com os dois cinturões transcorrentes dúcteis representados pelo cinturão transcorrente Campo do Meio a norte e cinturão transcorrente Paraíba do Sul a sul.

SCHRANK *et al.* (1990), com base em estudos de indicadores cinemáticos de meso a micro-escala presentes nos terrenos envolvidos na orogênese brasileira, caracterizam o transporte tectônico na borda sudoeste do cráton do São Francisco. Estes autores definem terrenos autóctones como resultado da compactação das áreas Arqueanas e Proterozóicas que corresponderiam as

associações do tipo granito-greenstone e os terrenos alóctones divididos em complexo nappes de Guaxupé (Seqüência de Paragnaises e Complexo Varginha) e o complexo nappes de Passos, a sul e a norte, respectivamente, do cinturão Campos Gerais. A primeira estrutura foi submetida a um transporte lateral sobre o Cinturão Campo do Meio e a Nappe de Passos (Grupo Araxá-Canastra) teria sido transportada nos litotipos do Grupo Bambuí, Maciço de Piumhi e Cinturão Campos Gerais. O sentido de transporte tectônico é de WNW – ESE sobre o Cráton do São Francisco.

ZANARDO (1992) propôs uma evolução tectônica onde a crosta arqueana sofreu uma tectônica distensiva, desenvolvendo zonas de cisalhamento dúcteis de alto ângulo com intrusões básicas e granitóides. Posteriormente, o autor sugere uma colisão frontal do bloco Brasília e Paraná causando um processo de aloctonia do Grupo Araxá-Canastra com direção ESSE com zona de cisalhamento dúcteis e rúpteis sinistrais. O bloco São Paulo cavalga sobre o bloco Brasília no sentido NW em rampa lateral e em rampa oblíqua a frontal no bloco Paraná. O campo de esforços que provocou o cavalgamento entre os blocos diminuiu e o bloco São Paulo, representado pelo Complexo Varginha, experimentou uma tectônica tracional, originando o cinturão de cisalhamento Campo do Meio, com transporte do Grupo Araxá-Canastra para ESSE, que progressivamente cavalga ao Grupo Bambuí.

EBERT *et al.* (1993) considera que os cinturões móveis que delimitam o Cráton do São Francisco e o maciço do Guaxupé são o resultado da movimentação diferencial dos blocos crustais São Paulo, Brasília e Vitória. A análise estrutural das falhas móveis revelou três domínios: tangenciais, tangenciais rotacionados e direcionais. No primeiro caso ficariam preservadas feições indicativas de uma colisão norte sul antiga com transporte para N a NW e feições relacionadas a uma colisão oblíqua na direção E-W. A este esforço estaria associada uma componente direcional caracterizada por extensos lineamentos que compõem os cinturões de cisalhamento Campo do Meio e Rio Paraíba do Sul de direção E-W e outra transpressiva, o cinturão transpressivo Rio Paraíba do Sul que configurou a estruturação do sudeste brasileiro. O modelo de colisão oblíqua

foi testado por EBERT *et al* (1993 b), através de modelagem física realizada no CENPES onde foi reproduzida uma tectônica contracional com inversão de bacias até seu fechamento completo envolvendo seu embasamento. Os experimentos mostraram que a movimentação diferencial dos blocos em uma junção tríplice pode gerar as estruturas presentes na área.

MORALES e HASUI (1993) dividem o sudoeste do estado de Minas Gerais e nordeste de São Paulo em três domínios. O bloco Brasília, ao norte, o bloco São Paulo, ao sul, e uma faixa intermediária entre eles. No primeiro caso apareceria o embasamento com feições indicativas de movimentações obliquas com forte componente direcional e também feições dos terrenos alóctones do Grupo Araxá-Canastra e a seqüência Carmo do Rio Claro com transporte tectônico para E. No segundo domínio, o bloco São Paulo, onde as feições estruturais indicariam um transporte tectônico para NW e finalmente a Faixa Intermédia com indicadores cinemáticos que mostra um transporte de W para E, acompanhado de movimentação lateral nas zonas empinadas. A deformação concentrou-se ao longo deste domínio resultado da colisão obliqua dos blocos São Paulo e Brasília com a seqüência sedimentar interposta a eles, formada pelos Grupos Araxá-Canastra/ Grupo Andrelândia, sendo empurrada sucessivamente contra o bloco Brasília.

Vários outros autores estudaram e interpretaram a área em questão. ALMEIDA (1993) delimitou o Cráton do São Francisco, a leste pela Faixa Araçuaí, a oeste pela Faixa Brasília e a sul pela Faixa Alto Rio Grande. ENDO & MACHADO (1993) interpretaram a evolução das faixas circundantes através de movimentos translacionais e rotacionais que geraram uma megaestrutura em flor positiva. SZABÓ *et al.* (1993) denominou o Complexo Petúnia com base em diferenças tectono-metamórficas e petrográficas das rochas da porção sul nos arredores da cidade homônima. O complexo Petúnia, segundo os autores, apresenta feições estruturais distintas com vergência para ESE relacionada à tectônica tangencial obliqua. Os mesmos autores incluem a Faixa Jacuí-Bom Jesus da Penha no Complexo Petúnia, sendo que o contato tectônico entre o Complexo Campos Gerais e o Complexo Petúnia seria dado pelo limite das

Províncias Tocantins e Mantiqueira. HASUI *et al.* (1993), com bases geológicas e geofísicas sugerem uma megaestruturação Pré-cambriana do território brasileiro em blocos crustais separados por suturas de colisão do tipo A, conectadas de junções tríplices. As suturas são marcadas por anomalias gravimétricas tipo 1, acompanhadas de um zoneamento litoestrutural, onde cinturões de alto grau do bloco cavalgante ficam lado a lado das supracrustais do bloco cavalgado. As regiões intermediárias entre os blocos são representadas por cinturões de cisalhamento com componentes direcionais e de cavalgamento causadas pela colisão oblíqua dos blocos.

MACHADO & ENDO (1994) propõem um modelo cinemático compatível com uma colisão lateral oblíqua para explicar o Cinturão Atlântico, como consequência da acreção do terreno da cunha de Guaxupé em resposta a uma tectônica Transpressional dextral com um vetor compressivo E-W que resolve-se ao longo das zonas de cisalhamento, no caso do Cinturão de Cisalhamento Ouro Fino de movimentação dextral e o Cinturão de Cisalhamento Campo do Meio de movimento Sinistral.

ALMEIDA & EBERT (1997) reconheceram três domínios litoestruturais na borda norte da Sintaxe de Guaxupé:

1. Domínio Sul, abrangendo a porção norte da Sintaxe de Guaxupé desde Machado até Alfenas e Areado, constituída por gnaisses graníticos migmatíticos, gnaisses (Charnockíticos) e uma sequência de metassedimentos de alto grau (Complexo Varginha). É caracterizado pelas estruturas produzidas por processos deformacionais tangenciais (Dn), penetrativas, sendo a foliação principal, Sn, representada por bandamento composicional, foliação gnáissica e texturas miloníticas em áreas de intensa deformação plástica, desenvolvidas em fácies granulitos até um retrometamorfismo de fácies anfibolito. A direção desta foliação é WNW – ESE, a NW – SE subordinada, com mergulhos de 20° a 50° para SSW e SW. A lineação Ln (estiramento/mineral) apresenta uma orientação WNW – ESE subordinadamente NW – SE e mergulhos inferiores a 20° para ESE ou SE. Segundo os autores isto corresponderia ao Cinturão de Cisalhamento dúctil de baixo ângulo, com um regime tectônico direcional compressivo, onde as rochas

desse domínio convergiram em rampa oblíqua para N45W – N70W. A foliação principal é seccionada por uma foliação pouco expressiva de zonas de cisalhamento discretas de orientação NE – SW de movimentação dextral relacionadas ao Cinturão Transpressivo Paraíba do Sul.

2. Domínio Central, constitui uma faixa de transição estreita de aproximadamente 3 km, com metassedimentos, granitóides sincolisionais que atingem a fácies anfibolito alto com pressão elevada indicada pela presença de granada. São observáveis anomalias gravimétricas positivas o que indicaria um espessamento crustal interpretando como a zona de sutura de Alterosa.

3. Domínio Norte, na região de Alfenas, conformado por biotita – Hornblenda Gnaisses, biotita – gnaisses migmatizados com intercalações de metassedimentos. Na área entre as cidades de Areado e Campos Gerais estão presentes rochas metassedimentares ou metavulcano – sedimentares com migmatitos e gnaisses graníticos subordinados afetadas por metamorfismo de fácies Anfibolito baixo a xisto verde alto de pressão média /alta sob processos deformacionais transcorrentes a transpressivos (D_{n+1}). Esta área do domínio norte é composta por feixes de zonas de cisalhamento dúcteis – rúpteis do Cinturão de Cisalhamento Campo do Meio, Zona de Cisalhamento Varginha, três Pontas, Campos Gerais e Nepomuceno. No domínio norte as estruturas tangenciais (S_n) estão rotacionadas e empinadas com uma foliação milonítica S_{n+1} de alto ângulo e direção WNW – ESSE a E –W, ou NE –SW, a lineação principal L_{n+1} é direcional com orientação NW – SE e caimentos menores de 20° para SE, sendo a movimentação sinistral. Esse regime transcorrente sinistral é associado a dobras fechadas à isoclinais e estruturas em flor positiva que evidenciam uma compressão normal ao plano do cisalhamento de alto ângulo, configurando o regime transpressivo.

O último processo deformacional que afetou a área está restrito a zona de Cisalhamento Areado em um regime transcorrente tardio de movimentação sinistral de carácter rúptil – dúctil registrado pela foliação cataclástica S_{n+2} de

orientação NE – SW com caimentos médios à altos para SE, lineação direcional não penetrativa Ln+2 e intensos processos de alteração associados.

BRENNER *et al.* (1990) sintetiza os estudos anteriores e possibilita esboçar o seguinte quadro geométrico: no sudeste do estado de Minas Gerais e no nordeste do estado de São Paulo, encontra-se o Complexo Campos Gerais. Inserido neste Complexo encontra-se o lineamento estrutural mais importante da área representado pelo Cinturão de Cisalhamento Campo do Meio pertencente ao domínio litoestrutural Norte e previamente definido por vários autores. Neste Cinturão ocorre a mineração Serra da Fortaleza. Esta área foi afetada por três eventos tectônicos com o desenvolvimento de dobramentos: 1. formação de dobras F1 com dobras intrafoliais de flancos adelgaçados e rompidos e ápice espessado, foliação de plano axial S1, 2. formação de dobras F2 isoclinais com plunge 40° com orientação NW e uma foliação subvertical S2; 3. as foliações S1, S2 paralelizadas nos eventos anteriores foram dobradas gerando dobras verticais coaxiais com F2 e plunge de 30° a 35° para NW. O Cinturão de cisalhamento Campo do Meio foi implantado no encerramento da evolução estrutural do Complexo Campos Gerais, possuindo orientação N 65° - 80° W, com lineações sub-horizontais de caráter sinistral e zonas de cisalhamento conjugadas de orientação N70W e N80E que evidenciam uma direção de esforços compressivos próximos ao W-E. As áreas de fraturas distensivas de orientação N60E vertical foram preenchidas por diques metabásicos (MORALES *et al.*, 1993; FILGUEIRAS, 2000)

Neste trabalho é adotado o modelo de colisão de blocos crustais de HASUI (1988), assim entre os Blocos Brasília e São Paulo ocorre o cinturão de cisalhamento Campo do Meio. Nesta região insere-se a Jazida de Fortaleza de Minas. No cinturão de cisalhamento Campo do Meio existem zonas de cisalhamento de baixo grau com lineações minerais ou de estiramento sub-horizontais, neste caso trata-se de uma zona de cisalhamento de alto ângulo, sinistral e com lineações minerais e de estiramento de ângulo médio.

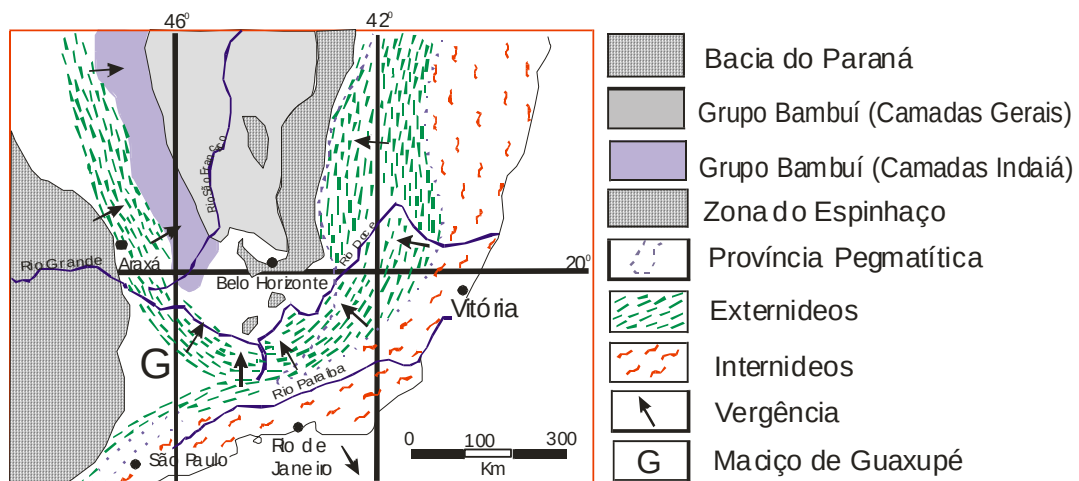


Figura 2 - Interpretação da tectônica na região sudeste do Brasil.
Retirado de EBERT (1967).

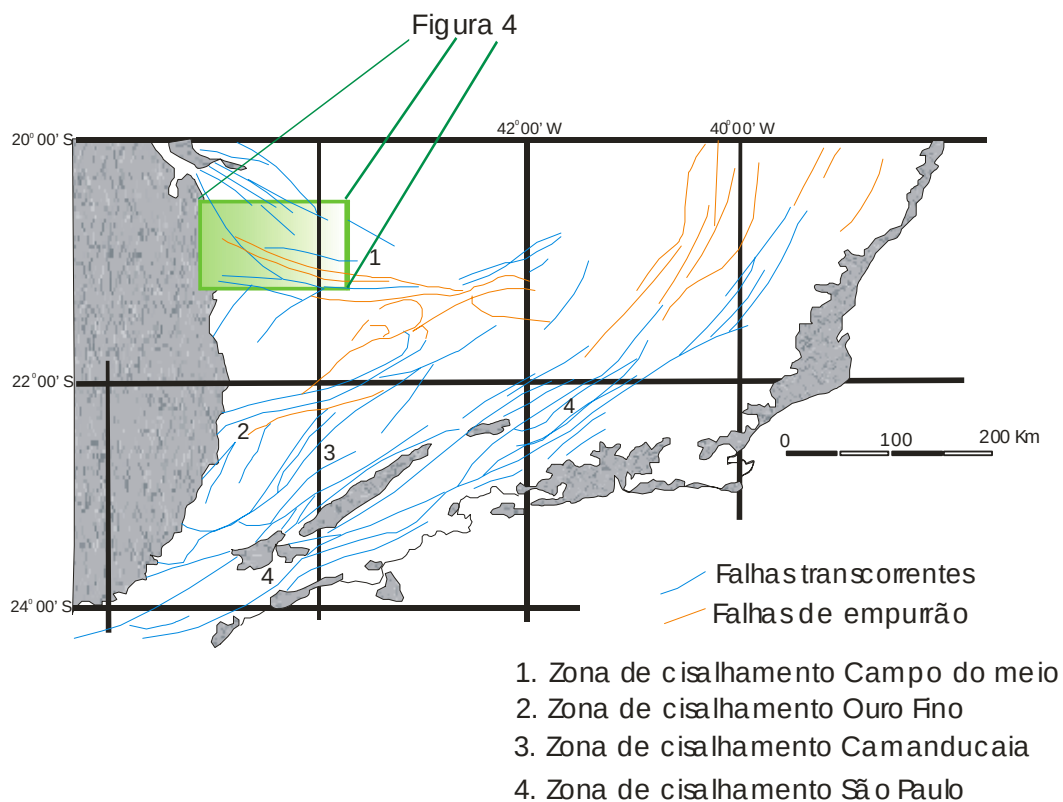


Figura 3 - Principais zonas de cisalhamento e falhas do setor central da província de Mantiqueira. Retirado de HASUI & OLIVEIRA (1984).

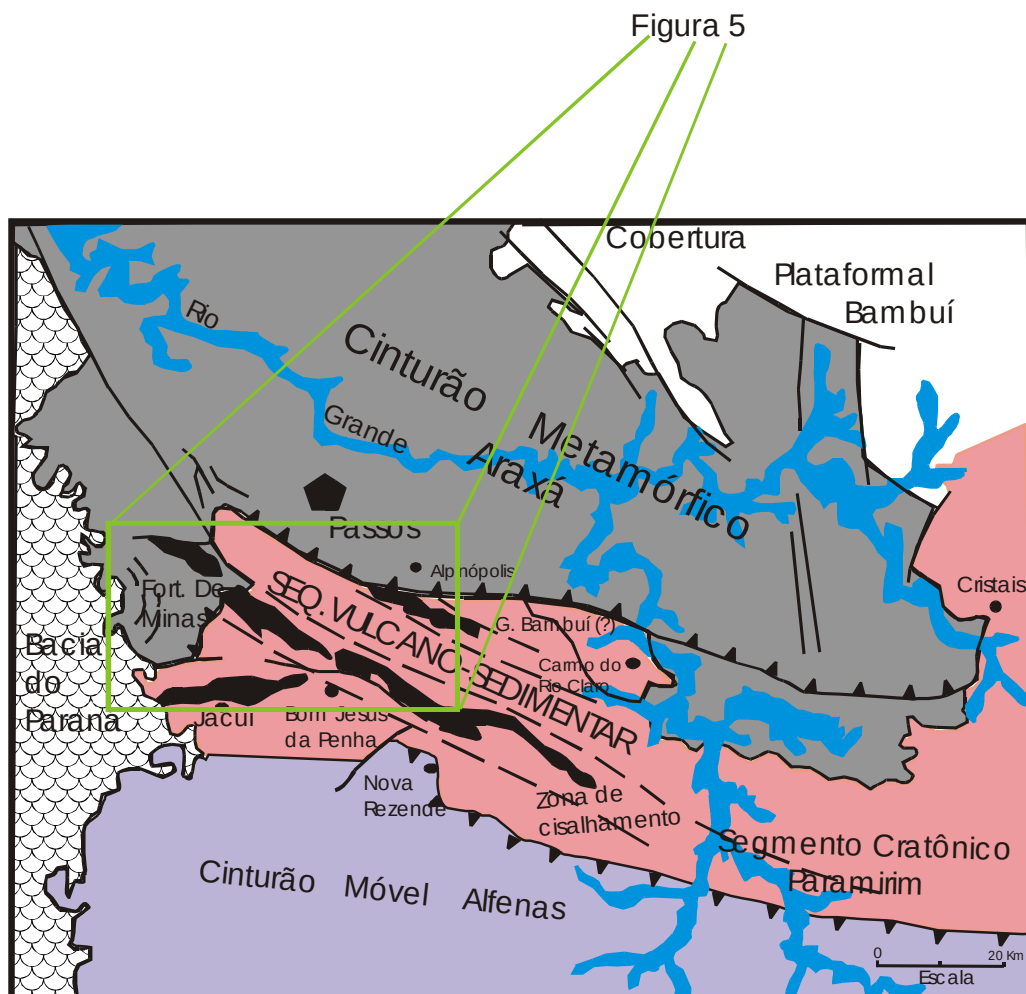


Figura 4 - Compartimentos geotectônicos. Modificado de TEIXEIRA *et al.* (1987).

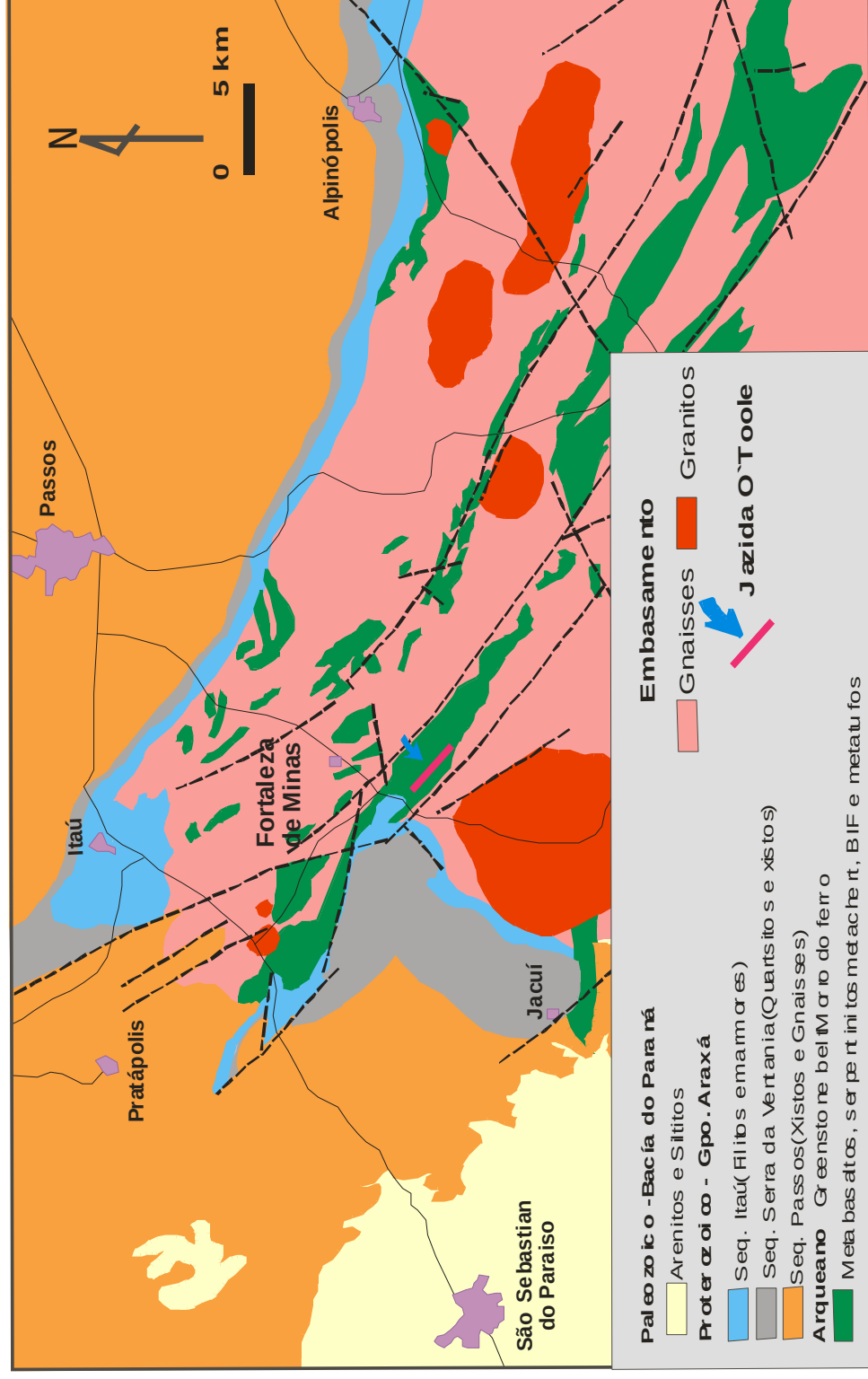


Figura 5 - Mapa geológico simplificado do Greenstone Belt Morro do Ferro.
(Modificado de Mineração MSF.)

