UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

ESTUDOS SOBRE A TECTÔNICA DE FRATURAMENTO NA REGIÃO DO QUADRILÁTERO FERRÍFERO E EM PARTES DO COMPLEXO MIGMATITO-GRANULÍTICO DE MINAS GERAIS, COM BASE EM SENSORIAMENTO REMOTO

Athos Ribeiro dos Santos

Orientador: Prof. Dr. Hans Daniel Schorscher

TESE DE DOUTORAMENTO

Área de Concentração Geologia Geral e de Aplicação

São Paulo
1986

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

DEDALUS - Acervo - IGC
30900005596

ESTUDOS SOBRE A TECTÔNICA DE FRATURAMENTO NA REGIÃO DO QUADRILÁTERO FERRÍFERO E EM PARTES DO COMPLEXO MIGMATITO-GRANULÍTICO DE MINAS GERAIS, COM BASE EM SENSORIAMENTO REMOTO

Athos Ribeiro dos Santos

Orientador: Prof. Dr. Hans Daniel Schorscher

Instituto de Geociências
BIBLIOTECA
I 1931
U.S.P.

TESE DE DOUTORAMENTO

COMISSÃO EXAMINADORA

	nome	ass.
Presidente:	Dr. J.H.D.Schorscher	
Examinadores:	Dr. R.Machado	
	Dr. R.Herz	
	Dr. R.A.J.Trouw	
	Dr. F.Renger	

São Paulo
1986

Instituto de Geociências
BIBLIOTECA
U.S.P.

AGRADECIMENTOS

Ao Professor Dr. Hans D. Schorscher, pela efetiva orientação, dedicação e incentivo constantes, sem os quais não seria possível o desenvolvimento deste trabalho, a minha mais profunda gratidão.

Aos colegas Paulo Veneziani, Marx Prestes Barbosa, Célio Eustáquio dos Anjos, Edison Crepani e Juércio Tavares de Mattos, que durante todo o desenvolvimento da pesquisa deram seu apoio e incentivo e, despreendidamente, colaboraram com discussões e críticas, o meu especial agradecimento.

Aos Professores Denizar Blitzkow e Nelsi Côgo de Sá, do Instituto Astronômico e Geofísico da Universidade de São Paulo, pela cessão dos dados gravimétricos existentes.

À amiga e colega Myrian de Moura Abdon pelo constante espírito de cooperação, e em especial pelo desenvolvimento dos trabalhos computacionais.

Ao Instituto de Pesquisas Espaciais - INPE, nas pessoas do seu ex-Diretor Dr. Nelson de Jesus Parada e do seu atual Diretor Dr. Marco Antonio Raupp, pelo apoio emprestado ao desenvolvimento da pesquisa.

Ao Departamento de Sensoriamento Remoto - DSR, pela infraestrutura fornecida, em especial as Sras. Marilda Godoi e Ambrosina Vasconcelos Magalhães e, também, ao Sr. Silvio Pereira Coimbra que colaborou na confecção final das ilustrações.

O meu agradecimento todo especial à minha esposa Célia pela compreensão, carinho e incentivo com que sempre cercou-me e, também, pelo cuidadoso trabalho de datilografia do manuscrito final.

A todos enfim, que direta ou indiretamente colaboraram para que o trabalho chegasse a um bom termo, externo os meus sinceros agradecimentos.

RESUMO

A porção sudeste do Estado de Minas Gerais exibe uma evolução policíclica complexa, caracterizada por orogenias pré-cambrianas superimpostas e reativação tectono-magmática fanerozóica. A região estudada engloba o Quadrilátero Ferrífero — uma área clássica de geologia pré-cambriana no Brasil e importante província mineral — e partes do complexo migmatito-granulítico. A área é composta de rochas pré-cambrianas metamórficas, de idades arqueanas a proterozóicas superiores. O fanerozóico é representado por magmatismo basáltico e tectonismo relacionado, que ocorreram principalmente no Mesozóico, e por restritas bacias sedimentares lacústricas, que desenvolveram-se nos períodos terciário e quaternário.

Este estudo, com enfoque principal foto-geológico regional, é baseado na interpretação de produtos de sensoriamento remoto (MSS, RBV e TM do LANDSAT e mosaicos de radar do Projeto RADAMBRASIL) e dados geológicos (de campo e bibliográficos) e geofísicos (gravimétricos). O principal objetivo do trabalho é contribuir para o conhecimento sobre a evolução desta área geologicamente complexa, através da análise do fraturamento regional.

Foi realizada uma integração geológica na escala 1:250.000 através dos produtos de sensoriamento remoto utilizados, buscando-se homogeneizar as informações existentes (que são distribuídas na área de forma irregular, de escalas diferentes e com interpretações muitas vezes conflitantes), adicionando-se dados de trabalhos de campo próprios. Com base na fotointerpretação e em dados de campo é feito neste trabalho uma tentativa de subdivisão, ainda que em nível regional, do Complexo Migmatito-Granulítico de Minas Gerais. As áreas de ocorrência do "Greenstone Belt" Rio das Velhas foram definidas, os três grupos individualizados e algumas modificações quanto a sua distribuição foram sugeridas. As sequências proterozóicas do Supergrupo Minas no Quadrilátero Ferrífero foram individualizadas a nível de grupo, incluindo o Itacolomi, e as ocorrências do Supergrupo Espinhaço são restritas e consideradas indivisas na área de estudo. O Pro-

terozóico Superior é representado, na área, por pequena ocorrência do Grupo São João del Rei.

O mapa de fotolineamentos, construido a partir da interpretação dos produtos fotográficos, e os dados geológicos e gravimétricos constituiram a base para os tratamentos, inferências e interpretações litoestruturais evolutivas. Foram definidos 5 sistemas principais de fotolineamentos (NNE-SSW, E-W, NE-SW, NW-SE e NNW-SSE) os quais foram associados a direções de fraturamento. Estes sistemas de fotolineamentos foram tratados qualitativa e quantitativamente. As análises qualitativas basearam-se nas observações sobre a distribuição, intensidade e relações de intersecção dos fotolineamentos. A análise quantitativa utilizou, essencialmente, o tratamento estatístico de fotolineamentos.

As interpretações qualitativas e quantitativas revelaram a importância de 4 sistemas principais de fraturamento (N-S, E-W, NE-SW e NW-SE). As direções N-S e E-W delimitavam, já no Arqueano, um mosaico de blocos embasamentais, tendo importante atuação no Proterozóico Inferior, controlando a formação da bacia, e paleogeografia e a sedimentação Espinhaço. Na época da deposição e da tectônica Rio das Velhas, fraturas NNW-SSE a NW-SE tiveram uma importante atuação. Na orogênese Minas-Espinhaço, grandes cavalgamentos crustais formaram-se segundo fraturas de direção aproximada N-S. Posterior a estes cavalgamentos, talvez ainda na orogenia Minas-Espinhaço, as fraturas NE-SW e NW-SE sofreram movimentação dextral e sinistral, respectivamente. Todos estes sistemas foram reativados posteriormente, principalmente no ciclo Brasiliano e no Mesozóico. Evidências adicionais com relação a evolução estrutural do Supergrupo Minas no Quadrilátero Ferrífero, revelaram diferentes padrões de fraturas na cobertura Minas, em relação ao seu embasamento, compatível com a hipótese de origem alóctone para os metassedimentos Minas.

ABSTRACT

The Southeast portion of Minas Gerais State exhibits a complex policiclic evolution characterized by superimposed precambrian orogenies and tectono-magmatic reactivation in phanerozoic time. This region comprises the Quadrilatero Ferrifero — a classical area of the Precambrian Geology in Brazil and a important producing mineral province — and adjacent parts of the migmatic-granulitic complex. The area is composed of precambrian metamorphic rocks, archean to upper proterozoic in age. Basaltic magmatism and related tectonism occurred in the Mesozoic Epoch, and restricted lacustric sedimentary basins developed in the tertiary and quaternary periods.