Capítulo III

Geologia do *Greenstone Belt*

3.1. Geologia do *Greenstone Belt* Morro de ferro

Remontam à década de 20 os primeiros estudos de ocorrência de hematita na região do Morro do Ferro e conseqüente exploração do minério pela Companhia Eletro Metalúrgica de Ribeirão Preto. Na década de 30, foi descrito um depósito laterítico do Morro do Níquel. Estes primeiros estudos despertaram o interesse geológico sobre a região de Fortaleza de Minas, que a partir de então tornou-se objeto de pesquisas, primeiramente, visando a exploração econômica do níquel.

Em relação ao Morro do Ferro, TEIXEIRA & DANNI (1979a) e TEIXEIRA & DANNI (1978) foram os primeiros autores a realizar uma prospeção geoquímica na região e a caracterizar geológica e petrologicamente a seqüência de origem vulcano-sedimentar, posteriormente definida, como a raiz de um *Greenstone Belt*.

TEIXEIRA & DANNI (1979b) apresentaram uma coluna estratigráfica da área dividido-a em três unidades:

1) Unidade Morro do Níquel: unidade basal constituída de talco-tremolita xistos, tremolita-serpentinita-clorita xistos e intercalações de metacherts, metatufos, wackes feltespáticos e sericita-quartzo xisto.

2) Unidade Córrego Salvador: constituída por epidoto-tremolita-clorita xistos, metachert ferríferos, sericita-clorita xistos, talco xistos e clorita-tremolita xistos. Os autores não encontraram o contato litológico, entretanto ela configura a unidade intermediária devido a sua posição na coluna estratigráfica.

3) Unidade Morro do Ferro: é constituída por filitos sericíticos grafitosos com lentes de metacalcários. Na seqüência ocorrem muscovita-clorita-cloritóide xisto de cor verde quando frescos até avermelhados. Posteriormente observa-se um pacote de metacherts ferrífero caracterizado pela alternância rítmica de bandas de hematita e quartzo recristalizado. Esta unidade apresenta orientação NW, desaparecendo nas imediações do sinforme do Chapadão. O caimento desta unidade é de 70° a 80°.

Segundo estes autores, o cinturão vulcano-sedimentar Morro do Ferro encontra-se em contato direto com rochas cataclásticas com um comprimento de 30 km e 2.5 km de largura. SCHMIDT E FLEISCHER (1978) indicaram que estas rochas se estendem por mais de 100 km no sentido sudeste.

No Morro do Ferro, o metamorfismo alcançou a fácies de xistos verdes, zona da clorita, com uma tectônica enérgica caracterizada por isoclinais apertadas de planos axiais verticalizados podendo ser reconhecidos três etapas distintas de deformação (TEIXEIRA, & DANNI 1979b). As três unidades que compõe a seqüência de origem vulcano-sedimentar do *Greenstone Belt* Morro do Ferro estão encaixadas tectonicamente em um complexo gnáissico constituído por rochas mais antigas do embasamento (Complexo Campos Gerais).

O *Greenstone Belt* Morro do Ferro pode ser dividido em três faixas, Alpinópolis, Bom Jesus da Penha-Jacuí e Fortaleza de Minas, sendo esta última a faixa onde se encontra a Jazida Fortaleza de Minas, (TEIXEIRA *et al.*, 1987).

A faixa Alpinópolis, ao sul da cidade homônima, é constitui por derrames de peridotíticos comatiíticos associados com metabasaltos e níveis de metacherts. (CHOUDHURI *et al.*, 1982). Os derrames são do tipo fracionados com uma zona cumulática (serpentinito) sucedida por uma zona com textura spinifex que ocorre no serpentinita tremolita clorita xisto. Na mesma faixa outros tipos de derrames omatiíticos foram observados, entretanto sem um claro posicionamento. Esses parecem estar associados com derrames peridotíticos de baixo magnésio, metasedimentos silicosos e metabasaltos (TEIXEIRA *et al.*, 1987).

Na faixa Bom Jesus da Penha-Jacuí predominam metassedimentos aluminosos com metabasaltos, talco-xistos e anfibolitos subordinados. Segundo TEIXEIRA *et al.* (1987) as diferenças litológicas e metamórficas entre as faixas Fortaleza de Minas e Bom Jesus da Penha podem representar porções de diferentes compartimentos crustais. A primeira, correspondente aos níveis superiores, *Greenstone Belt*, é representada por vulcânicas ultrabásicas com metamorfismo de fácies de anfibolito à xisto verde. A segunda, com maior quantidade de metassedimentos metamorfoseados em condições mais enérgicas, com fácies anfibolito médio até alto, apresentando temperaturas de

600° a 700° C e com picos de pressão de 6-9 Kbar (Figuras 5 e 6). A faixa Bom Jesus da Penha-Jacuí representaria rochas supracrustais de alto grau, tendo em conta que para alcançar essas condições de pressão e temperatura necessitaria de espessuras crustais da ordem de 25 a 30 km.

A faixa Fortaleza de Minas, primeiramente dividida em três unidades por TEIXEIRA (1978) (Morro do Níquel:, Córrego Salvador e Morro do Ferro), foi reformulada por TEIXEIRA *et al.* (1987) como Morro do Níquel e Morro do Ferro. Nesta faixa a unidade Morro do Níquel que corresponde ao sedimento basal do Greenstone Belt Morro do Ferro, é representada por uma sucessão de derrames komatíticos localizados e restritos derrames máficos da mesma filiação além de incursões máficas de caráter toleítico. O resfriamento do processo vulcânico está marcado pela intercalação de metatufos básicos e pela disposição de estratos químicos silicosos (metacherts grafitosos e sulfetados, metacherts ferríferos e silicáticos a base de grunerita-cumingtonita)

Os derrames komatíticos da unidade Morro do Níquel correspondem a quatro ciclos, com uma sucessão de serpentinitos, clinopiroxenitos e anfibolitos (Metabasaltos), separados por *BIFs* (BRENNER, *et al.*1990). Na base do serpentinito do quarto ciclo encontra-se o horizonte mineralizado definido como seqüência O'Toole por BRENNER, *et al.* (1990).

Ainda na faixa Fortaleza de Minas, a unidade Morro do Ferro, corresponde a sedimentos químicos silicosos e sedimentos pelíticos, representados por: sericita-quartzo xistos, clorita – sericita xistos, metachert ferríferos fácies óxido e metachert grafitosos, talco xistos e serpentinitos, sericita xisto, mármore e filitos (TEIXEIRA *et al.*, 1987) (Figura 7).

3.2. Caracterização da Jazida Fortaleza de Minas

A Jazida Fortaleza de Minas é parte integrante da seqüência de mesmo nome definida por BRENNER *et al.* (1990). Encontra-se inserida no Greenstone Belt Morro do Ferro, na base do quarto ciclo de derrames komatíticos que compõe a unidade Morro do Níquel (BRENNER *et al.*, *op cit.*).

Os mesmos autores estimaram para o corpo mineralizado, um comprimento acima de 1.600 m, espessura variando entre 2 e 11 m, com uma profundidade superior a 500 m e verificaram a direção geral do mesmo como

N40W/ subvertical. O depósito está localizado no flanco nordeste de um sinclinal isoclinal assimétrico com plunge de 45° para N W.

BRENNER *et al*, (*op.cit*).dividiram o depósito em três sucessões principais:1.Seqüência inferior, 2.Seqüência O'Toole, que hospeda a mineralização, 3. Seqüência superior.

Na seqüência O'Toole, com base em dados geoquímicos, os autores reconheceram quatro ciclos de serpentinitos, metaclinopiroxenitos e metabasaltos, separados por uma formação ferrífera bandada metamorfoseada. Da base para o topo a seqüência é constituída de um horizonte mineralizado de 4 m seguido por um pacote de serpentinito (13 m de espessura), um pacote de metaclinopiroxenito (15 m), anfibolito (20 m) e por último uma formação ferrífera bandada metamorfoseada (12 m). A mineralização ocorre na base do último ciclo (Figura 8). Os contatos entre os litotipos são tectônicos, transicionais ou não, acompanhados pelas zonas de cisalhamento dúcteis-rúpteis a rúpteis-dúcteis, subverticais.

A Jazida Fortaleza de Minas é constituída por um corpo tabular de orientação NW-SE, com extensão aproximada de 2 Km, com profundidade ainda não demarcada e espessuras do corpo variando de 15 cm à 4m. O corpo do minério apresenta mergulho de 78° para SW. Na lapa do minério ocorrem os litotipos BIFs e Serpentinitos e na capa Serpentinito e Anfibólio xisto.

3.2.1. Unidades litológicas da Jazida Fortaleza de Minas

As seguintes unidades litológicas foram definidas para a Jazida Fortaleza de Minas e são utilizadas atualmente:

CLORITA-TREMOLITA XISTO (AT/PI)

É a unidade predominante da área, composta por Tremolita/Actinolita e proporções variáveis de clorita e talco (SANTOS, 1996). Apresenta rochas de coloração esverdeada a verde-acinzentada quando frescas e amarelo-avermelhada alteradas de granulometria fina a média. Podem passar gradativamente para talco xistos, formando lentes individualizadas no meio da unidade maior até iguais as intercalações de metacherts, metapiroxenito.

MARCHETTO *et al.* (1984) interpreta esta unidade como derivada a partir de tufos ultramáficos quimicamente equivalentes a piroxenitos komatiíticos.

METAPIROXENITO (PI)

Unidade composta por anfibolito xisto (clorita-serpentinita-actinolita/tremolita xisto, actinolita-horblenda/ferroactinolita xisto, clorita-actinolita-ferroactinolita xisto) de granulação fina a média, foliados com coloração esverdeada a verde acinzentada quando frescos e avermelhados intemperizados. Os contatos tectônicos ocorrem através de zonas de cisalhamento rúptil-dúctil entre serpentinitos e os clorita-tremolita xistos, existindo contatos tradicionais (SANTOS, 1996). Há ocorrência de talco, geralmente ao longo da zona de cisalhamento, gerado a partir da tremolita, uma vez que o carbonato ocorre de forma intersticial ou preenchendo veios, parcial ou totalmente recristalizados .

SERPENTINITO (SS) (Figura 9 e 10):

Os serpentinitos ocorrem em forma de lentes subverticais de dimensões variadas e orientadas na direção NW-SE tendo contato tectônico com metacherte. Constituem uma unidade muito importante pois são rocha hospedeira da mineralização. Sua coloração é cinza esverdeada e a textura maciça ou xistosa (SANTOS, 1996).

As rochas que compõem essa unidade são derivadas de rochas ígneas ultramáficas ricas em forsterita com pequena porcentagem de carbonato representada pela magnesita e minerais acessórios opacos (REYNOLDS & JACKSON, 1997). Os processos de alteração da serpentinita podem ser observados pela presença de finos grãos de tremolita e também pela troca de composição dos carbonatos de magnesita para dolomita. Ocorrem os mais variados graus de alteração até aqueles onde a serpentinita coexiste com finos agregados de dolomita, tremolita e talco. Isto evidencia os distintos graus de alteração de fácies baixas de xistos verdes até fácies de anfibolito. A mineralogia apresentada pela serpentinita é relativamente simples sendo em sua maioria antigorita com agregados finos com ou sem orientação preferencial, e intercrescimento de pequenas e variáveis porcentagens de carbonato e clorita. Cerca de 5 a 10 % do volume total está representado por

minerais opacos como óxidos e sulfetos, que estão presentes fase disseminada.

	Antigorita	Clorita	Carbonato	Tremolita	Opacos	Total
Média	58%	2%	23%	8%	9%	100%

Tabela 1 – Composição modal aproximada dos serpentinitos. (REYNOLDS & JACKSON, 1997).

TALCO XISTO ou TALCO CARBONATO (TT) (Tabela 2) :

Os corpos de talco-xisto ou talco-carbonato ocorrem na forma de lentes isoladas em meio à unidade clorita-tremolita xisto, ou associados ao serpentinito, apresentando origem a partir de ambas unidades. No caso dos serpentinitos a passagem gradativa dá-se tanto lateralmente quanto segundo o *strike* (SANTOS, 1996). A assembléia mineralógica é muito similar e é a seguinte:

Talco: representa volumetricamente a mais importante fase apresentando-se em forma de agregados extremamente finos onde as partículas não superam as 5µm. Pode ser considerado um agregado monominerálico, entretanto localmente podem aparecer finos intercrescimentos subordinados de variáveis porcentagens de clorita (REYNOLDS & JACKSON, 1997).

Carbonatos: presente em grãos porfiroblásticos ou em forma de cristais variando de tamanho entre 100 µm até 500 µm. A composição do carbonato em sua maioria consiste em magnesita com pequenas porcentagens de ferro e manganês. Alguns grãos de carbonato têm um marcado enriquecimento em ferro do centro para fora. Os grãos de carbonatos geralmente não têm germinação, o que indica que recristalizaram após qualquer evento de deformação (REYNOLDS & JACKSON, *op cit*).

Clorita: ocorre em pequenas quantidades e em variável porcentagem. Possui granulometria fina e tem intercrescimento com talco. A variedade presente de clorita é clinocloro (REYNOLDS & JACKSON, *op cit*). Os opacos estão representados pelos óxidos de ferro de grãos finos representados pela magnetita. A forma dos grãos é arredondada e não excede 200 µm.

	Talco	Clorita	Carbonatos	Opacos	Total
Meia	44	9	36	11	100

Tabela 2 - Composição modal aproximada dos distintos componentes dos talco-xisto. Retirada de REYNOLDS & JACKSON (1997).

FORMAÇÕES FERRÍFERAS BANDADAS (BIF) (Figura 11):

Essas rochas ocorrem na forma de lentes isoladas em meio a clorita-tremolita xisto por contato transicional, ou associadas aos serpentinitos e talco xistos por contato brusco (SANTOS, 1996). A unidade é composta por rochas muito resistentes de granulação fina à média e coloração variando entre esverdeada (camadas anfibolíticas) a acinzentada (camadas quartzosas) apresentando bandamento composicional de espessura milimétrica à centimétrica.

Esse tipo litológico possui uma mineralogia simples consistindo apenas de variáveis proporções de anfibólio e quartzito, com a presença pontual de carbonatos. Os anfibólios são enriquecidos em ferro e variam em composição entre grunerita e ferroactinolita (REYNOLDS & JACKSON, 1997)

SANTOS (1996) reconheceu duas fácies distintas para BIFs:

1. Fácies silicato: composto por camadas ricas em anfibólio (cumingtonita+horblenda+actinolita/tremolita) intercaladas com outras constituídas apenas de quartzo ou de quartzo+actinolita/tremolita+filossilicatos com proporções variáveis de sulfetos e magnetita.

2. Fácies óxido: composto por camadas de magnetita intercalada com camadas ricas em anfibólio (grunerita+actinolita/tremolita+cumingtonita) onde observa-se exsoluções entre cumingtonita e actinolita/tremolita. Este tipo de exsolução indica condições metamórficas mínimas de fácies anfibolito baixa à média (550⁰ C à 600⁰ C) (CHOUDHURI, 1980).

Ambas fácies de Metacherte apresentam proporções variáveis de carbonato (SANTOS, 1996).

As duas unidades apresentam períodos de quiescência no vulcanismo ultramáfico da unidade Morro do Níquel (MARCHETTO *et al.*, 1984; BRENNER *et al.*, 1990)

3.2.2. Composição e tipos de minérios

As espécies minerais que compõem o minério são, pirrotita, pentlandita e calcopirita, acompanhadas por magnetita como principal óxido. Esfalerita, ilmenita, cobaltita-gersdorffita, platinoides e nicolita e macknawita-valerita são as espécies secundárias, além das formadas supergeneamente como bravoíta-violarita, calcocita, hematita, goethita, ocorrendo subordinada e pontualmente bornita, covelina, gersdorffita, millerita, pirita, marcasita e arsenopirita (SANTOS, 1996).

São adotadas as seguintes nomenclaturas para identificação dos minérios definidos por BRENNER (1990) e também utilizados nos trabalhos de SANTOS (1996)

3.2.2.1. - Minério Disseminado (Figura 12) :

Os sulfetos, pirrotita, pentlandita e calcopirita, e o óxido, magnetita, encontram-se neste minério disseminado na massa da rocha hospedeira composta pelos serpentinitos e talco xistos. Neste minério a proporção de sulfetos pode ser de 1% a 20%.

3.2.2.2. - Minério Intersticial (Figura 13) :

Este tipo de minério ocorre no serpentinito, sendo caracterizado pelo forte amendoamento e pela intensa deformação e recristalização. As amêndoas são compostas por serpentinito de dimensões milimétricas rodeadas pelo sulfeto pirrotita, pentlandita e calcopirita que apresentam uma textura de intercrescimento entre o sulfeto e a magnetita com serpentina.

3.2.2.3. - Minério maciço Brechóide (Figura 14 e 15) :

Esse minério é caracterizado pela presença de amêndoas e segmentos líticos de dimensões milimétricas a métricas compostas por serpentinito, metachert ou anfibolio talco-xisto (Metapiroxenito) imersos em uma massa de sulfetos, pirrotita, pentlandita, calcopirita com óxidos como magnetita deformada e recristalizada.

Segundo o conteúdo de sulfetos pode-se distinguir um BR 1 com maior proporção de sulfeto e um BR 2 de menor proporção de sulfeto. De uma forma geral o conteúdo de sulfeto varia de 20% no minério brechóide grosseiro (BR 2) até 80% no minério brechóide fino (BR 1).

3.2.2.4. - *Minério de zona de falha* (Figura 16 e Figura 17)

Os minérios de zona de falha ocorrem nos seguintes tipos litológicos: metapiroxenito (SU), metachert (SC), e na formação Ferrífera bandada/fácies sulfeto (BIF). Estes minérios são desenvolvidos pela implantação de zonas miloníticas rúpteis que causam a remobilização do sulfeto contido na rocha ou transportados até ela pelos planos de fraturas.

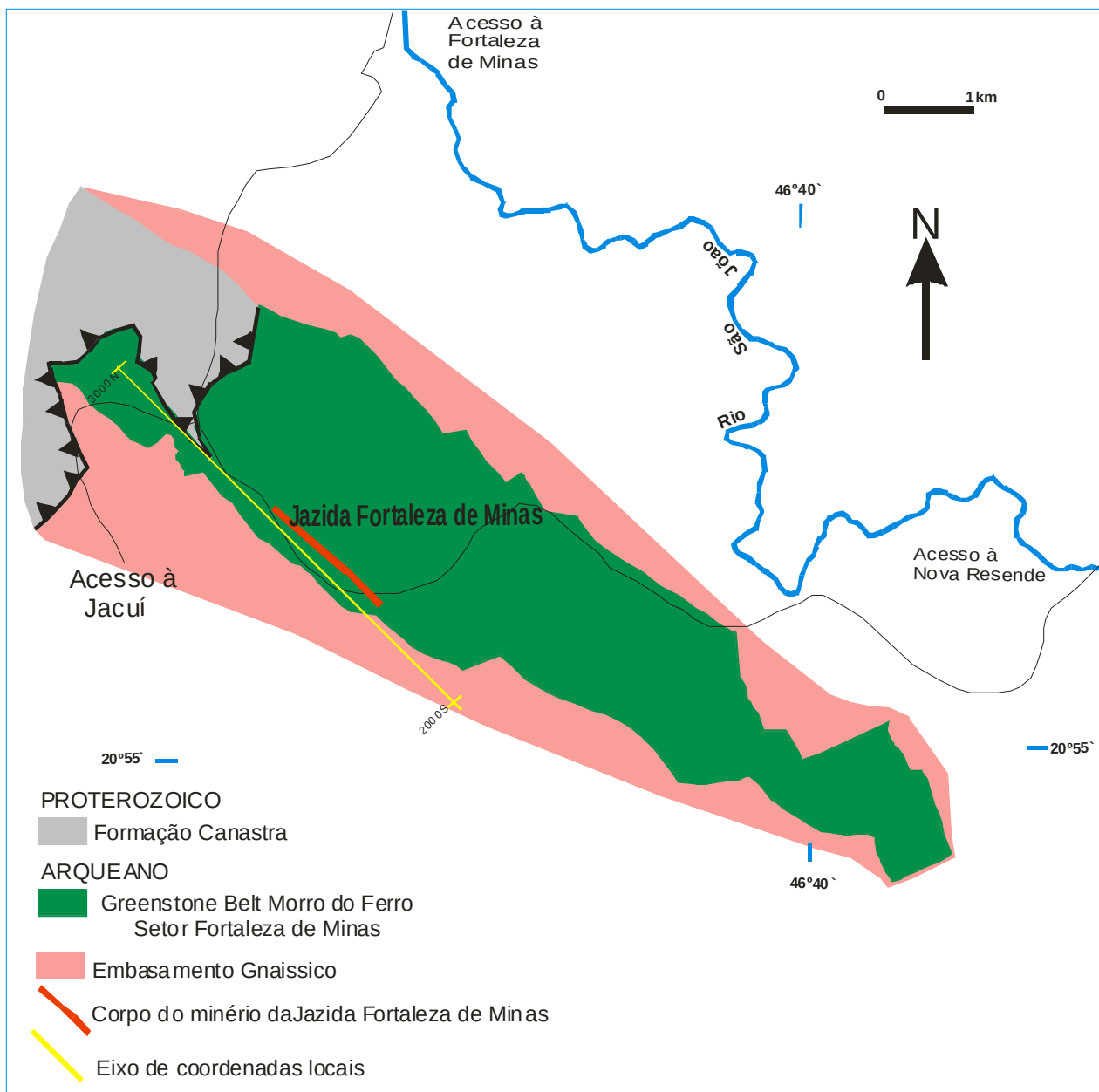


Figura 6 - Detalhe do Greenstone Belt Morro do Ferro no setor de Fortaleza de Minas.
(Modificado de Mineração MSF.)

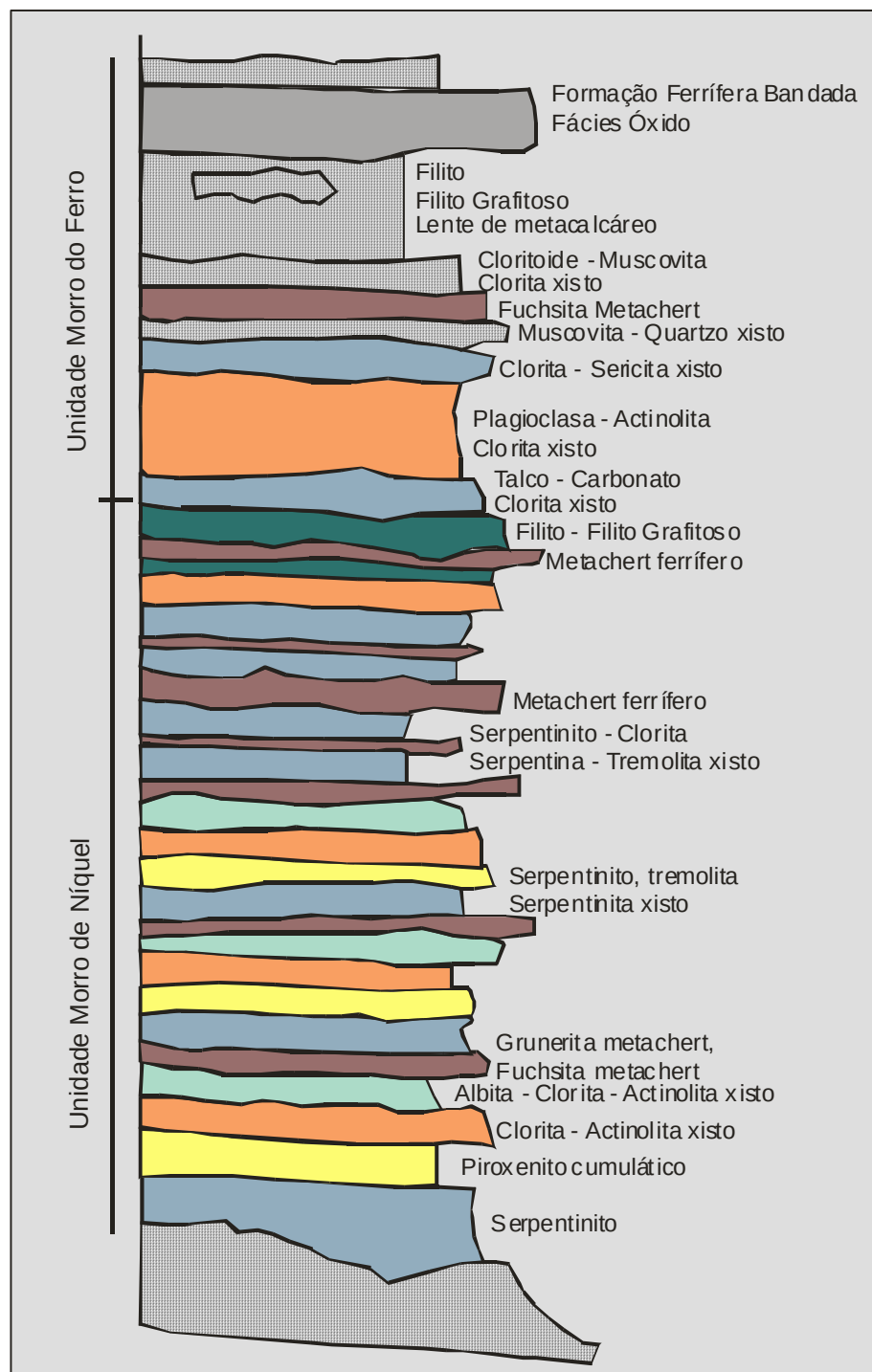


Figura 7 - Coluna estratigráfica esquemática do Greenstone Belt Morro do Ferro no setor de Fortaleza de Minas. Modificado de TEIXEIRA *et al.* (1987)

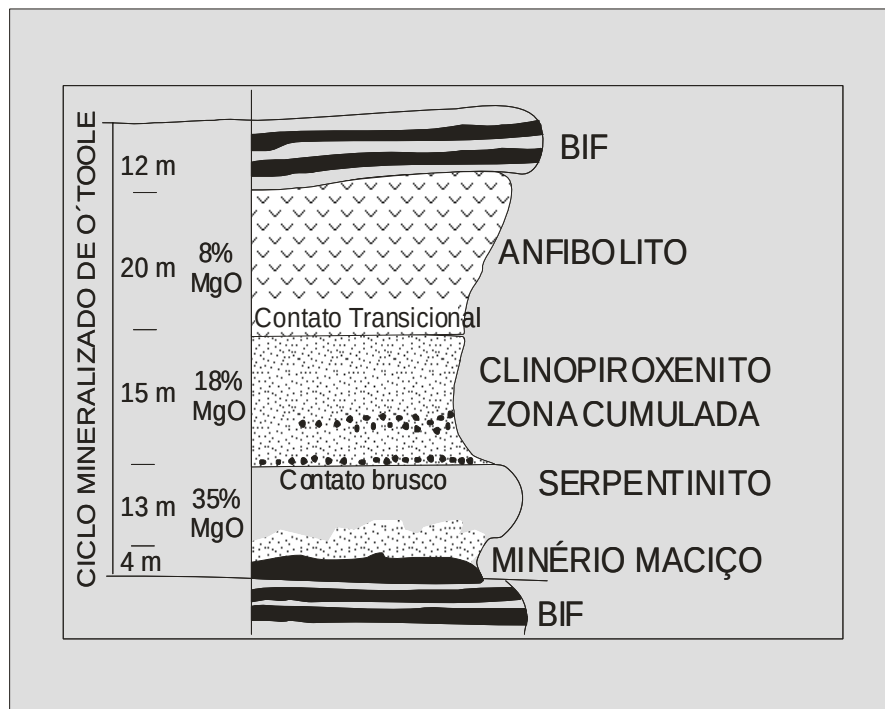


Figura 8 - Litoestratigrafia detalhada do ciclo vulcânico mineralizado no depósito da Jazida Fortaleza de Minas. Retirado de Brenner *et al.* (1990).
BIF - Formação ferrífera bandada

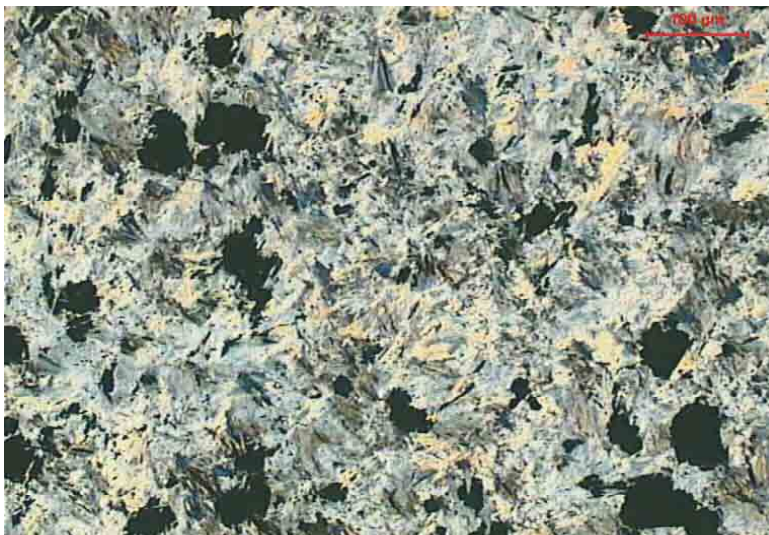


Figura 9 - Fotomicrofotografia do serpentinito maciço apresentando textura homogênea, com presença de serpentina recristalizada (em azul acinzentado), cristais granulares e irregulares de magnetita (em preto), e pontuação de carbonato (em amarelo). Fotomicrografia com nicóis cruzados.



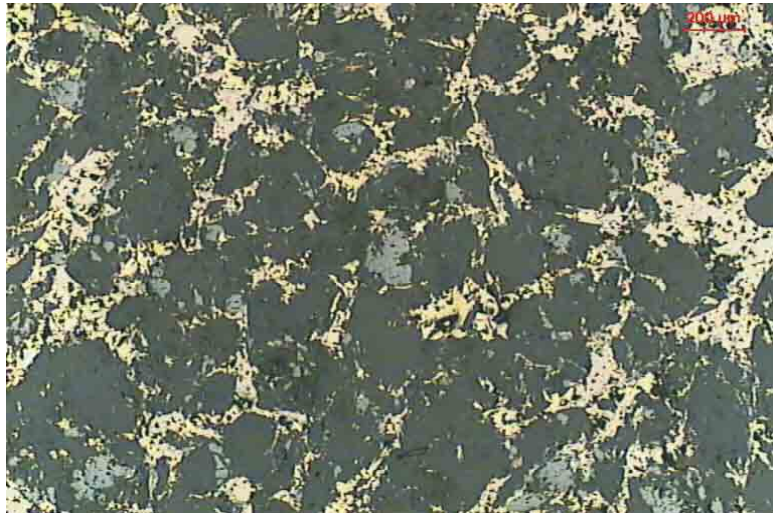
Figura 10 - Fotomicrofotografia do serpentinito manchado, evidenciando os agregados carbonáticos milimétricos (em amarelo) dispersos em uma matriz de serpentina (em cinza-azulado). Fotomicrografia com nicóis cruzados.



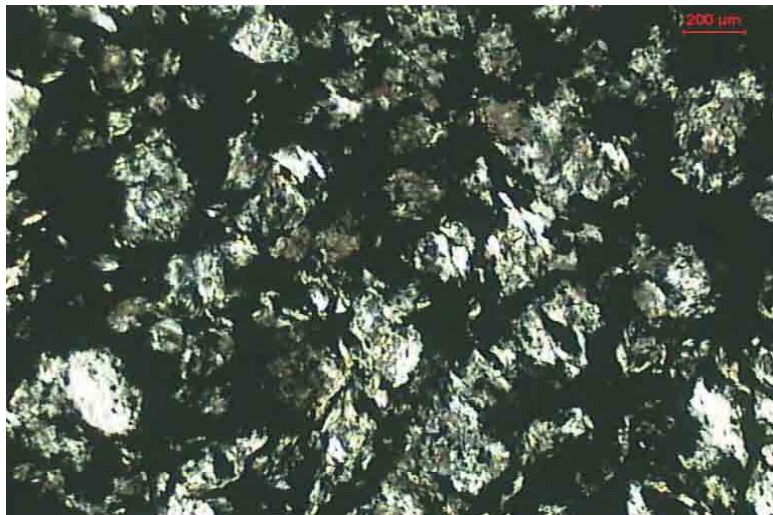
Figura 11 - Fotomicrofotografia da Formação Ferrífera Bandada evidenciando uma alternância de bandas de cummingtonita (castanho) e bandas de ferroactinolita (verde) com a presença de sulfetos associados. Destaca-se a presença de cristais de quartzo deformados (branco) em matriz de anfibólio. Fotomicrografia com nicóis cruzados.



Figura 12 - Fotomicrofotografia mostrando o minério disseminado com textura de intercrescimento entre os sulfetos pirrotita (rosa claro) e pentlandita (amarela), magnetita (cinza) e serpentina (preto).



A



B

Figura 13 A, B - Fotomicrografia do minério intersticial.

A. Destaque dos sulfetos pirrotita e plumbagita envolvendo amendôas de serpentina, com inclusões de magnetita. Fotomicrografia sob luz refletida.

B. Destaque para a forma amendoada sigmoidal dos grãos de serpentina. Fotomicrografia sob luz transmitida.



Figura14 -Fotomicrofotografia do Minério Brechóide Tipo BR1. Observa-se uma matriz sulfetada composta predominantemente por pirrotita (rosa claro)e pentlandita (amarela). A magnetita localiza-se no interior dos clastos de serpentinito.



Figura 15 - Amostra de Minério Brechóide Tipo BR2 com clastos irregulares de serpentinito (preto) envolvidos por uma massa de sulfetos (amarelado).



Figura16 - Amostra do Minério Tipo "SU". Observa-se clastos de talco de forma amendoada (preto e esverdeado) circundados por sulfetos (amarelo) configurando faixas miloníticas.



Figura 17 - Fotomicrofotografia do Minério Tipo "SC" (preto) destacando sua localização preferencial junto às bandas de ferroactinolita (esverdeado). Fotomicrografia com nícois cruzados.

Capítulo IV

Geologia estrutural

Segundo o modelo estrutural da Jazida Fortaleza de Minas de SANTOS (1996) a foliação na área da jazida tem caráter amendoado anastomosado e é marcada por xistosidade, bandamento composicional, foliação milonítica e aleitamento com relação de paralelismo entre as feições. Os contatos litológicos e entre os minérios são paralelos à foliação e acompanhados de zonas de cisalhamento rúpteis-dúcteis. A variação na direção e no rumo de mergulho da foliação é devido ao amendoamento (resultado da articulação das zonas de cisalhamento rúptil-dúctil) bem desenvolvido em todas as suas escalas. A medida preferencial da foliação ao redor da jazida é N35W/80SW, com um pequeno desvio na direção preferencial da mina (N47W/83SW). Os mergulhos da foliação são para SW, sendo que um grande número ocorre em direção NE, como resultado do amendoamento dos litotipos. Este caráter foi também observado em profundidade neste trabalho e está expresso nos mapas de linhas de formas (Anexo 1 a 6). A lineação mineral e de estiramento observada em anfibólios, quartzo, magnetita e sulfetos é preferencialmente N57W/4SE, apresentando localmente valores de lineação de alto mergulho que ocorrem no plano NE-SW (N31E/87SW).

SANTOS (1996) sugere que a jazida encontra-se em uma zona de cisalhamento, transcorrente sinistral, de caráter transtensional com uma movimentação de rumo. Os dados obtidos neste trabalho deferem dos apresentados por essa autora, sendo que as lineações de estiramento mineral não são sub-horizontais, e sem com ângulos de mergulho médio o que indica uma movimentação oblíqua.

No presente capítulo serão apresentadas as distintas estruturas geológicas, os dados estruturais levantados nos trabalhos de campo e posteriormente o tratamento estatístico.

A Jazida Fortaleza de Minas é constituída por um corpo de sulfeto maciço explorado em uma cava de 1600 m de comprimento e 300 m de largura, atingindo a cota 940 no fundo do open pit. A diferença de cota já explorada é de aproximadamente 80 m. Esta mina possui as galerias

subníveis: 920, 919, 900, 870, 851, 833, 817, 801, 781 e 761. Todos os subníveis da mina estão divididos fisicamente por uma pequena galeria originada na rampa de acesso ao subterrâneo que possibilita determinar o norte e o sul de cada um.

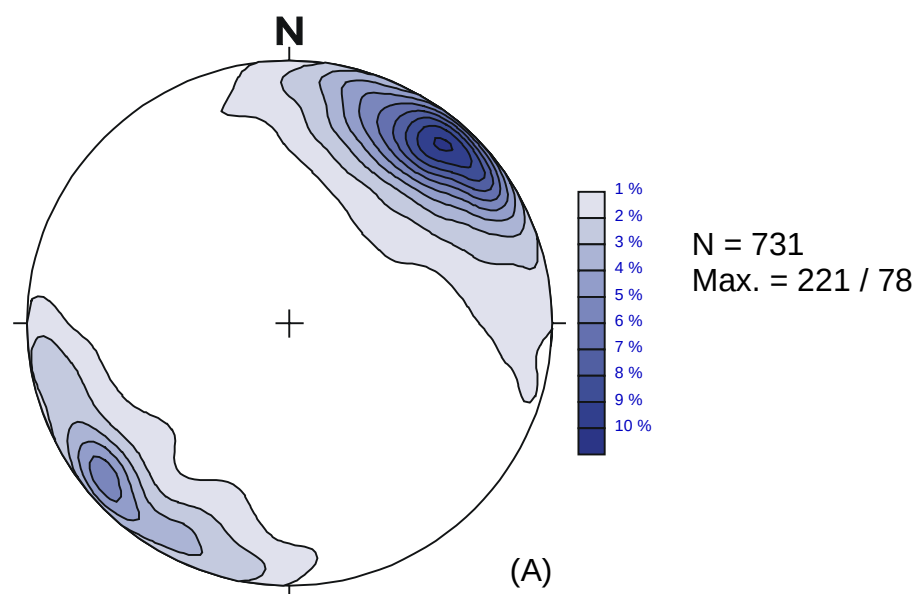
Foram levantados dados estruturais em todos os subníveis divididos em norte e sul, excluindo-se os subníveis 920, 919, 900 por questões de falta de segurança para percorrê-los e o subnível 761 por ainda estar em desenvolvimento.

4.1. Elementos estruturais

4.1.1. Foliação

Neste trabalho foram medidas as atitudes de 731 planos de foliação, representados por foliação milonítica em anfibólio xistos, xistosidade e bandamento composicional no BIF e nos serpentinitos em lugares pontuais e com um espaçamento entre os pontos medidos de 10 m.

Os pólos de atitude das foliação foram plotados em estereogramas Schmidt-Lambert com projeção no hemisfério inferior, utilizando o programa Stereonet (Geological Software -versão 3.03) (Figura 18).



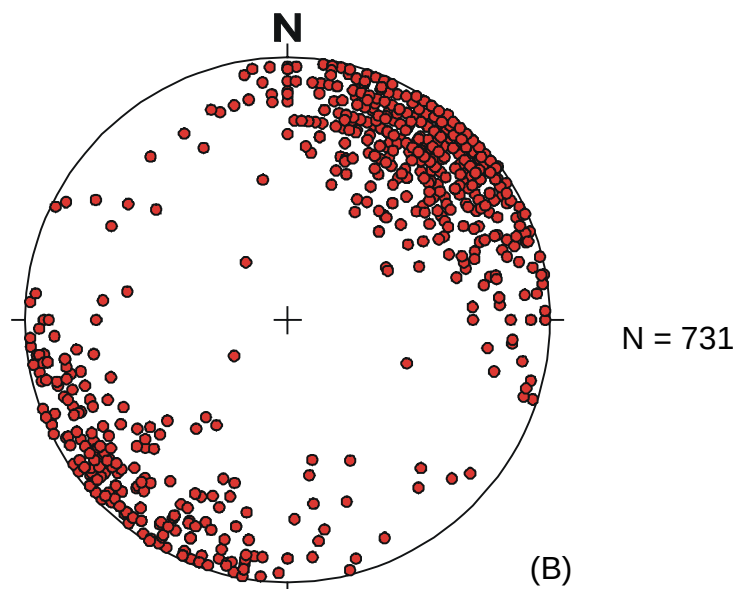


Figura 18 – Estereograma Schmidt-Lambert, hemisfério inferior, dos polos das atitudes das foliações totais na Jazida O`Toole. A. isolinhas, B. pontos.

Como resultado de todas as medidas, foi possível observar que a foliação apresenta um máximo em torno de 221/78. A variação do mergulho entre SW e NE é devida ao amendoamento dos corpos, visualizado nos mapas de linhas de forma estrutural e nas seções verticais. (Anexos 1 a 3 e Anexos 5 a 26).

Esta pequena variação na orientação das foliações, tanto na horizontal como na vertical, pode ser atribuída ao amendoamento dos litotipos e também a perturbações superficiais evidenciadas pelas estruturas *pinch and swell* no contato entre sulfeto maciço e rochas encaixantes. As distintas propriedades reológicas são responsáveis por estas perturbações superficiais.

Para uma melhor visualização do comportamento geométrico da foliação na jazida, as análises estatísticas foram realizadas a partir do agrupamento de foliações em setor norte e sul.