The presented regional fotogeological study is based on the interpretation of remote sensing products (MSS, RBV, TM and SLAR images) and geological and geophysical (gravimetric data. The main objective as to contribute to the knowledge of the structural evolution of this geologically complex area by regional fracture analysis.

An integrated geological map (1:250,000) is presented. This geological base comprise the available informations, sparsely distributed in the region but concentrated in the Quadrilatero Ferrifero area. The migmatitic-granulitic complex — the largest unit in surficial distribution in the study area — was tentatively divided in a regional scale. The three groups of the Greenstone Belt Rio das Velhas are individualized and modifications about its distribution areas are indicated. All the four groups of the Minas Supergroup (including Itacolomi Group) in the Quadrilatero Ferrífero region are identified and the restrict occurrences of the Espinhaço Supergroup are considered undivided. The (?) Upper Proterozoic in the study area is represented — in a small occurrence — by São João del Rei Group.

The photolineaments map (1:250,000) and geological and geophysical data constitutes the basic elements for the treatments, inferences and litho-structural interpretations

realized in this work. Five photolineaments systems (NNE-SSW, E-W, NE-SW, NW-SE, NNW-SSE) were defined which were associated to fracturing trends. This photolineaments systems were submited to treatment in a qualitative and quantitative forms. Qualitative interpretations are based on the observation about photolineaments distribution, intensity and intersection relations. Quantitative interpretations refers essencially to statistical treatments of photolineaments.

Qualitative and quantitative interpretations revealed four principal fracture systems (N-S, E-W, NW-SE e NE-SW) as conditioning the tectonic evolution of the region. Analysis of the pattern of fracturing indicate the importance of N-S and E-W directed events of brittle and brittle-ductile tectonics in the archean defining a embasamental blocks mosaic and in the conditioning of the subsequent development of the Espinhaço basin. The fracture system NNW-SSE to NW-SE was active in the archean influencing the deposition and the evolution of the Rio das Velhas Supergroup. During the Minas-Espinhaço orogenic cycle deep and large high-angle inverse faults developed according N-S fracture system. With continuation of the Minas-Espinhaço cycle the fracture systems NE-SW and NW-SE were submited to strike-slip movimentation with dextral and sinistral sense, respectively. All this fracture systems were reactived, principally in the Brasilian cicle and in the Mesozoic Era. Further evidences regarding the structural evolution of the Minas Supergroup in the Quadrilátero Ferrífero revealed different fracture patterns in the Minas cover in respect to its underlying basement. This results are compatible with alocthonous hypothesis for Minas cover origin.

SUMÁRIO

Pág.

ÍNDICE DAS FIGURAS ix
ÍNDICE DAS TABELAS xi
ÍNDICE DAS FOTOS xii
ÍNDICE DOS DIAGRAMAS xv

CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO 1

1.1 - Introdução 1
1.2 - Objetivos 2
1.3 - Localização e acessos 3
1.4 - Importância da área em recursos minerais 5
1.5 - Aspectos fisiográficos 7

CAPÍTULO 2 - MATERIAIS E MÉTODOS 14

2.1 - Materiais 14
2.2 - Métodos 16
2.2.1 - Métodos fotointerpretativos 16
2.2.2 - Métodos de interpretação gravimétrica 19
2.2.3 - Métodos de trabalhos de campo 22

CAPÍTULO 3 - CONCEITOS E CRITÉRIOS EM APLICAÇÕES DE SENSORIAMENTO REMOTO 23

CAPÍTULO 4 - GEOLOGIA REGIONAL 28

4.1 - Aspectos gerais 28
4.2 - Trabalhos anteriores 41
4.2.1 - Complexo Migmatito-Granulítico de Minas Gerais 42
4.2.2 - Supergrupo Rio das Velhas 45
4.2.3 - Supergrupo Minas 46
4.2.4 - Supergrupo Espinhaço 49
4.2.5 - Grupo São João del Rei 49
4.3 - Aspectos evolutivos regionais 52

CAPÍTULO 5 - RESULTADOS 58

5.1 - Geologia 58
5.1.1 - Complexo Migmatito-Granulítico de Minas Gerais 58
5.1.2 - Supergrupo Rio das Velhas 65
5.1.3 - Supergrupo Minas 69

Pág.