No setor norte foram obtidas 364 medidas incluindo os subníveis 781, 801, 833, 851 e 870 com um máximo de 226/78 (Figura 19 A).

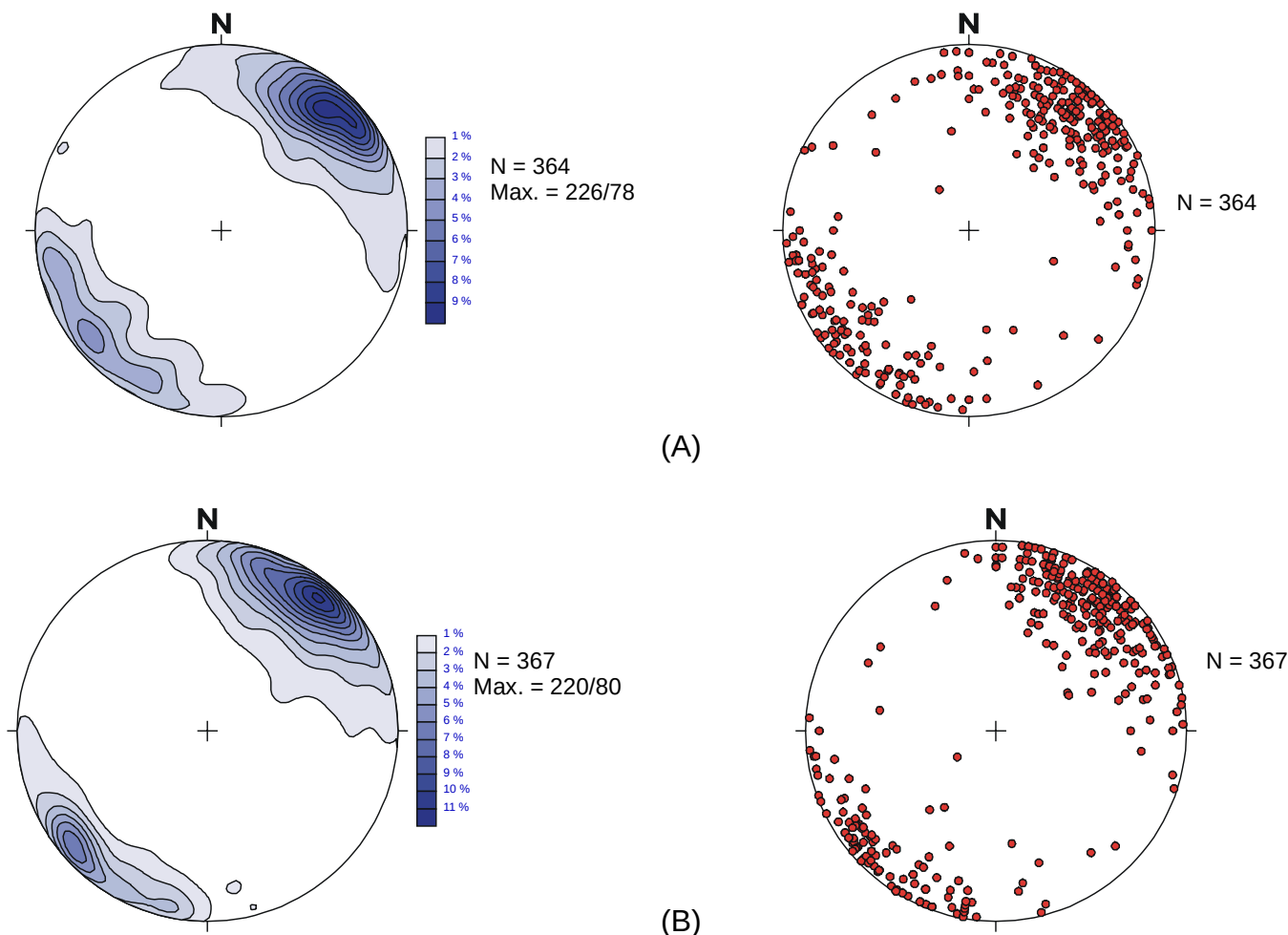


Figura 19 – Estereogramas Schmidt-Lambert, projeção hemisfério inferior, dos polos das atitudes das foliações das porções norte e sul na Jazida Fortaleza de Minas. A. Norte, B. Sul.

Para uma melhor visualização e interpretação dos dados de foliação foi produzido um mapa de isomergulhos da foliação ao longo do corpo com medidas dos subníveis 781, 801, 817, 833, 851 e 870 e dentro das coordenadas locais N 1300 até N 2400, utilizando o software Surfer (golden Software – versão 6.01).

Normalmente os mapas de isovalores de qualquer variável estão relacionados a expressão de um plano horizontal. Neste caso e para evidenciar as anomalias no plano do corpo do minério, que se encontra com orientação N 45 W e um mergulho de 78° a 80° para SW, realizou-se o mapa dos valores de

Na figura 20 evidenciam-se lineamentos de valores médios que se assemelham as orientações das lineações de estiramento mineral. Esta é uma observação curiosa. O mapa de isovalores desta figura representa o plano do corpo do minério com suas formas e anomalias.

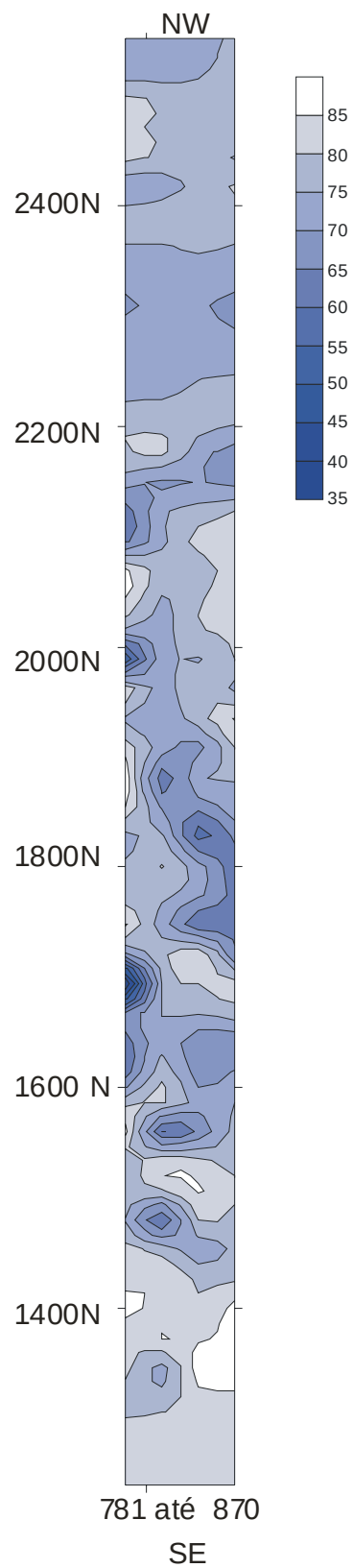


Figura 20 - Mapa de isovalores de mergulho.

4.1.2. Lineação

Foram levantadas 138 medidas de lineações minerais e de estiramento. Estes dados foram obtidos no plano XY (plano da foliação) em rochas de granulometria grossa, representadas pelos anfibólios xistos e BIFs. As medidas foram tomadas no mesmo ponto das foliações, verificada a viabilidade de execução de cada uma. As lineações foram plotadas em estereogramas Schmidt-Lambert com projeção no hemisfério inferior, utilizando o software Stereonet (Geological Software -versão 3.03) (Figura 21). As atitudes máximas destas lineações correspondem à 137 / 54, representando 11%, com o máximo principal e máximo secundário de 326 / 49 representando 4% .

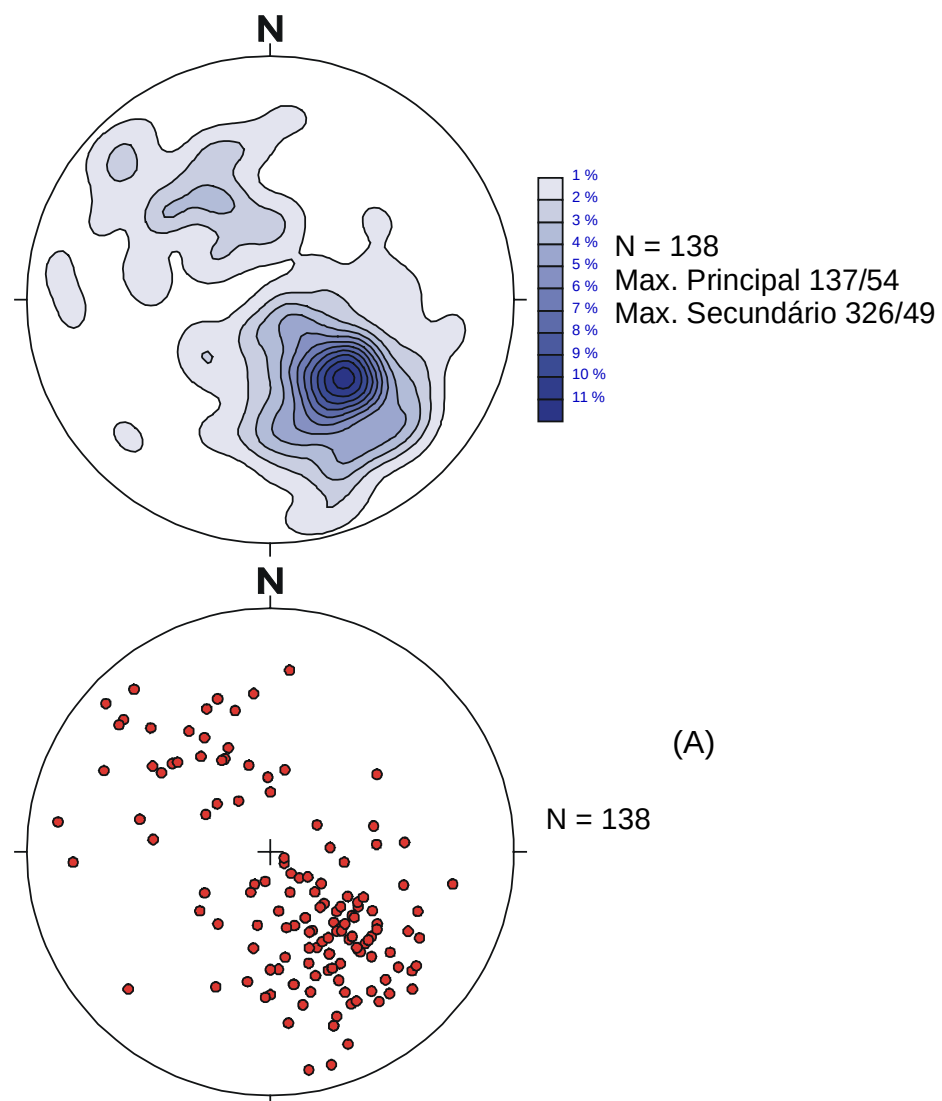


Figura 21 - Estereograma Schmidt-Lambert, hemisfério inferior, das lineações totais na Jazida Fortaleza de Minas. A. isolinhas, B. pontos.

As análises estatísticas foram realizadas separadamente nos setores norte e sul da jazida.

No setor norte foram obtidas 83 medidas, incluindo os subníveis 781, 801, 833, 851 e 870. Como resultado o máximo principal correspondente a 14% foi de 135 / 54 e o máximo secundário foi de 327 / 51 representando 3.8 % (Figura 22 A).

No setor sul foram obtidas 55 medidas, incluindo os subníveis 781, 801, 817, 833, 851 e 870. O máximo apresentado foi de 135 / 46 representando 14%, e o máximo secundário foi de 329 / 41 correspondendo a 3% (Figura 22 B).

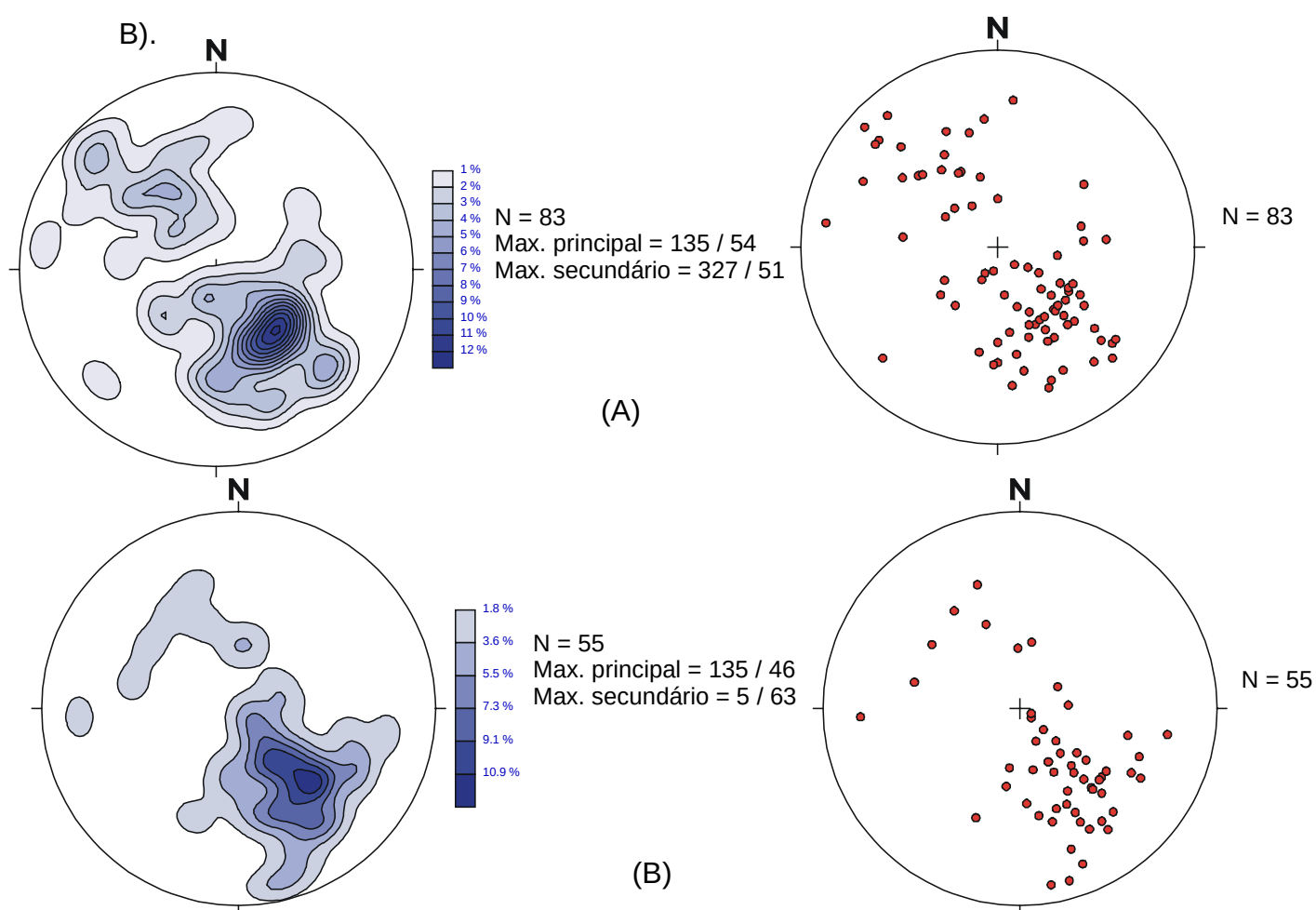


Figura 22 – Estereogramas Schmidt-Lambert, projeção hemisfério inferior, das lineações nas porções norte e sul na Jazida Fortaleza de Minas. A. Norte, B. Sul.

Observa-se que no setores norte e sul os máximos principais são iguais, apresentando uma pequena variação quanto ao mergulho da lineação, que na porção norte é de 54° e na sul é de 46° .

No esquema de amostra de mão de anfibólio xisto visualiza-se o plano da foliação com a lineação mineral destacando o alto mergulho (Figura 23).

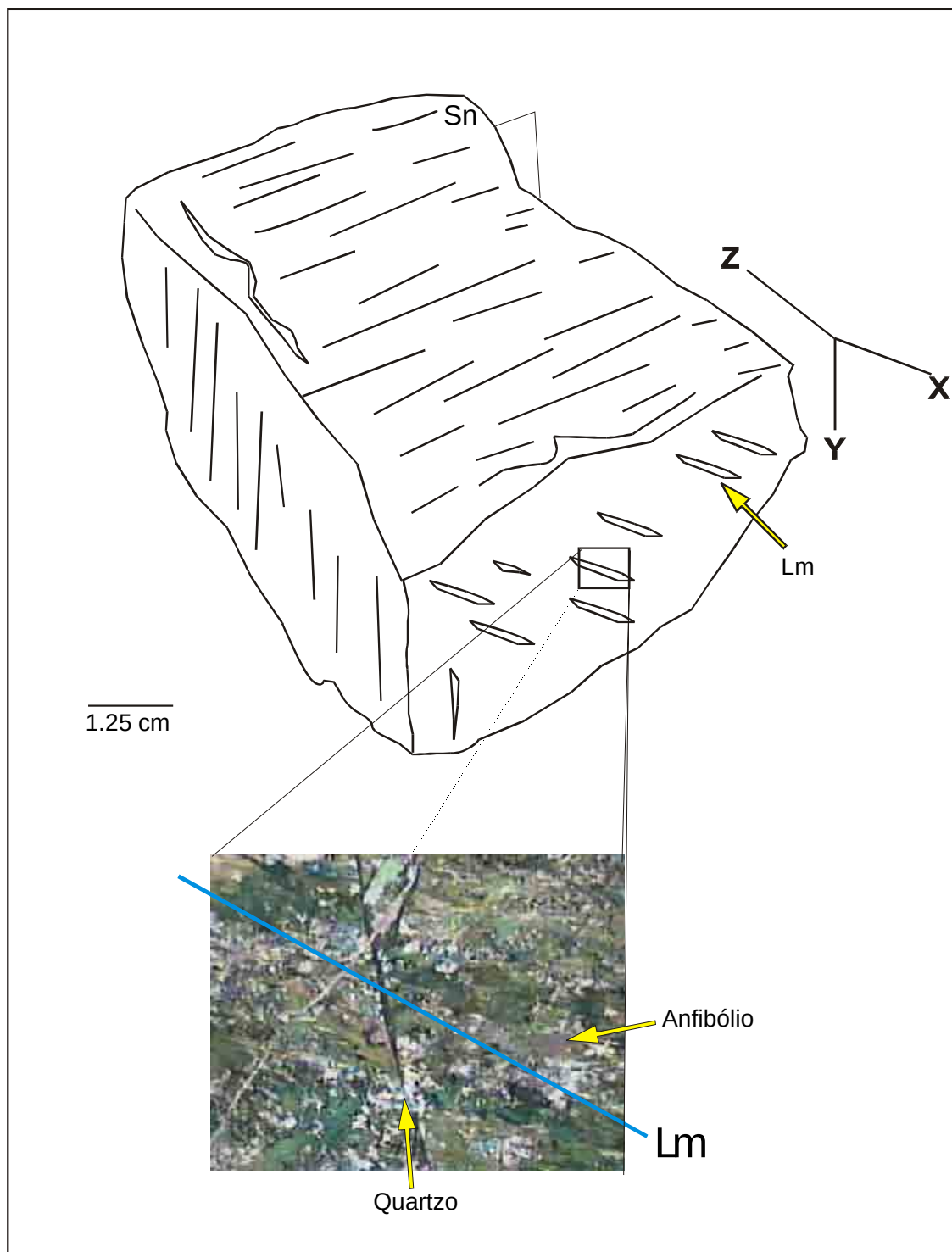


Figura 23 - Detalhamento da foliação milonítica (Sn) do Anfibólio xisto em amostra de mão, com indicação da lineação de estiramento mineral (Lm) vista no plano XY.

4.1.3. Juntas

Foram levantadas 206 medidas de juntas na superfície e subsuperfície. Estas medidas também foram separadas em setores norte e sul, conforme a disposição das galerias em relação ao acesso principal dos subníveis. Realizou-se medidas de juntas separadamente na lapa, na capa e na cava.

Os resultados estão expressos nos seguintes planos de juntas:

1. Juntas norte (Figura 24 A):

O fraturamento do setor norte da jazida está representado por 5 máximos: 207 / 55, 309 / 47 e 130 / 80.

2. Juntas sul (Figura 24 B):

No setor sul os máximos estão em: 176 / 72, 297 / 77 e 94 / 85 .

3. Juntas da lapa (Figura 25 A):

Os máximos são: 173 / 86, 204 / 45, 264 / 45, 269 / 82, 321 / 63 e 300/86.

4. Juntas da capa (Figura 25 B):

Foram determinados os máximos: 225/84, 230/45, 324/65, 97/47 e 109/79.

5. Juntas da cava (Figura 26):

Máximos de 237 / 49, 297 / 80, 320 / 62, 109 / 78 e 99 / 45.

6. Juntas totais (Figura 27):

Máximos de 298 / 73, 211 / 65, 306 / 67, 355 / 77, 97 / 47 e 106 / 80.

Os resultados acima não incluem medidas dos níveis 919 e 920 porque estes mostraram um padrão caótico, isto é, sem a delimitação de máximos. Uma das possíveis causas deste comportamento pode estar relacionada a exploração da cava, cujo piso está localizado 20m acima dos subníveis mencionados, o que gera interferência entre as juntas naturais e aquelas produzidas na operação de lavra (detonações).