5.1.4 - Supergrupo Espinhaço (Apêndice 1; Pes) 72
5.1.5 - Grupo São João del Rei (Apêndice 1; Psj) 72
5.2 - Mapa geológico integrado 73
5.3 - Mapa de fotolineamentos 80
5.3.1 - Histórico 80
5.3.2 - Análises de fotolineamentos 84
5.3.2.1 - Análises qualitativas 85
5.3.2.2 - Análises quantitativas 110
5.4 - Gravimetria 130
5.4.1 - Revisão bibliográfica 131
5.4.2 - Dados gravimétricos existentes na área 135
5.4.3 - Discussão 138
5.5 - Integração dos resultados e discussão 139

CAPÍTULO 6 - CONCLUSÕES 148

BIBLIOGRAFIA 151

ANEXO 1 - DESCRIÇÃO RESUMIDA DOS PONTOS VISITADOS NO CAMPO

ANEXO 2 - DESCRIÇÃO DAS LÂMINAS PETROGRÁFICAS

VOLUME II - APÊNDICES

1 - Mapa geológico integrado (escala 1:250.000).
2 - Mapa de fotolineamentos (escala 1:250.000).
3 - Mapa de fotolineamentos de direção NNE-SSW (escala 1:250.000).
4 - Mapa de fotolineamentos de direção E-W (escala 1:250.000).
5 - Mapa de fotolineamentos de direção NE-SW (escala 1:250.000).
6 - Mapa de fotolineamentos de direção NW-SE (escala 1:250.000).
7 - Mapa de fotolineamentos de direção NNW-SSE (escala 1:250.000).
8 - Mapa de frequência de fraturas de direção N15°E±15° (escala 1:250.000).
9 - Mapa de frequência de fraturas de direção E-W±20° (escala 1:250.000).
10 - Mapa de frequência de fraturas de direção N50°E±20° (escala 1:250.000).
11 - Mapa de frequência de fraturas de direção N50°W±20° (escala 1:250.000).
12 - Mapa de frequência de fraturas de direção N15°W±15° (escala 1:250.000).
13 - Mapa de pontos (escala 1:250.000).

ÍNDICE DAS FIGURAS

Pág.

1.1 - Localização da área 4

1.2 - Articulação das folhas 4

2.1 - Caracterização das formas segundo algumas propriedades texturais (Veneziani e Anjos, 1982) 18

2.2 - Separação regional-residual (Cantos Figuerola,1974). 21

2.3 - Perfil L-M da Figura 2.2 (Cantos Figuerola, 1974) .. 21

4.1 - O craton do São Francisco, suas coberturas e faixas de dobramentos marginais (Inda et alii, 1984) 29

5.1 - Exemplos de algumas características fotogeológicas das áreas de ocorrência do Complexo Migmatito-Granulítico de Minas Gerais 75

5.2 - Exemplos das principais características fotogeológicas das unidades ocorrentes na região do Quadrilátero Ferrífero 77

5.3 - Relação geométrica entre os fotolineamentos indicando a movimentação dextral da fratura NE-SW (Região de Pedra Dourada) 108

5.4 - Exemplos mostrando as relações de intersecção entre feixes de fraturas NNE-SSW e NW-SE na região de Guaraciaba (a) e NNE-SSW, NW-SE e NE-SW na região de D. Silvério (b) 109

5.5 - Mapa de frequência de fraturas de direção N15°E±15°. 114

5.6 - Mapa de frequência de fraturas de direção N15°E ± 15° na região de Itabirito, no Quadrilátero Ferrífero .. 116

5.7 - Mapa de frequência de fraturas de direção N15°E ± 15° das áreas de ocorrência do Supergrupo Minas, no Quadrilátero Ferrífero 117

5.8 - Mapa de frequência de fraturas de direção E-W±20° .. 118

5.9 - Mapa de frequência de fraturas de direção N50°E±20°. 121

5.10 - Detalhe do mapa de frequência de fraturas de direção N50°E±20° na região de Porciúncula. Área de ocorrência de rochas gnáissicas (Pgm) e granulíticas (Pgt). 122

5.11 - Mapa de frequência de fraturas de direção N50°W±20°. 124

5.12 - Mapa de frequência de fraturas de direção N15°W±15°. 125

Pág.

5.13 - Mapa de linhas de máximo de frequência de fraturas por direção 127

5.14 - Rede gravimétrica do Estado de Minas Gerais (Fonte: Blitzkow e Sá, 1984) 130

5.15 - Mapa gravimétrico Bouguer da região leste do Brasil (Fonte: Inda et alii, 1984) 133

5.16 - Mapa de localização das medidas gravimétricas (Fonte: Blitzkow e Sá, 1984) 136

5.17 - Perfil gravimétrico A-B da Fig. 5.16 137

5.18 - Perfil gravimétrico C-D da Fig. 5.16..... 137

ÍNDICE DAS TABELAS

Pág.

2.1 - Principais características dos produtos fotográficos 15

4.1 - Idade inferida das grandes unidades litoestratigráficas 42

4.2 - Principais tipos litológicos da Associação Barbacena/Paraiba do Sul 44

4.3 - Coluna estratigráfica resumida do Supergrupo Rio das Velhas 47

4.4 - Coluna estratigráfica resumida do Supergrupo Minas no Quadrilátero Ferrífero 48

4.5 - Coluna estratigráfica resumida do Supergrupo Espinhaço nas extremidades meridionais da Serra homônima 50

4.6 - Principais colunas estratigráficas propostas para o Grupo São João del Rei 51

5.1 - Colunas estratigráficas resumidas das grandes unidades litoestratigráficas pré-cambrianas na área de estudo 59

ÍNDICE DAS FOTOS

Pág.

1.1 - Aspectos da topografia formada por predominância de morros com contornos suaves, em região próxima a Miradouro, em área de ocorrência de migmatitos e granulitos (rumo NW) (Ponto nº 1, Apêndice 13) 9

1.2 - Visão geral da topografia, ressaltando morros mais vigorosos, porém de contorno suave, em área de ocorrência de granulitos, próximo a São Pedro do Avaí (Ponto nº 14, Apêndice 13) 10

1.3 - Visão ampla da topografia do tipo mar de morros mostrando ao fundo um patamar mais elevado, separado por escarpa de falha, em área com predominância de migmatitos, na região de Coimbra (Ponto nº 36, Apêndice 13) 10

1.4 - Aspectos da topografia em área de ocorrência de migmatitos e gnaisses, região próxima a Acaiaca, ressaltando um certo alinhamento dos morros na direção NNE-SSW, refletindo um falhamento observado nesta região (Ponto nº 50, Apêndice 13) 11

1.5 - Visão geral da topografia constituida por formas suaves, entre as localidades de Ponte Nova e Mariana, em área de ocorrência de rochas gnáissicas e migmatíticas, vendo-se ao fundo os relevos mais altos e escarpados do Quadrilátero Ferrífero (rumo NW) (Ponto nº 54, Apêndice 13) 11

1.6 - Aspectos do relevo suavemente ondulado, comum na área de ocorrência de rochas gnáissicas da região entre as localidades de Entre Rios e Passa Tempo (Ponto nº 86, Apêndice 13) 12

1.7 - Aspectos do relevo escarpado do Supergrupo Minas na Serra do Curral, Quadrilátero Ferrífero. Estrada São Paulo-Belo Horizonte, próximo a Igarapé, rumo W (Ponto nº 107, Apêndice 13) 12

1.8 - Vista rumo NNW próximo a localidade de Camargos, mostrando o forte contraste de relevo entre as formas suaves das rochas cristalinas próximas e a Serra do Caraça, ao fundo (Ponto nº 126, Apêndice 13)..... 13

1.9 - Mancha de floresta subcaducifólia tropical, natural da região, porém hoje bastante rara (Estrada Itabirito-Rio Acima) (Ponto nº 114, Apêndice 13) 13

5.1 - Biotita-gnaisse metatético a migmatito estromático (região de Rio Casca) (Ponto nº 25, Apêndice 13 e Anexo 1) 61

Pág.