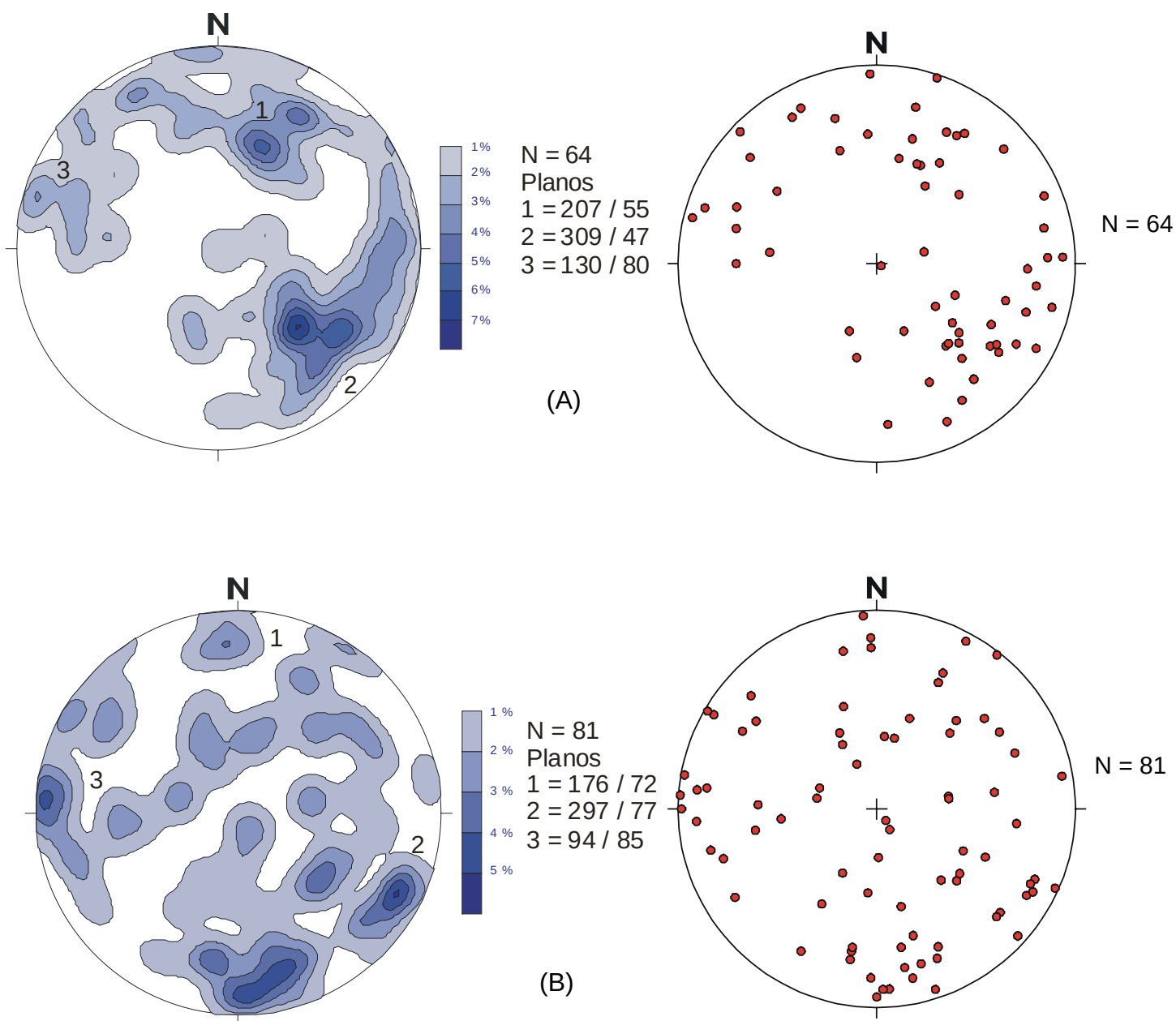


Figura 24 – Estereogramas Schmidt-Lambert, projeção hemisfério inferior, dos polos das juntas nas porções norte e sul na Jazida Fortaleza de Minas.

A. Norte, B. Sul.

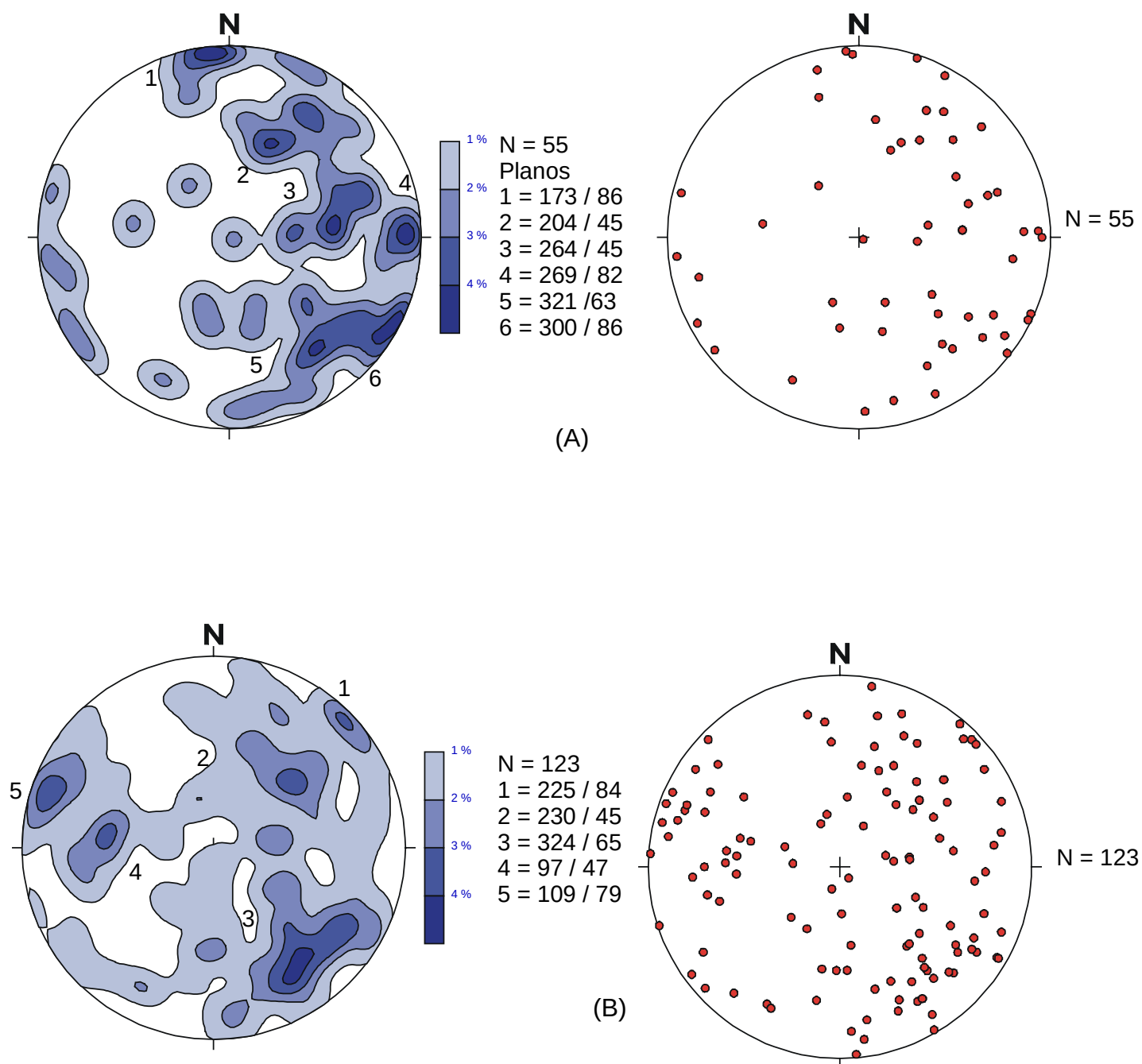


Figura 25 – Estereogramas Schmidt-Lambert, projeção hemisfério inferior, dos polos das juntas na lapa e na capa da Jazida Fortaleza de Minas.

A. Lapa, B. Capa.

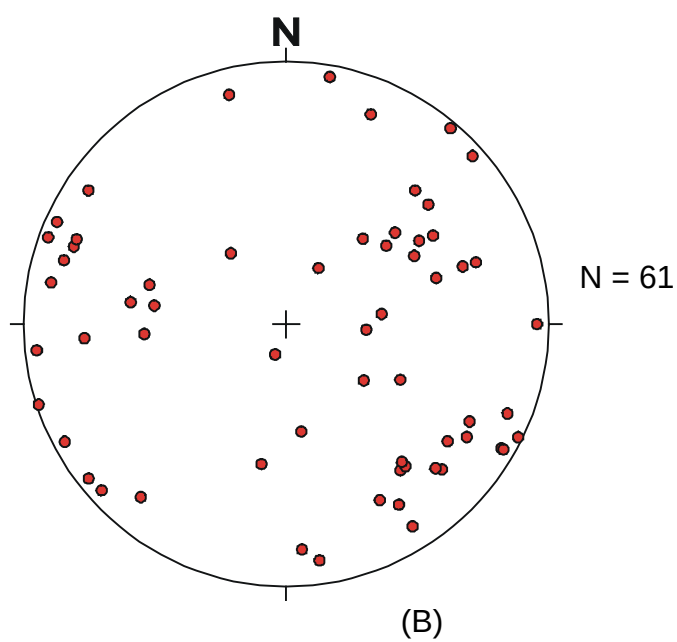
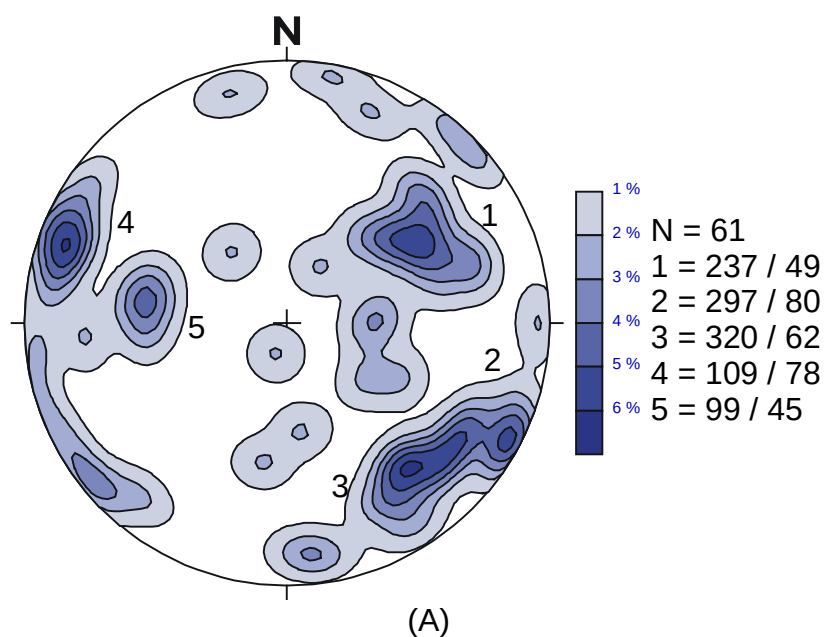


Figura 26 - Estereograma Schmidt-Lambert, hemisfério inferior, dos polos das juntas na cava da Jazida Fortaleza de Minas.

A. isolinhas, B. pontos.

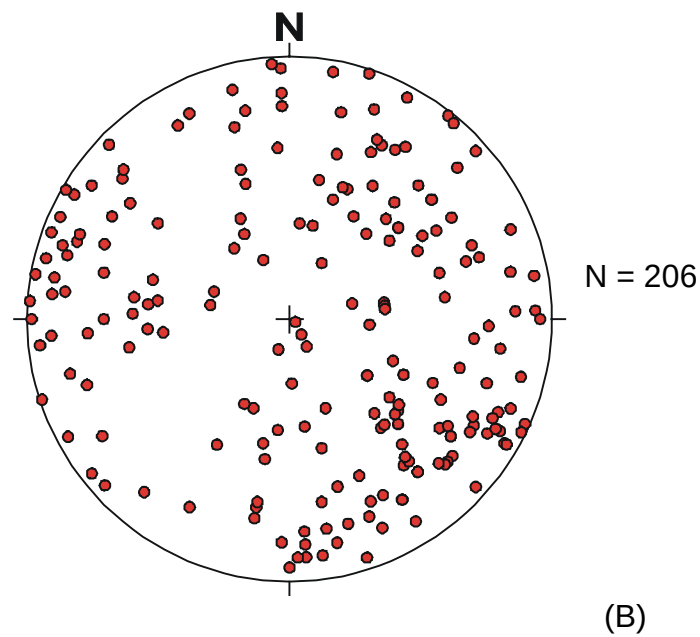
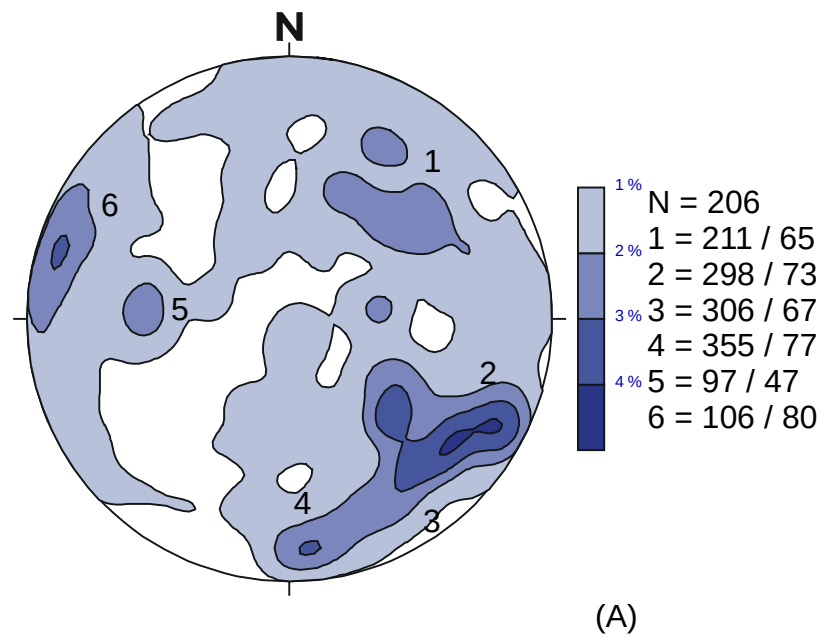


Figura 27 - Estereograma Schmidt-Lambert, hemisfério inferior, dos polos das juntas totais da Jazida Fortaleza de Minas.
 A. isolinhas, B. pontos.

A análise dos resultados dos estereogramas de juntas dos setores norte e sul, destaca diferenças quanto à orientação dos máximos, sendo que no setor norte a direção é NE / SW e NW / SE, e no setor sul NE / SW e N-S, W-E. Em relação ao mergulho, no setor norte há uma oscilação entre valores médios à altos (45° a 80°) e no setor sul os valores são praticamente altos (72° a 85°).

Na lapa as juntas possuem uma orientação NW / SE, N-S e NE / SW, apresentando valores de mergulho entre 45° e 90° . Neste caso existe um trend de fraturamento NE / SE paralelos e subparalelos ao plano da foliação.

A capa apresenta máximos pontuais próximos ao trend de valores mencionado anteriormente, com exceção dos grupos de juntas 4 e 5 que formariam um par conjugado. As juntas da capa tem orientação NE / SW, NW / SE e N-S, sendo as primeiras com atitude de mergulho para NW, as segundas para SW e as ultimas para E.

Na cava o mesmo padrão observado na capa é mantido.

Com base no estereograma das juntas totais é possível aplicar o modelo teórico de Riedel para os dados levantados na Jazida For taleza de Minas (Figura 28).

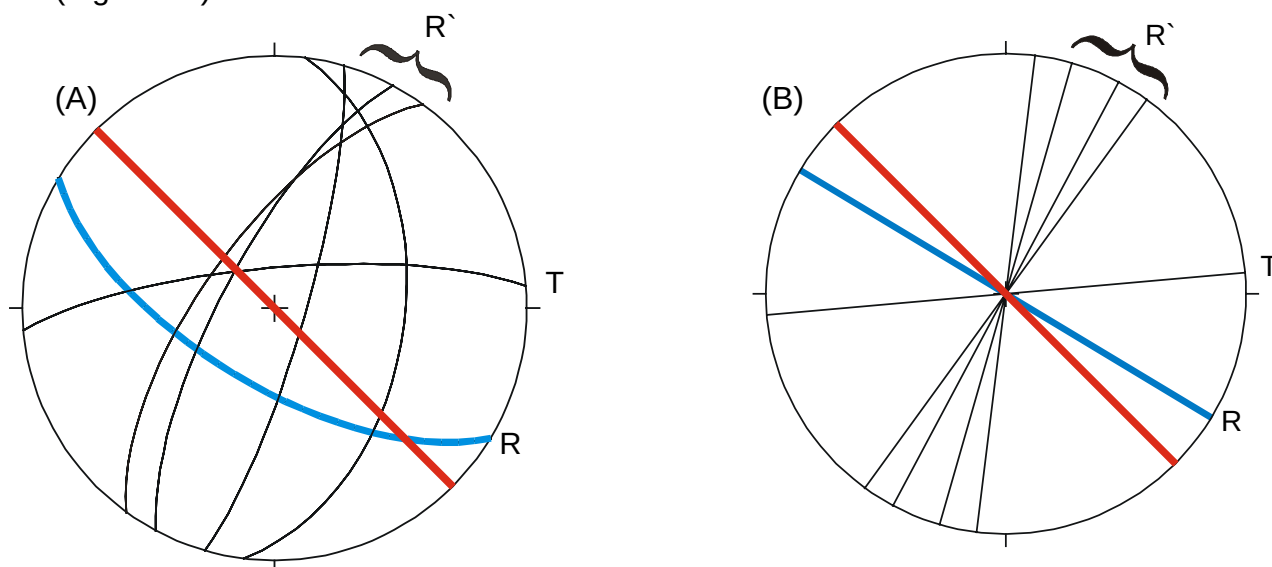


Figura 28 – A. Estereograma Schmidt-Lambert, hemisfério inferior, dos máximos das juntas totais. (Em vermelho a orientação geral do corpo).

B. Estereograma Schmidt-Lambert, hemisfério inferior, dos máximos das juntas totais, com mergulhos verticais. (Em vermelho a orientação geral do corpo).

Com frequência ocorrem arranjos de juntas conjugadas na capa e na unidade anfibólio xisto, cuja bissetriz aguda é paralela a zona de cisalhamento (N45W), delimitando corpos de rochas onde são observadas estruturas sigmóides que indicam o sentido da movimentação (Figura 29).

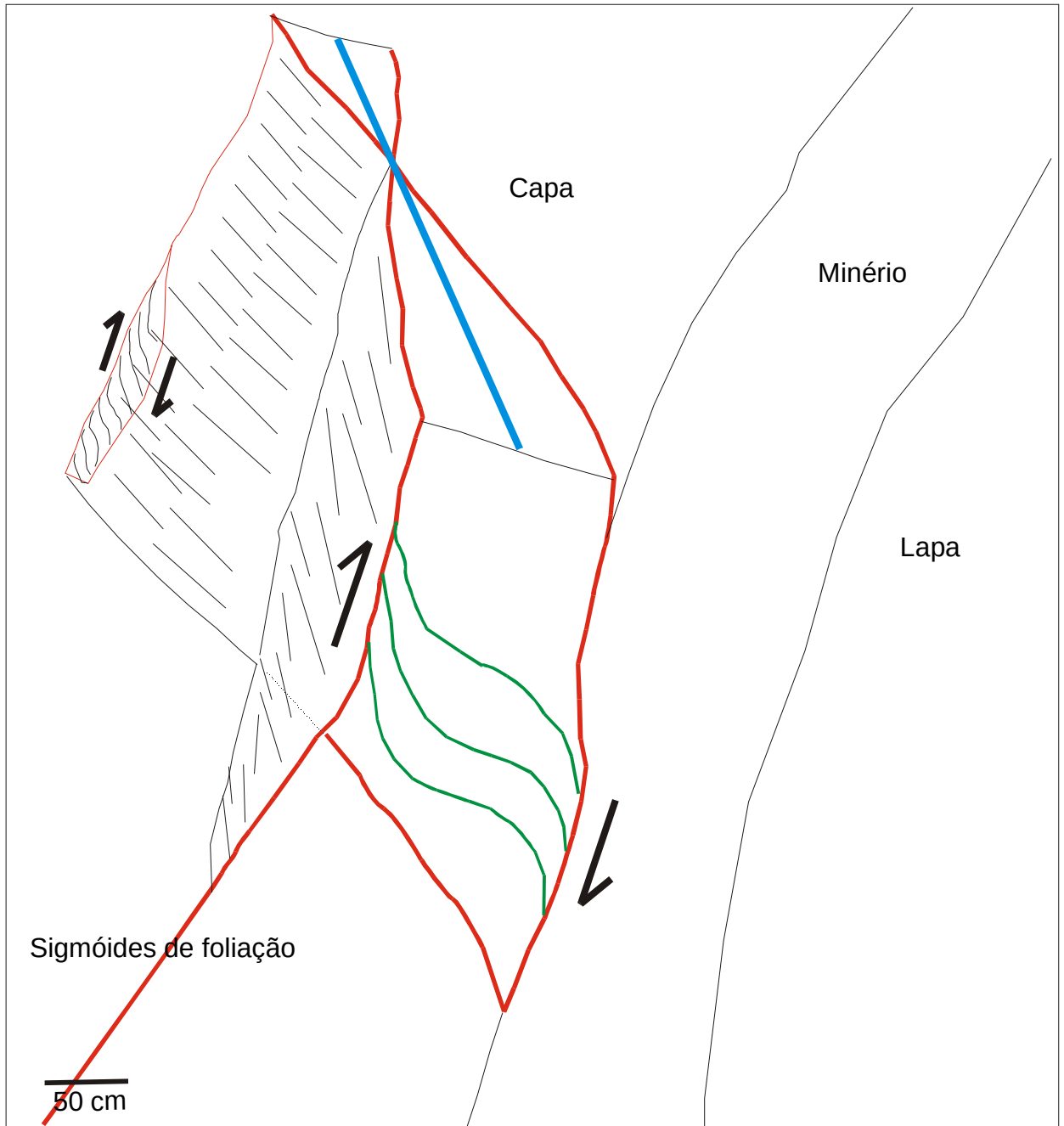


Figura 29 - Bloco diagrama de falhas conjugadas observadas no nível 850, na capa no anfibólio-xisto. Em verde, destaque nas sigmóides de foliação com movimentação inversa. Em azul, a bissetriz aguda das falhas conjugadas, com orientação paralela ao corpo do minério (N 45 W).