5.2 - Migmatito dobrado, com dobras tipo "chevron", em partes (região de Coimbra) (Ponto nº 36, Apêndice 13 e Anexo 1) 61

5.3 - Migmatito com leucossoma granítico e melanossoma biotítico com estrutura "schlieren" e dobras intrafoliares disruptas (⁄) (região de Entre Rios) (Ponto nº 85, Apêndice 13, Anexos 1 e 2) 62

5.4 - Aspecto do granulito maciço, próximo a localidade de Manhuaçu (Ponto nº 12, Apêndice 13 e Anexo 1)... 63

5.5 - Foto rumo N mostrando intercalação de quartzito a W (Qzto) nos gnaisses a E (GN). ct - contato subvertical (Ponto nº 47, Apêndice 13, Anexos 1 e 2) 64

5.6 - Lavas ultramáficas maciças evidenciando uma fratura de uma disjunção poliedral (→), preenchida por crisolita (Ponto nº 128, Apêndice 13) 67

5.7 - Detalhe de estruturas "spinifex" (Ponto nº 128, Apêndice 13) 67

5.8 - Formação ferrífera do Grupo Quebra Osso (Ponto nº 128, Apêndice 13)..... 68

5.9 - Quartzitos microconglomeráticos do Grupo Maquiné, realçando a estratificação cruzada de porte decimétrico e o tingimento de marrom dos planos de fratura pela limonita oriunda do intemperismo das piritas (Ponto nº 129, Apêndice 13) 70

5.10 - Filito prateado do Grupo Piracicaba (região de Mariana) (Ponto nº 120, Apêndice 13 e Anexo 1) 72

5.11 - Falha de movimentação inversa (N15°E/45°SE) em migmatito (Estrada Ponte Nova-Rio Casca) (Ponto nº 31, Apêndice 13 e Anexo 1) 89

5.12 - Visada rumo SE ressaltando fraturas NW-SE/subverticais e outras de direção NNE-SSW/subverticais, que são interrompidas pelas primeiras. O plano do chão corresponde, aproximadamente a foliação do gnaisse (leito do Rio Doce, a norte de Ponte Nova) (Ponto nº 37, Apêndice 13, Anexos 1 e 2) 89

5.13 - Dois sistemas de fraturas principais, com direções aproximadas N-S e E-W, típicas dos metassedimentos Minas no Quadrilátero Ferrífero. A superfície do afloramento corresponde, aproximadamente, a foliação das rochas (rumo aproximado S) (Ponto nº 71, Apêndice 13 e Anexo 1) 93

Pág.

5.14 - Contato (c) do migmatito (mig) com corpo metabásico (mb) de atitude N70°E/30°SE (região a norte da localidade de Coimbra) (Ponto nº 35, Apêndice 13 e Anexos 1 e 2) 99

5.15 - Desenvolvimento de fraturas com direção N-S/50°W e N70°E/75°SE em filitos do Grupo Piracicaba, formando um par conjugado (Ponto nº 72, Apêndice 13 e Anexo 1) 99

5.16 - Fraturas com direções aproximadas N-S e E-W e mergulhos subverticais, em filitos do Grupo Nova Lima (Estrada Itabirito-Rio Acima) (Ponto nº 118, Apêndice 13 e Anexo 1) 100

5.17 - Visada rumo NE mostrando a movimentação dextral da fratura NE-SW/vertical, deslocando a fratura NNE-SSW/vertical, em rochas gnáissicas (Pgm) do Complexo Migmatito-Granulítico de Minas Gerais (leito do Rio Doce, próximo a localidade de Ponte Nova (Ponto nº 37, Apêndice 13, Anexos 1 e 2) 102