4.1.4. Dobras

Na jazida O'toole ocorre uma grande variedade de dobras, em escala micro e mesoscópica, com uma variação desde intrafoliais, isoclinais até dobras de comprimento de onda de vários metros, na maioria assimétricas. Foram observadas, também, dobras de arrasto que ocorrem no contato entre o minério e as rochas encaixantes.

Essas estruturas apresentam planos axiais paralelos tanto à foliação, como aos contatos e ao bandamento composicional. No bandamento composicional do BIF podem ser reconhecidas dobras intrafoliais e isoclinais dos tipos M, S e Z) com plano axial vertical (Figura 30).

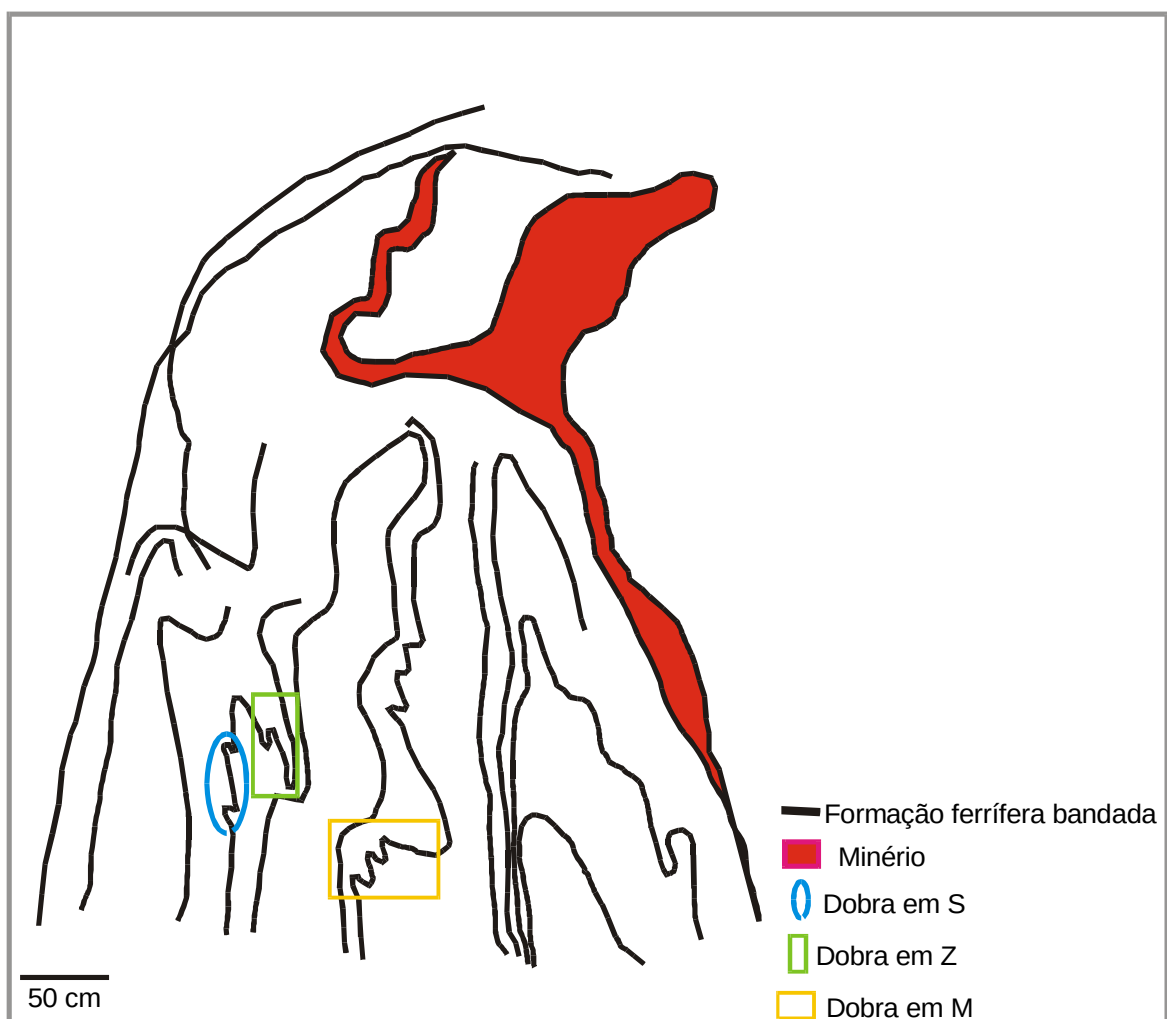


Figura 30 – Seção vertical paralela à frente de lavra do subnível 900 destacando os distintos tipos de dobras.

No teto da galeria do subnível 851, foram observadas dobras com plano axial vertical no BIF (Figura 31).

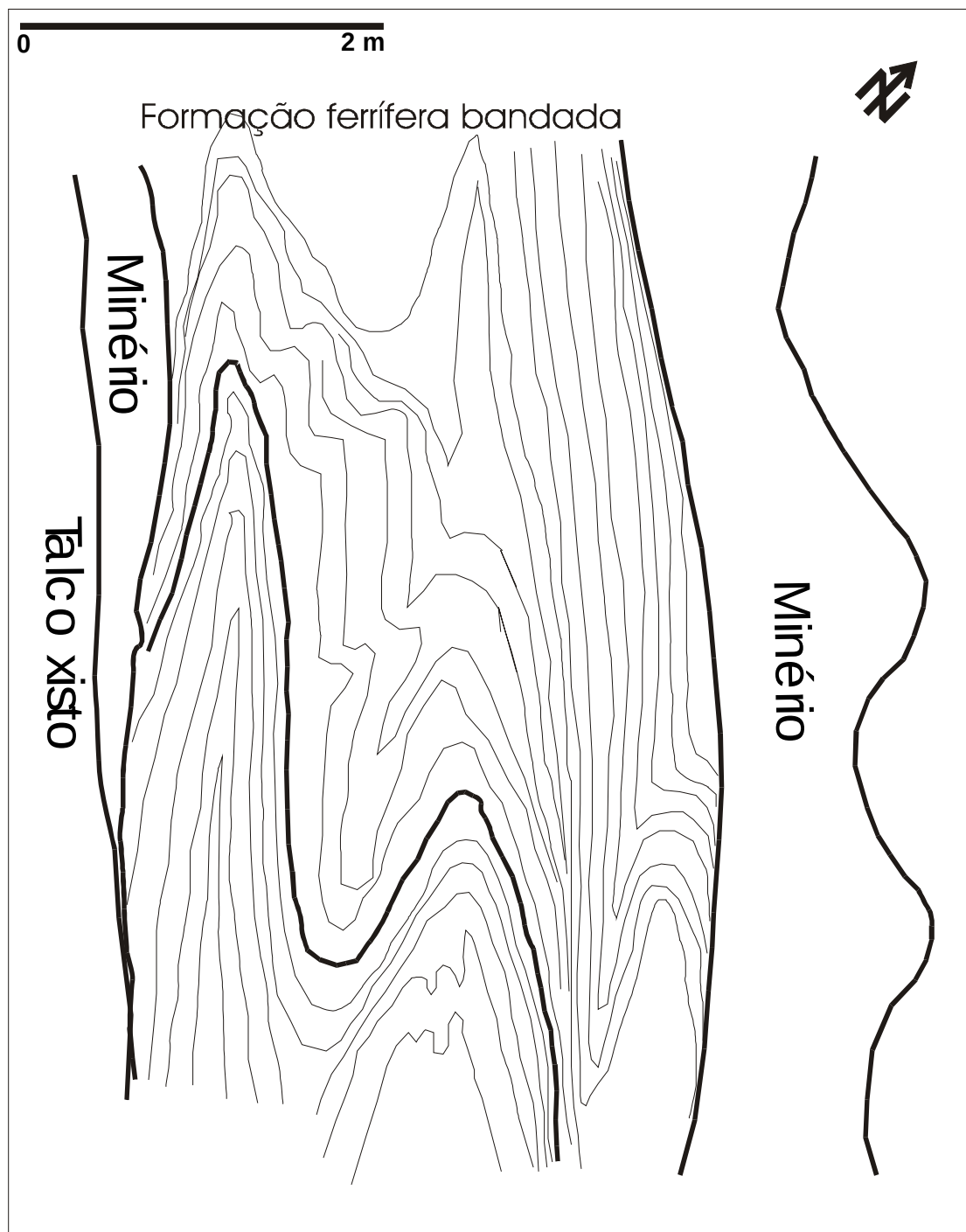


Figura 31 – Vista em planta do dobramento do BIF no teto do subnível 851, com plano axial vertical.

4.1.5. Zonas de cisalhamento

Na galeria 870 N ocorre uma zona de cisalhamento secundária na capa de aproximadamente 3 metros de largura, com orientação 130/75, de movimentação dextral que produz o estrangulamento do corpo do minério passando de uma direção 296° a 336°. Zonas de cisalhamento com esta orientação e também SE-NW foram interpretadas no mapa de linhas de forma estrutural .

4.1.6. Indicadores Cinemáticos

Os indicadores cinemáticos encontrados na mineração correspondem aos descritos para regimes dúctil e rúptil, tanto em escala macroscópica, mesoscópica quanto em microscópica.

Na escala macroscópica pode-se observar sigmóides assimétricos no corpo do minério, desenhados nos mapas pela intersecção de traços estruturais, com orientação N-S e E-W ou NE-SW.

Em escala mesoscópica, os principais indicadores cinemáticos são as estruturas S-C, observadas no plano X Z, ou seja, no teto da galeria (Figura 32).

Figura 32 – Vista em planta de estruturas S-C observadas no teto da galeria.

Um segundo indicador em escala mesoscópica está representado por dobras de arrasto produzidas no contato entre o BIF e o minério na lapa ou entre o serpentinito e o minério, também na lapa, podendo atingir dobras em bainha com vergência para o sudeste com indicação de movimentação sinistral.

Em escala microscópica, foram encontrados diversos indicadores cinemáticos, como estruturas S-C, faixas de recristalização de porfiroblastos e crescimento de minerais fibrosos nas mesmas (strain fringes).

Os porfiroblastos observados podem ser do tipo δ representado pelas faixas de recristalização rotacionadas (Amostra F7XZ1, Prancha 1, Figura 1) indicando um sentido de movimentação sinistral, ou do tipo σ representadas por faixas de recristalização assimétricas não rotacionadas (Amostra F7XZ5, Prancha 1, Figura 2) indicando um sentido de movimentação também sinistral.

Nas faixas de recristalização de um porfiroblasto de anfibólio foi verificado o crescimento de serpentinito, configurando a estrutura *strain fringes* (Amostra F4XZ1, Prancha 2, Figura 1).

Finalmente, em escala microscópica, foi possível observar microfraturas antitéticas no porfiroblasto anfibólio, indicativo de movimentação sinistral, entretanto essa observação foi escassa (Amostra OP1XZB.NX, Prancha 2, Figura 2).

Estes dados confirmam que o sentido principal de cisalhamento é sinistral com bloco NE subindo e bloco SW (capa) descendo.

4.1.7. Análise de deformação

A análise de deformação (*strain*) auxilia no entendimento e interpretação das mudanças geométricas sofridas pelos corpos geológicos (rochas e minérios).

Neste trabalho realizou-se uma análise de *strain* em 4 amostras nos planos XZ e YZ do corpo do minério, visando caracterizar processos deformacionais ocorridos. As amostras são de sulfeto maciço com fragmentos das rochas encaixantes, na maioria dos casos serpentinito de granulometria fina.

Os parâmetros obtidos foram razão de strain R_s , flutuação e obliquidade de θ' em torno do eixo X, representadas nas figuras 33 a 36.

Método de Fry

Desenvolvido por FRY (1979), investigando as mudanças nas distribuições de objetos em uma rocha submetida à deformação. Os marcadores da rocha devem estar dispersos para, então, serem tratados como marcadores passivos em uma matriz homogeneamente deformada. A deformação homogênea deve atuar sobre uma área grande o bastante para conter centenas de objetos, contudo, sem apresentar um valor deformacional muito alto (BRAGA, 2001). De uma maneira geral, o método considera um agregado com partículas de uniformes dimensões, estatisticamente, que produzem uma série de centros vizinhos. Desta forma, uma determinada partícula apresenta todos pontos vizinhos distribuídos espacialmente refletindo o tamanho médio da mesma e o tipo de empacotamento.

Neste trabalho o método de Fry foi aplicado utilizando o programa INSTRAIN, que fornece o gráfico de Fry (1979) e o Fry normalizado (ERSLEV, 1998). O Fry normalizado, normaliza as distâncias que unem os centros dos objetos marcadores, eliminando o tamanho do grão como variável, diminuindo a indefinição de contornos em muitas figuras resultantes (BRAGA, 2001).

Método de R_f/Φ

Este método foi desenvolvido por RAMSAY (1967) e parte do pressuposto que, quando uma elipse inicial (com elipticidade R_i) é deformada homogeneamente, a forma resultante é também elíptica. A elipticidade final (R_f) depende diretamente da forma e orientação da elipse inicial e do elipsóide de deformação.

A base do método é o gráfico de R_f contra Φ_f . A partir de uma linha de referência ou corte a ser analisado, mede-se o ângulo Φ_f entre esta linha e o eixo maior de cada marcador e a partir da relação entre a dimensão dos dois obtém-se o valor de R_f . Os diversos pontos deverão se situar sobre ou em torno de uma curva simétrica em relação a uma linha com um determinado valor de Φ_f , que representa o ângulo existente entre a extensão tectônica principal e a direção da linha de referência. Os valores de R_f máximos e mínimos são lidos ao longo do eixo Φ .

No gráfico R_f/Φ há uma sistemática variação na orientação dos eixos maiores, sendo a diferença angular entre os eixos maiores das orientações uma medida desta variação. Esse ângulo é denominado de ângulo de flutuação (2Φ máx) e é uma função dos valores relativos de R_i e de R_s . Assim, quando $R_s > R_i$ a flutuação é bastante pequena, diminuindo gradativamente à medida que aumenta a deformação.

Preparação do material

Foram tomadas amostras orientadas no corpo do minério que resultaram na confecção de lâminas delgadas, cortadas nos planos XZ e YZ. Posteriormente as lâminas foram projetadas com projetor de slides e filtro polarizador sob uma folha de tamanho A4, sendo desenhados os contornos dos marcadores. Utilizando o AutoCad 2000, digitalizou-se os eixos maiores e menores dos fragmentos e com a utilização da rotina Elipse.lsp os arquivos de extensão DWG foram transformados em DAT que contém as coordenadas XY dos pontos extremos dos eixos maiores dos fragmentos. Finalmente, utilizando o programa INSTRAIN 3.02 foram calculadas a razão de instrain (R_{sxz} e R_{syx}) pelo método Fry e R_f/Φ , obtendo-se a elipticidade média do objeto (MOE), o ângulo θ entre o eixo maior da elipse e a linha de referência (foliação) e o erro médio, no primeiro método. No método R_f/Φ é possível obter o R_s em cada plano (média harmônica e aritmética), o ângulo de flutuação ($\pm 2\Phi$) e o valor de Φ .

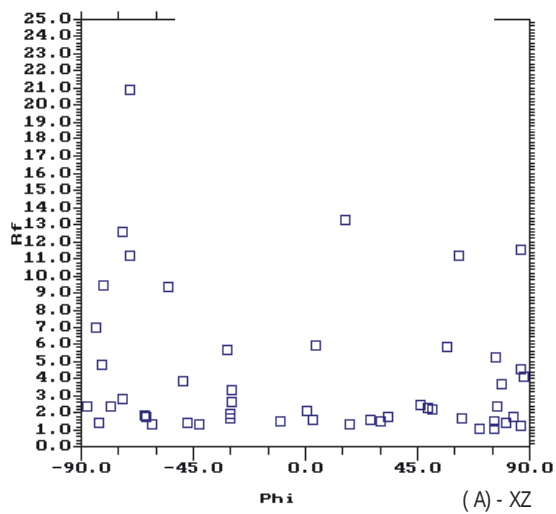
Resultados do método R f/Φ

Na amostragem 361, pelo método R f/Φ foram obtidos os seguintes valores de Rs: 2.40 para o plano XZ e 2.53 para o plano YZ e valores de flutuação de ± 63 (XZ) e ± 64 (YZ) (Figura 33).

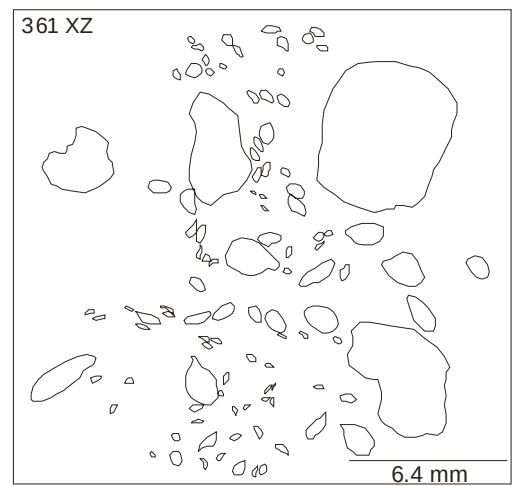
Na amostra 761n, pelo mesmo método foram obtidos os valores de Rs: 2.3 para o plano XZ e 2.1 para o plano YZ e valores de flutuação de ± 56 (XZ) e ± 54 (YZ) (Figura 34).

Na amostra 761s, os valores de Rs: 2.34 para o plano XZ e de 2.18 para o plano YZ e valores de flutuação de ± 55 (XZ) e ± 51 (YZ) (Figura 35).

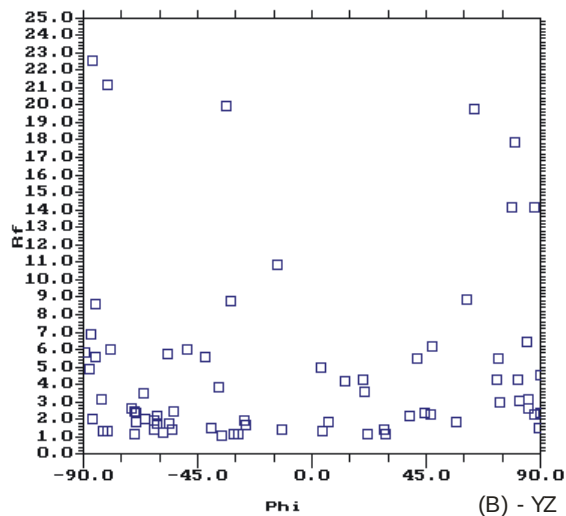
Para a amostra 781s os valores de Rs no método R f/Φ foram: 2.0 para plano XZ e 2.1 para o plano YZ e valores de flutuação de ± 58 (XZ) e ± 55 (YZ) (Figura 36).