5.18 - Detalhe do falhamento dextral NE-SW/subvertical e o encurvamento e truncamento das fraturas NNE-SSW/subverticais (rumo SW), em rochas gnáissicas (Pgm) do Complexo Migmatito-Granulítico de Minas Gerais (Ponto nº 43, Apêndice 13 e Anexo 1) 103

5.19 - Detalhe do falhamento sinistral NW-SE/subvertical e o truncamento das fraturas NNE-SSW/subverticais em rochas gnáissicas (Pgm) do Complexo Migmatito-Granulítico de Minas Gerais (rumo SE) (Ponto nº 37, Apêndice 13, Anexos 1 e 2) 104

INDICE DOS DIAGRAMAS

Pág.

5.1 - Rosácea de direção de fraturas. Área de ocorrência de migmatitos (Pgm), região de Miradouro (155 medidas) 90

5.2 - Rosácea de direção de fraturas. Área de ocorrência de rochas granulíticas (Pgt), região de Manhuaçu (320 medidas) 90

5.3 - Rosácea de direção de fraturas. Área de ocorrência de rochas gnáissicas e migmatíticas (Pgm), região de Ponte Nova (210 medidas) 91

5.4 - Rosácea de direção de fraturas. Área de ocorrência de rochas gnáissicas e migmatíticas (Pgm), região de Ponte Nova (210 medidas) 91

5.5 - Rosácea de direção de fraturas. Área de ocorrência de rochas gnáissicas e migmatíticas (Pgm), região de Acaiaca (215 medidas) 94

5.6 - Rosácea de direção de fraturas. Área de ocorrência de rochas gnáissicas e migmatíticas (Pgm), região de Conselheiro Lafaiete (200 medidas) 94

5.7 - Rosácea de direção de fraturas. Área de ocorrência de rochas do Supergrupo Minas, região de Mariana (156 medidas) 95

5.8 - Rosácea de direção de fraturas. Área de ocorrência do Supergrupo Minas, região da Serra do Curral (sul de Igarapé) (230 medidas) 95

5.9 - Rosácea de direção de fraturas. Área de ocorrência do Supergrupo Minas, região do Sinclinal da Moeda (251 medidas) 96

5.10 - Rosácea de direção de fraturas. Área de ocorrência do Supergrupo Minas, região a Norte de Mariana (337 medidas) 96

5.11 - Rosácea de direção de fraturas. Área de ocorrência de rochas gnáissicas e migmatíticas (Pgm), região de Entre Rios (240 medidas) 98

5.12 - Rosácea de direção de fraturas. Área de ocorrência de rochas gnáissicas e migmatíticas (Pgm), região de Viçosa (204 medidas) 98

5.13 - Rosácea de direção de fraturas. Área de ocorrência do Grupo Nova Lima (Anl), região a norte de Itabirito (180 medidas) 100

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO

1.1 - INTRODUÇÃO

A região sudeste do Estado de Minas Gerais tem sido alvo de estudos geológicos a mais de dois séculos, dada as suas características peculiares que reunem interesses acadêmicos e econômicos. Os interesses acadêmicos devem-se a variedade de ambientes geológicos de evoluções distintas que resultaram em um arcabouço complexamente estruturado. Este arcabouço inclui extensas exposições de rochas cristalinas antigas, de evolução policíclica e polimetamórfica, ainda hoje pouco conhecidas; terrenos do tipo "granite-greenstone belt" arqueanos, de grande interesse para o entendimento dos estágios iniciais de evolução da crosta continental; além dos metassedimentos proterozóicos, de origem e interrelacionamento controvertidos. Os interesses econômicos relacionam-se, principalmente, ao Quadrilátero Ferrífero, sendo, hoje, uma das principais províncias minerais produtoras do País.

Movidos principalmente por interesses econômicos, a grande maioria dos estudos geológicos concentraram-se no Quadrilátero Ferrífero, ainda assim locais e com objetivos específicos, tornando difícil a regionalização das grandes unidades litoestratigráficas e permanecendo indecifrados aspectos fundamentais da evolução da região.