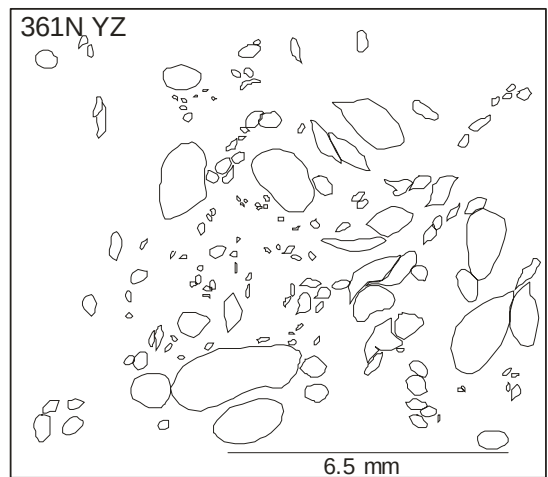
Phi: 3.001 +/- 62.232
 Elipticidade: variação (n= 50): 1.057 a 43.582
 M. A.: 4.985 +/- 6.942
 M.H.: 2.338



(C)

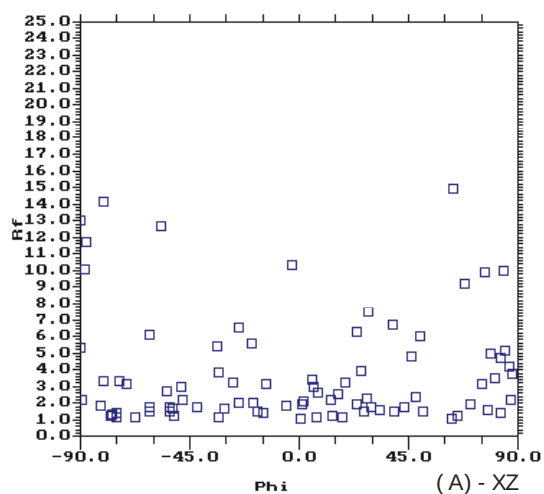


Phi: - 7.443 +/- 63.538
 Elipticidade: variação (n= 74): 1.045 a 42.338
 M. A.: 5.311 +/- 6.671
 M.H.: 2.522

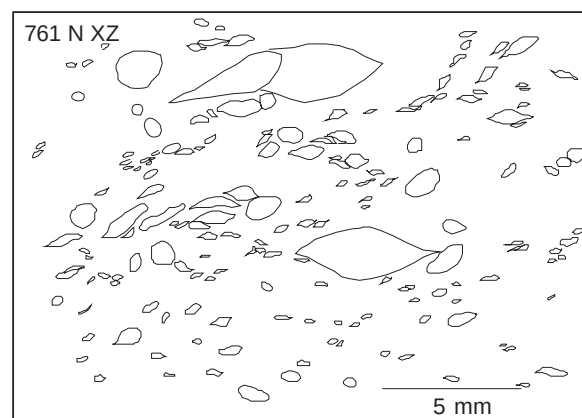


(D)

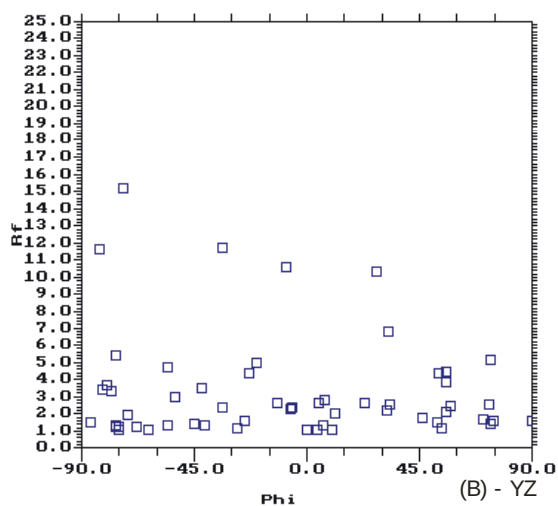
Figura 33. R f/ø da amostra 361N. (A) plano XZ, (B) plano YZ. (C e D) contorno dos marcadores.
 M. A. Media aritmética
 M. H. Média harmônica



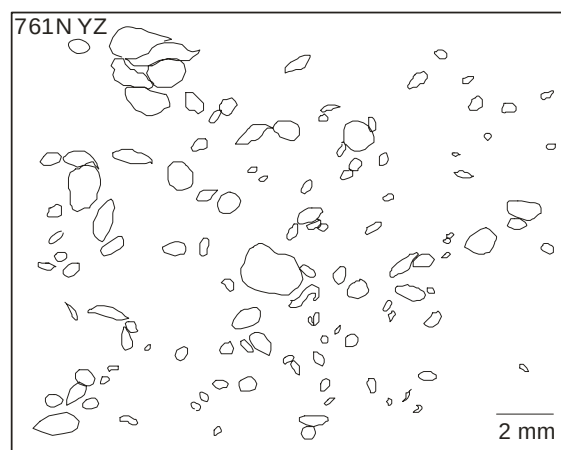
Phi: -2.305 +/- 56.094
 Elipticidade: variação (n= 85): 1.032 a 14.902
 M. A.: 3.763 +/- 3.323
 M.H.: 2.252



(C)

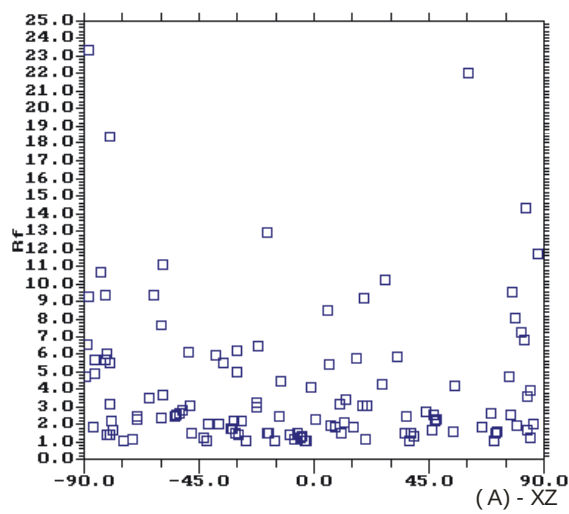


Phi: -8.530 +/- 53.831
 Elipticidade: variação (n= 56): 1.011 a 15.214
 M. A.: 3.277 +/- 3.068
 M.H.: 2.018

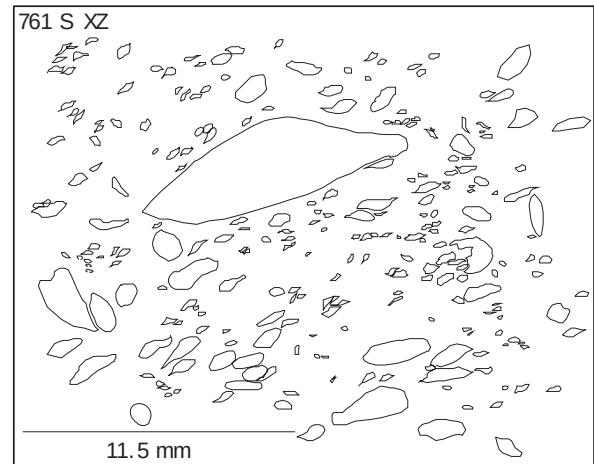


(D)

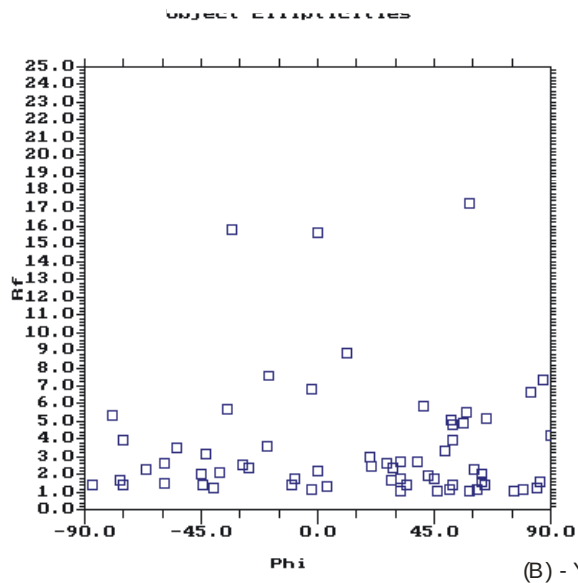
Figura 34. Rf/ϕ da amostra 761 N. (A) plano XZ, (B) plano YZ. (C e D) contorno dos marcadores
 M.A. Média aritmética
 M. H. Média harmônica



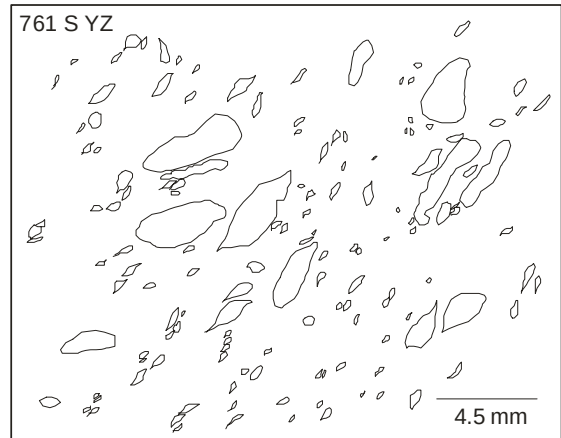
Phi: -8.371 +/- 54.783
 Elipticidade: variação (n=120): 1.024 a 31.574
 M.A.: 4.336 +/- 4.729
 M.H.: 2.336



(C)

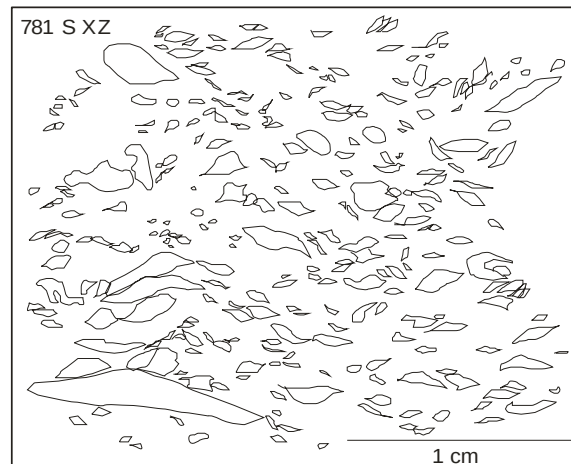
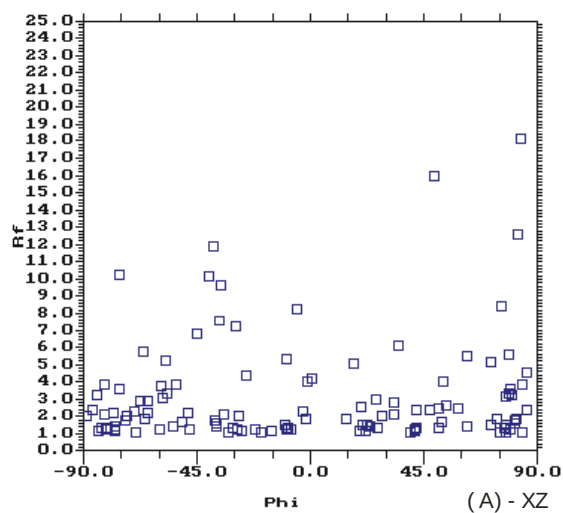


Phi: 15.272 +/- 50.802
 Elipticidade: variação (n=68): 1.002 a 51.699
 M.A.: 4.977 +/- 8.097
 M.H.: 2.185



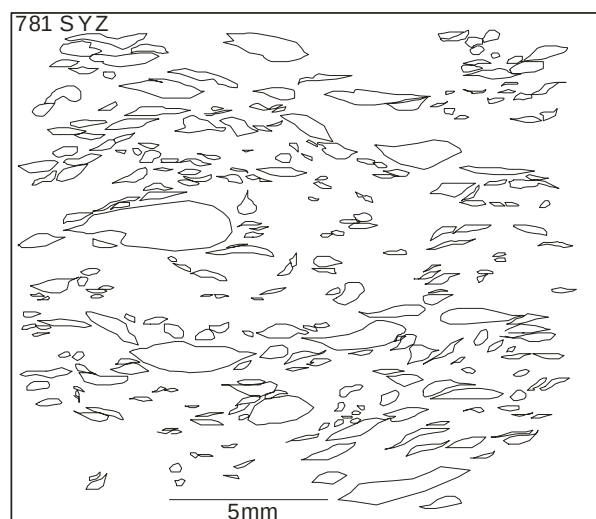
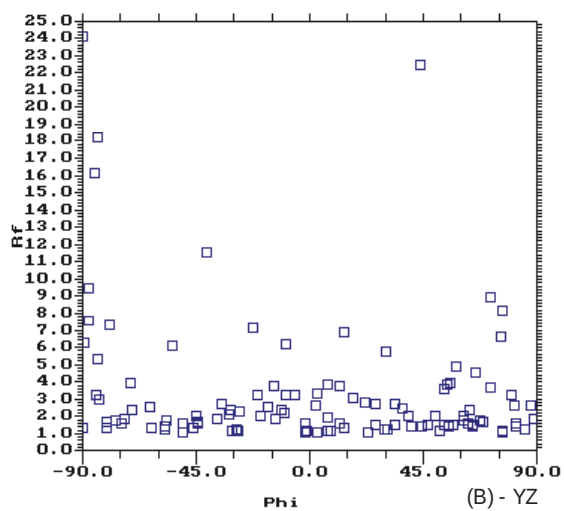
(D)

Figura 35. R f/ø da amostra 761 S. (A) plano XZ, (B) plano YZ. (C e D) contorno dos marcadores.
 M.A. Média aritmética
 M. H. Média harmônica



(C)

Phi: -0.506 ± 57.989
 Elipticidade: variação (n= 116): 1.001 a 32.132
 M. A.: 3.397 ± 4.041
 M.H.: 1.962



(D)

Phi: 0.743 ± 54.947
 Elipticidade: variação (n= 113): 1.006 a 33.258
 M. A.: 3.846 ± 5.207
 M.H.: 2.038

Figura 36. R f/ø da amostra 781 S. (A) plano XZ, (B) plano YZ. (C e D) contornos dos marcadores.
 M.A. Media aritmética
 M. H. Média harmônica

Os valores de R_s nos distintos planos, XZ e YZ não apresentam grande diferença entre si e a plotagem dos parâmetros de R_s no diagrama de Flinn indica o posicionamento dos elipsóides nos campos deformacionais de constrição, achatamento ou deformação plana (Figura 37).

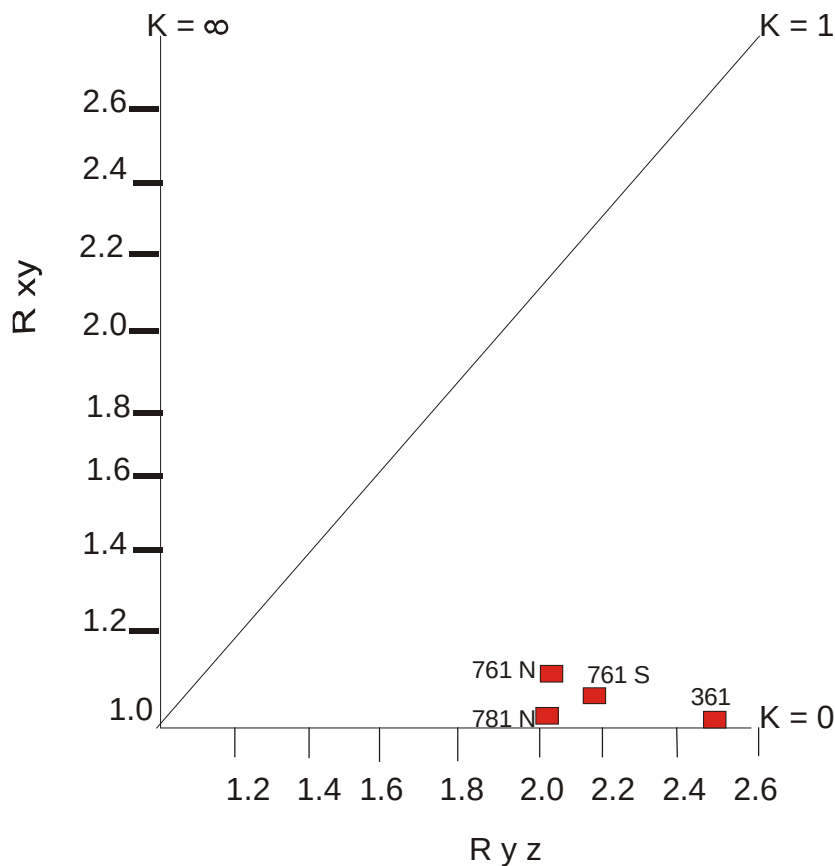


Figura 37 – Projeção em diagrama de Flinn dos valores representativos das amostras analisadas.

Isto confirma caráter oblato da elipsóide de deformação ou seja corpos com geometria tipo “panqueca” refletido tanto nas amêndoas das rochas encaixantes como também no corpo do minério.

Capítulo V

Modelagem 3D

Como mencionado nos objetivos, este trabalho propõem-se a configuração de um modelo 3 D que permita a visualização do corpo do minério e os distintos corpos das unidades litológicas, através da utilização do Software DATAMINE STUDIO.

Com as informações de furos de sondagem e amostra de canaletas foram elaboradas seções verticais de 400 m de extensão e interpretação de profundidade até o nível 700.

O espaçamento adotado nas 22 seções verticais foi de 50m entre cada uma, atingindo um comprimento total de 950m desde a coordenada local N 1450 até N 2400 (Anexo 4 – Mapa Geológico). No Mapa Geológico observa-se a orientação das seções verticais (Anexo 4).

As informações das bocas dos furos possibilitaram a restituição da topografia original (Anexo 5).

A Figura 38 apresenta os dados de furos e canaletas em 3D nas distintas galerias, o que possibilita a elaboração das seções verticais apresentadas na figura seguinte (39).

Na Figura 40 estão representados os furos que resultam na modelagem do corpo do minério e das demais litologias das rochas encaixantes.

A Figura 41 destaca o corpo do minério na capa com indicações dos eixos X e Y do elipsóide de deformação, e também esquematiza o plunge das lineações de estiramento mineral para SE e NW.

Na Figura 42 estão representados os corpos de Bifs com relação ao corpo do minério. Os Bifs são mais abundantes no setor N e na lapa. Na capa, estes corpos apresentam uma distribuição mais homogênea nos setores N e S.

As Figuras 43 e 44 destacam a relação entre os serpentinitos e o corpo do minério. Na Figura 43 a vista relaciona-se a lapa onde a distribuição é homogênea. Na 44 a vista da capa destaca uma concentração de corpos de serpentinitos no setor N.

As figuras 45 e 46 representam os corpos de talco-xisto em relação ao corpo do minério. Os corpos de talco-xisto são mais conspícuos, de forma amendoada e mais abundantes no setor S, tanto na lapa como na capa.

A última figura (47) apresenta a relação dos corpos dos distintos litotipos (encaixantes e corpo do minério). Tanto nas observações feitas no campo como na interpretação dos dados o padrão amendoado é adimensional, uma vez que se mantém em todas as escalas. Evidencia-se também, o amendoamento assimétrico, ou seja corpos sigmóides, que dizem respeito à presença de uma componente rotacional no processo de deformação.

Capítulo VI

Conclusões

O corpo de minério que explora a Mineração Serra da Fortaleza, denominada Jazida de Fortaleza de Minas é tabular, de direção N 45 W mergulhando 78 ° para SW, com sinuosidades tanto ao longo do *strike* como no *deep*, e predominância na lapa dos litotipos BIF/serpentinitos, sendo os primeiros mais abundantes no setor norte e os segundos no setor sul. Na capa as litologias estão representadas por serpentinitos e anfibolitos distribuídos de maneira mais uniforme.

As propriedades reológicas dos litotipos condicionam o comportamento dos anfibolitos e serpentinitos determinando a distribuição desses materiais rochosos ao longo do corpo do minério e em profundidade. Nos anfibolitos o comportamento é frágil e espaçado e nos serpentinitos o comportamento é frágil mas o fraturamento encontra-se mais adensado.

Nos BIF's existe um comportamento frágil, entretanto as fraturas não são tão abundantes.

O corpo do minério mantém um comportamento dútil , o que confirma o fato da ausência de fraturas neste litotipo.

O corpo ocorre em uma zona de cisalhamento transtensiva, sinistral, como anteriormente mencionado no trabalho de SANTOS (1996), onde o amendoamento dos corpos provoca a variação na direção da foliação e do mergulho. Também foram observadas em alguns momentos no desenvolvimento deste trabalho estruturas *pinch and swell* provavelmente produzidas pelos contrastes reológicos das litotipos envolvidos. O presente trabalho revelou, a importância do levantamento estrutural no campo e o tratamento geostatístico dos dados, revelando duas concentrações nas atitudes das lineações minerais e de estiramento ao redor de 137/54 e 326/49, indicativa de um caráter fortemente oblíquo o que posicionaria as fraturas conjugadas R e R' do modelo Teórico de Riedel não como fraturas verticais e sim como fraturas com certa inclinação.

As zonas de cisalhamento oblíquas ao corpo principal e interpretadas no mapa de linhas de forma estrutural apresentam direções W-E, WNW-ESE e N-S, SSE-NNW. Correspondem respectivamente R e R' do modelo de Riedel de um binário transcorrente NW-SE sinistral.

A análise da deformação realizada neste trabalho incluiu quatro amostras de sulfeto maciço que mostraram uma razão de strain (Rs) semelhante nos planos XZ e YZ, isto demonstra que a deformação corresponde ao campo de achatamento e a forma do elipsóide finito de deformação é oblato. Este regime deformacional é compatível com o padrão 'tablete de chocolate' dúctil do corpo do minério, onde o forte encurtamento (eixo Z) ortogonal ao corpo do minério foi compensado por estiramento em duas direções: tanto ao longo da direção principal do plunge X, que mergulha para SE (137/54) como ao longo de Y>1, mergulhando para NW (326/49).

A existência deste amendoamento assimétrico observado no mapa de linhas de forma estrutural, nos xenólitos dentro do sulfeto, interpretados nas seções verticais e mapeados na Jazida de Fortaleza de Minas refere-se a uma transcorrência oblíqua com um componente de cisalha simples.

Não é possível afirmar categoricamente que o controle estrutural atua em uma escala maior na formação da Jazida Fortaleza de Minas, uma vez que a mina está inserida na região de flanco de uma dobra.

Geologicamente, pode-se esperar que uma maior concentração do sulfeto maciço ocorra na zona de charneira da dobra ou que este tenha sofrido uma movimentação para a zona de charneira. Entretanto não há evidências do fechamento da estrutura em profundidade, mas sim de que a movimentação mecânica do sulfeto é restrita a poucos metros.

A Jazida sofre forte ação estrutural (condiciona a geometria dos corpos), entretanto o controle estratigráfico deve ser fator importante na ocorrência do minério.

Capítulo VII

Referências Bibliográficas

- ALMEIDA, F. F. M. Evolução tectônica do centro-oeste brasileiro no Proterozóico Superior. *An. Acad. Bras. Ciên.*, **40**, p.285-95, 1968.
- ALMEIDA, F. F. M. Geochronological division of the Precambrian of South America. *Rev. Bras. Geoc.*, **1**, p. 13-21, 1971.
- ALMEIDA, F. F. M. Limites do Cratón de São Francisco em Minas Gerais: Síntese de Conhecimentos. *In: SIMPÓSIO SOBRE O CRÁTON DE SÃO FRANCISCO*, 2, Salvador, 1993. *Anais...*, Salvador, SBG Núcleo Bahia/Sergipe, p. 256-9, 1993.
- ALMEIDA, F. F. M. O Cratón do Paramirim e suas relações com o do São Francisco. *In: SIMP. CRÁTON DO SÃO FRANCISCO E SUAS FAIXAS MARGINAIS*, Salvador, SBG, 1978. *Anais...*, Salvador, SBG, p.1-10, 1981.
- ALMEIDA, F. F. M.; AMARAL, G.; CORDANI, U. G.; KAWASHITA, K. The Precambrian evolution of the south american cratonic margin south of the Amazon River. *In: A. E. M. NAIRM & F. G. STEHLI (eds.): The ocean basins and margins*. New York, Plenum Publ., p 411-46, 1973.
- ALMEIDA, F. F. M.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B. B. The Upper Precambrian os South America. *Bol. IGUSP*, **7**, p. 45-80, 1976.
- ALMEIDA, F. F. M.; HASUI, Y.; DAVINO, A.; HARALYI, N. L. E. Informações geofísicas sobre o oeste mineiro e seu significado geotectônico. *An. Acad. Bras. Ciênc.*, **52**, p.49-60, 1980.
- ALMEIDA, F. F.M. Origem e evolução da plataforma brasileira. DGM-DNPM, bol.241, 36p, Rio de Janeiro, 1967.
- ALMEIDA, S.H.S. & EBERT, H.D. Compartilhamento estrutural e evolução da borda norte da Sintaxe de Guaxupé na região de Alfenas (MG) *In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS*, 6, Pirinópolis. *Boletim...* Rio Claro: SBG, p.72-74, 1997.
- ANTÔNIO, M.C.; ZANARDO, A.; CARVALHO, S.G. Relatório petrográfico da Mineração Serra da Fortaleza. Mineração Serra da Fortaleza, 2000.
- ARTUR, A. C. – Evolução policíclica da infraestrutura da porção sul do estado de Minas Gerais e regiões adjacentes do estado de São Paulo. Tese de Doutorado, IG-USP, São Paulo, 231p, 1988.

- BARROS DE OLIVEIRA, S. M., IMBERNON, R.A.L.; BLOT, A.; MAGAT, P. – 1998 – Mineralogia, geoquímica e origem dos Gossans desenvolvidos sobre o minério sulfetado de Ni-Cu do depósito de O'toole, Minas Gerais, Brasil. *Rev. Bras. Geociências*, 28 (3), p.295-300.
- BRAGA, I. F. Análise deformacional de rochas intracrustais da região de Cristina e Itajubá – MG. Rio Claro: IGCE – Campus de Rio Claro – UNESP, 178 p. *Tese de Doutorado* – IGCE, UNESP, 2001.
- BRENNER, T.L.; TEIXEIRA, N.A.; OLIVEIRA, J.A.L.; FRANKIE, N.D.; THOMPSON, J.F.H. The O'toole Nickel Deposit, Morro do Ferro *Greenstone Belt*, Brazil. **Economic Geology**, v. **85** (5), p 904-20, 1990.
- BRITO NEVES, B.B. – 1992 – Faixas Móveis Proterozóicas: Problemas e Modelos. *Congr. Bras. Geol.*, 37, *Bol. Res. Exp.* São Paulo: SBG, v 1, p. 275-276.
- CAMPOS NETO, M. C.; BASEI, M.A.S.; ALVES, F.R.; VASCONCELOS, A.C.B. – A nappe de cavalgamento Socorro (SP-MG). *In: CONGR. BRAS. GEOL.*, 33 Rio de Janeiro, SBG, 1984. *Anais...*, Rio de Janeiro, SBG, v.4, p.1809-22, 1984.
- CARVALHO, S.G.; CHOUDHURI, A.; FIORI, A. P.; OLIVEIRA, M. A. F.; SOARES, P. C. – 1982 – Paragênese e possível origem dos xistos básicos e ultrabásicos em Fortaleza de Minas e arredores. *Congr. Bras. Geol.*, 32, *Anais...* Salvador , SBG, v.2, p. 641-7.
- CARVALHO, S.G.; SOARES, P. C.; ANGELI, N. – 1996 – Os Procesos formadores e deformadores das concentrações de Cobre, Zinco e Nickel nos terrenos Granito-Greenstone de Alpilópolis-MG., *Geociências*, São Paulo, 15 N. Especial, p.9-39.
- CARVALHO, S.G.; SOARES, P. C.; BARBOUR, A. P. – 1992 – Mineralizações nos terrenos *Greenstone* de Alpinópolis e Fortaleza de Minas. *Geociências*, 11 (1), p.19-47.
- CAVALCANTE, J.C.; CUNHA, H.C.S.; CHIEREGATI, L.A.; KAEFER, L.Q.; ROCHA, J.M.; DAITX, E.C.; COUTINHO, M.G.N.; YAMAMOTO, K.; DRUMOND, J.B.V.; ROSA, D.B.; RAMALHO, R. Projeto Sapucaí. Relatórioo Final de Geologia. DNPM/CPRM. Série Geologia nº 4, Seção Geologia Básica nº 2, 299p, 1979.
- CHOUDHURI, A. Implication of exsolution in actinolite shists north of Jacuí, Southern Minas Gerais. *In: CONG. BRAS. GEOL.*, 31, Camboriú, SBG, 1980. *Anais...*, Camboriú, SBG, p.1961-65, 1980.

- CHOUDHURI, A.; SZABÓ, G.J.A.; EBERT, H.D. Feições estruturais e texturais dos derrames ultramáficos a norte e nordeste de Petúnia, sul de Minas Gerais. *Ciências da Terra*, (7):18-20, 1982.
- EBERT, H. A estrutura pré-cambriana do sudoeste de Minas Gerais e áreas adjacentes. *Boletim Paranaense de Geociências*, v.26, p.42-5, 1967.
- EBERT, H. A tectônica do sul do Estado de Minas Gerais. Relatório DNPM, *An. Div. Geol. Min.*, p. 97-107, 1957.
- EBERT, H. D.; HASUI, Y.; ALMEIDA, S. H.; MUTO, H. K.; BATELOCHI, M. Mapeamento estrutural digital da extremidade oriental da Sintaxe de Guaxupé (MG) em 1:250.000. *In: SIMP. NASC. EST. TECTÔNICOS*, 3, Rio Claro, UNESP/SBG, 1991. *Boletim*. Rio Claro, UNESP-SBG, p. 181-3, 1991.
- EBERT, H. D.; HASUI, Y.; SARTORATO, G.; ALMEIDA, S. H.; COSTA, J. B. S. Arcabouço Estrutural e Tectônica Transpressiva das Faixas Móveis das Bordas Sul e Sudeste do Cratón de São Francisco e da Sintaxe de Guaxupé. *In: SIMP. NAC. EST. TECT.*, 4, Belo Horizonte, 1993. *Anais..*, Belo Horizonte, SBG/Minas Gerais, *Bol.* 12, p. 254-8, 1993.
- EBERT, H. D.; NEVES, M. A.; HASUI, Y.; SZATMARI, P.; AIRES, J. R. Evolução dos cinturões de Cisalhamento entre os Blocos São Paulo, Vitória e Brasília através da Tectônica Colisional Oblíqua; Uma modelagem Física. *In: SIMP. NAC. EST. TECT.*, 4, Belo Horizonte, 1993. *Anais..*, Belo Horizonte, SBG/Minas Gerais, *Bol.* 12, p. 254-8, 1993 b.
- EBERT, H. Ocorrência de fácies granulítica no sul de Minas Gerais e em áreas adjacentes, em dependência da estrutura orogênica: hipóteses sobre a sua origem. *An. Acad. Bras. Ciênc.*, **40** (supl.), p. 215-29, 1968.
- EBERT, H.D.; MUTO, H. K.; ALMEIDA, S. H. Quantificação da deformação cisalhante e dos deslocamentos em zonas de cisalhamento de alto ângulo do Sul de Minas Gerais. *In: SIMP. NASC. EST. TECTÔNICOS*, 3, Rio Claro, 1991. *Boletim*. Rio Claro, UNESP-SBG, p. 184-185, 1991.
- ENDO, I. & MACHADO, R. Nova perspectiva de interpretação tectônica das faixas de dobramentos marginais ao Cráton do São Francisco. *In: SIMPÓSIO SOBRE O CRÁTON DO SÃO FRANCISCO*, 2, Salvador, 1993. *Anais..*, Salvador, SBG Núcleo Bahia/Sergipe, p. 283-5, 1993.
- ERSLEV, E.A. normalized center-to-center strain analysis of aggregates. *Journal of Structural Geology*, Colorado, v.10, n.2, p.201-209, 1998.

- FILGUEIRAS, A. M. C. Estudos litoestruturais do Greenstone Belt Morro do Ferro entre a Faixa Mumbuca e a Faixa Morro do Ferro, Minas Gerais, e sua implicação para mineralizações sulfetadas. Campinas, IG, UNICAMP, *Dissertação de Mestrado* – IG, UNICAMP, 2000.
- FRY, N. random point distributions and strain measurement in rocks. *Tectonophysics*, Amsterdam. V.60. p.89-105, 1979.
- GROVES D.I., BENNETT J.M. Structural Setting and Controls on Mineral Deposits. *Ore Geology Reviews* Vol. 8, no. 1/2: 208 p, 1993.
- HARALYI, N.L.E. & HASUI, Y. The gravimetric information and the Archean-Proterozoic structural framework of Eastern Brazil. *Rev. Bras. Geoc.*, **12**, p. 160 -6, 1982.
- HARALYI, N.L.E. et al. Ensaio sobre a estruturação cristal do Estado de Minas Gerais com base na informação geofísica. *Boletim Especial da Sociedade Brasileira de Geologia*, Belo Horizonte, p. 71-93, 1985.
- HASUI, Y. & OLIVEIRA, M. A. F. Província Mantiqueira, setor Central (Complexos Juiz de Fora, Barbacena e Varginha). In: F. F. ALMEIDA & Y. HASUI (Coords.) **O pré-cambriano do Brasil**. Edgard Blucher, São Paulo, 308-44, 1984.
- HASUI, Y. Aspectos geológicos essenciais da seção Caconde-Caraguatatuba e suas implicações na reconstrução da organização e evolução do pré-cambriano paulista. In: JORNADA SOBRE A CARTA GEOLÓGICA DO ESTADO DE SÃO PAULO EM 1:50.000, 1, São Paulo, PRÓ-MINÉRIO, 1983. Atas., PRÓ-MINÉRIO, São Paulo, p. 227-52, 1983.
- HASUI, Y.; EBERT, H.; COSTA, J. B. S. Estruturação da extremidade oriental da chamada Cunha de Guaxupé: dados preliminares. In: CONGR BRAS. GEOL., 36, Natal, SBG, 1990. *Anais...* Natal, SBG, v.5, p.2296-308, 1990.
- HASUI, Y.; HARALYI, N. L. E.; COSTA, J. B. S. Megaestruturação pré-cambriana do território brasileiro baseada em dados geofísicos e geológicos. *Geociências*, São Paulo, v.12(1), p. 7-31, 1993.
- HASUI, Y.; RODRIGUES, E. P.; OLIVEIRA, M. C. B.; ENS, H. J.; MORALES, N.; ZANARDO, A.; QUADE, H.; NYK, R.; KULLER, M.L.; FRASKA, M.H.B.O. Deformação por cisalhamento dúctil: modelo de transformação de rochas pré-cambrianas antigas do leste de São Paulo. Fase I. Relatório IPT nº 25908, IPT, São Paulo, v **3**., 1988.

- HAYNES, S.J. - 1993 – Vein - Type Ore Deposits. Ore Geology Reviews. Vol. 8, no. 3/4: 182 p.
- LAVORANTE, L.P., EBERT, H.D.; LINDENBECK, C., ULMER, H. – 2000 – TRICUT: Um programa para recortar falhas geológicas ao longo de superfícies topográficas. *VIII Simpósio de Quantificação em Geociências, Bol. Res. Exp.*, Rio Claro-SP, IGCE-UNESP, p. 117-119.
- LAVORANTE, L.P., EBERT, H.D.; SALAMUNI, E. – 2000 – Visualização de dados volumétricos com o programa VIS5D. *VIII Simpósio de Quantificação em Geociências, Bol. Res. Exp.*, Rio Claro-SP, IGCE-UNESP, p. 121-123.
- MALAGUTTI FILHO, W., EBERT, H. D., HASUI, Y., HARALYI, N. L. E., HACKSPACHER, P. C., STURARO, J. R., SOUZA DE, C. A., ALMEIDA DE, S. H. S. –1996- Gravimetria e compartimentação crustal do sul de Minas Gerais , *Geociências, São Paulo V. 15, N. Especial*, p.199-217.
- MARCHETTO, C.M.L.; BRENNER, T.L.; FRANKIE, N.D.; CHENEY, J.T.; TEIXEIRA, N.A.; MOREIRA, A.F.; PIMENTEL, R.C.; GALLO, C.B.M. Geologia e petrografia do segmento do Greenstone Belt Morro do Ferro a sul de Fortaleza de Minas. *In: CONGR. BRAS. GEOL.*, 33, Rio de Janeiro, SBG, 1984, *Resumos.*, Rio de Janeiro, SBG, v.6, p.149, 1984.
- MORALES, N. & HASUI, Y. Evolução Tectônica da Porção Ocidental do Cinturão de Cisalhamento Campo do Meio. *In: SIMP. NAC. EST. TECT.*, 4, Belo Horizonte, SBG, 1993. *Anais.*, Belo Horizonte, SBG, p. 292-6, 1993.
- MORALES, N. Evolução tectônica do cinturão de cisalhamento do Campo do Meio na sua porção ocidental. Rio Claro: IGCE – Campus de Rio Claro –UNESP, 264p. (2 vols). Tese de Doutorado – IGCE, UNESP, 1993.
- MORALES, N.; ZANARDO, A.; HASUAI, Y., SIMÕES, L.S.A. Evolução Tectônica do Grupo Araxá nas Serras do Chapadão e da Fortaleza, Sudoeste do Estado de Minas Gerais. *Geociências, São Paulo V. 15, N. Especial*, p.41-66, 1996.
- MORALES, N.; ZANARDO, A.; SIMÕES, L.S.A.; GODOY, A.M. – 1991 – A zona de cisalhamento Campo do Meio na região entre Fortaleza de Minas e Alpinópolis, Sul de Minas Gerais. *In: SIMP. NASC. EST. TECT.* 3, Rio Claro, UNESP-SBG, *Boletim*. Rio Claro, UNESP-SBG, p. 34 – 6.
- ORD, A. – 1990 – Mechanical controls on dilatant shear zones. In Knipe, R. J. and Rutter, E. H. eds. Deformation mechanisms, rheology and tectonics. Geological Society Special Publication Nº 54, p. 183-192.

- RAMSAY, J.G. **Folding and fracturing of rocks**. New York: McGraw-Hill book, 586p. 1967.
- REYNOLDS, I.M.; JACKSON, C.R. Fortaleza nickel deposit: general mineralogy with particular reference to the nature and distribution of magnesium-bearing phases. Relatório Rio Tinto nº R2726, Anamet Services, Avonmouth – Bristol – UK, 100p, 1997.
- SANTOS, M. Modelo estrutural da Jazida O’toole, Fortaleza de Minas (MG). Rio Claro: IGCE – Campus de Rio Claro –UNESP, 151p. *Dissertação de Mestrado* – IGCE, UNESP, 1996
- SCHMIDT, E. & FLEISCHER, R. Estilo estrutural do Precambriano no sudeste de Minas Gerais. *In: CONGR. BRAS. GEOL.*, 30, Recife, SBG, 1978. *Anais.*, Recife, SBG, v.1, p 431-33, 1978.
- SCHRANK, A.; ABREU, F.R.; ROIG, H.L.; CHOUDHURI, A.; CARVALHO, E.D.R. Determinação dos vetores de transporte tectônico da borda sudoeste do Cratón do São Francisco. *In: CONGR. BRAS. GEOL.*, 36, Natal, SBG, 1990. *Anais.*, Natal, SBG, v 5, p. 2276-83, 1990.
- SIMÕES, L. S. A. – 1991 – Dobras em bainha macroscópicas relacionadas ao cisalhamento dúctil de baixo ângulo da *Nappe* Araxá-Canastra, no sudoeste de Minas Gerais. *In: SIMP. NASC. EST. TECTÔNICOS*, 3, Rio Claro, UNESP-SBG, *Boletim*. Rio Claro, UNESP-SBG, p. 11-13.
- SIMÕES, L. S. A., GÍRARDI, V. A. V. –1996- O significado do padrão de inclusões e do quimismo das granadas da *Nappe* de Passos, no metamorfismo inverso da porção meridional da Faixa Brasília. *Geociências*, São Paulo, V. 15, N. Especial, p.185-198.
- SOARES, P. C. Tectônica Colisional em torno do Bloco Paraná, Brasil. *In: CONGR. LATINO AMERICANO GEOL.*, 7, Belém, SBG, 1988. *Anais.*, Belém, SBG, p.63-79, 1988.
- SOARES, P.C.; CARVALHO, S.G; FIORI, A.P. – 1991 - Evolução tectônica dos terrenos máficos-ultramáficos na margem sul do Cratón São Francisco. *In: SIMP. NAC. EST. TECTÔNICOS*, 3, Rio Claro, SBG 1991. *Boletim*, Rio Claro, SBG - UNESP, p.66-8.
- SOARES, P.C.; FIORI, A.P.; CARVALHO, S.G. Tectônica colisional oblíqua entre o bloco , Paraná e a margem sul do Cráton do São Francisco, no Maciço de

- Guaxupé. In: CONGR.BRAS.GEOL., 36, Natal, SBG, 1990. *Anais..*, Natal, SBG, v.6, p.2723-34, 1990.
- SZABÓ, G. A. J. Contexto geológico e petrologia das rochas metaultramáficas de Alpinópolis, MG. São Paulo: IG-USP, 203p. Dissertação de Mestrado, IG-USP, 1989.
- TEIXEIRA, N.A. Geologia, petrologia e prospecção geoquímica da seqüência vulcano-sedimentar Morro do Ferro, Fortaleza de Minas (MG). Brasília – UNB, *Dissertação de Mestrado*, UNB, 1978.
- TEIXEIRA, N.A. & DANNI, J.C.M. Contribuição à estratigrafia do Grupo Araxá Canastra na região de Passos (MG). In: CONGR. BRAS. GEOL., Recife, SBG, 1978. *Anais..*, Recife, SBG, v.2, p. 700-10, 1978.
- TEIXEIRA, N.A. & DANNI, J.C.M. Geologia da raiz de um *greenstone belt* na região de Fortaleza de Minas, MG. *Rev.Bras.Geoc.*, 9 (1), p. 17-26, 1979a.
- TEIXEIRA, N.A. & DANNI, J.C.M. Petrologia das lavas ultrabásicas e básicas da seqüência vulcano - sedimentar Morro do Ferro. Fortaleza de Minas (MG). *Rev.Bras.Geoc.*, 9 (2), p. 151-8, 1979b.
- TEIXEIRA, N.A.; GASPAR, J.C.; BRENNER, T.L.; CHENEY, J.T.; MARCHETTO, C.M.L. Geologia e implicações geotectônicas do *Greenstone Belt* do Morro do Ferro (Fortaleza de Minas - MG). *Rev.Bras.Geoc.*, 17, p.209-20, 1987.
- VERÍSSIMO, C.U.V., MENICHEL, M.M., EBERT, H.D.; HASUI, Y – 2000 – Modelagem geométrica tridimensional da porção ocidental da jazida de ferro de Alegria - Quadrilátero ferrífero, MG. *VIII Simpósio de Quantificação em Geociências*, Bol. Res. Exp., Rio Claro - SP, IGCE-UNESP, p. 221-225.
- WERNICK, E. & ARTUR, A. C. – 1983 – Evolução policíclica de terrenos arqueanos no leste do estado de São Paulo e sul de Minas Gerais. *Simp. Geol. Minas Gerais*, 2, *Boletim*, Belo Horizonte, SBG, v. 3, p. 50-62.
- WERNICK, E.; ARTUR, A. C.; FIORI, A. P. – 1981 – Reavaliação dos dados geocronológicos da região nordeste do Estado de São Paulo e unidades equivalentes dos estados de Minas Gerais e Rio de Janeiro. *Simp. Reg. Geol.*, 3. *Atas...*, Curitiba, SBG, p.328-42.
- WERNICK, E.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B. B. – 1978 – As regiões de dobramentos sudeste e nordeste. *Congr. Bras. Geol.*, 30. *Anais...*Recife, SBG, v. 6, p. 2493-507.

- ZANARDO, A. Análise petrográfica, estratigráfica e microestrutural da região de Guaxupé-Passos-Delfinópolis (MG). Rio Claro: IGCE – Campus de Rio Claro – UNESP, 270p. Tese de Doutorado – IGCE, UNESP, 1992.
- ZANARDO, A., MORALES, N.; CARVALHO, S. G.; SIMÕES, L. S.A.; OLIVEIRA, M. A. F. Evolução metamórfica da porção sul do Cratón Paramirin. *In: CONGR. BRAS. GEOL.*, 36, Natal, SBG, 1990. *Anais..*, Natal, SBG, v 4, p. 1945-55, 1990.
- ZANARDO, A., OLIVIERA, M. A. F. de, DEL LAMA, E. A. Geologia do Grupo Araxá na região de Passos - São Sebastião do Paraíso, Sul de minas Gerais, *Geociências*, São Paulo, 15 (1), p. 253-278, 1996.
- ZANARDO, A., OLIVIERA, M. A. F. de, DEL LAMA, E. A., CARVALHO, S. G. Rochas Máficas e Ultramáficas da faixa Jacuí – Bom Jesus da Penha – Conceição da Aparecida (MG), *Geociências*, São Paulo, 15 (1), p. 279-297, 1996.