A utilização de produtos de sensoriamento remoto de pequena escala tem se revelado como uma importante ferramenta em estudos geológicos regionais, como um aliado na uniformização e homogeneização das informações existentes, em relação a distribuição das unidades litoestratigráficas e, principalmente, com respeito as estruturas tectônicas de caráter rúptil. As estruturas geológicas resultantes da tectônica rígida são de grande importância na evolução pré-cambriana da área de estudo, visto a predominância absoluta de contatos tectônicos entre as grandes

unidades litoestratigráficas. Este trabalho procura contribuir para o entendimento da evolução geológica da área, através de estudos dos eventos de tectônica rúptil e rúptil-dúctil que afetaram-na, utilizando abordagens e análises diversas feitas a partir de produtos fotográficos de pequena escala, obtidos de aparelhos sensores com diferentes sistemas de coleta de informações.

O enfoque tectono-estrutural do trabalho procura explorar uma das características potencialmente mais favoráveis destes produtos fotográficos, que é a capacidade de visualização regional das estruturas geológicas. São exploradas utilizando-se procedimentos fotointerpretativos sistemáticos, onde as informações obtidas são analisadas qualitativa e quantitativamente. Dados geológicos (de campo, petrográficos e bibliográficos) são integrados e constituem a base para as inferências e interpretações geológicas.

1.2 - OBJETIVOS

O trabalho desenvolvido tem por finalidade principal estudar a história evolutiva da região sudeste do Estado de Minas Gerais, e contribuir para o seu conhecimento, através da análise de eventos da tectônica rúptil e rúptil-dúctil que afetaram-na, utilizando-se, especificamente, procedimentos fotointerpretativos diversos e dados geológicos e geofísicos.

Outros objetivos específicos foram estabelecidos para que se atingisse a finalidade proposta:

a) Integração e homogeneização dos dados geológicos existentes, em uma base na escala 1:250.000, através da utilização de produtos de sensores remotos de pequena escala e de trabalhos de campo.

b) Confecção de mapas de fotolineamentos de toda a área, obtidos a partir dos diversos produtos de sensores remotos, com o objetivo de se analisar a distribuição das estrutu-

ras rígidas relacionadas aos diversos eventos de tectônica rúptil e rúptil-dúctil.

c) Análises qualitativas e quantitativas dos fotolineamentos com o objetivo de obter informações sobre a intensidade, distribuição, idade relativa e importância das diversas direções de fraturamento que afetaram a área.

d) Integração dos resultados com dados de levantamento geofísicos (gravimétricos) existentes, com o intuito de se aprofundar a caracterização das grandes unidades litoestratigráficas e dos principais sistemas de fraturamento.

1.3 - LOCALIZAÇÃO E ACESSOS

A área de estudo localiza-se no sudeste do Estado de Minas Gerais, limitada pelos paralelos 20°00'-21°00' de latitude sul e pelos meridianos 42°00'-44°30' de longitude oeste, totalizando aproximadamente 29.000km^2 (Figura 1.1). Engloba a folha topográfica na escala 1:250.000 de Ponte Nova (SF. 23-X-B) e, parcialmente a de Divinópolis (SF. 23-X-A), como esquematizado na Figura 1.2.

Situada imediatamente ao sul de Belo Horizonte, a região tem como centros urbanos mais importantes as cidades de Ponte Nova, Manhuaçu, Ouro Preto, Conselheiro Lafaiete, Mariana e Viçosa. O acesso a área é facilitado por estradas federais pavimentadas que ligam a capital mineira aos centros urbanos do sul do país (BR-581, BR-040) e pela BR-116 que corta a área em direção N-S, em sua extremidade leste. A locomoção no interior da área pode ser feita através de estradas pavimentadas federais e estradas que interligam as principais cidades da região. Há, também, uma boa rede de estradas vicinais, transitáveis em grande parte do ano, que permitem acesso a praticamente toda a área.

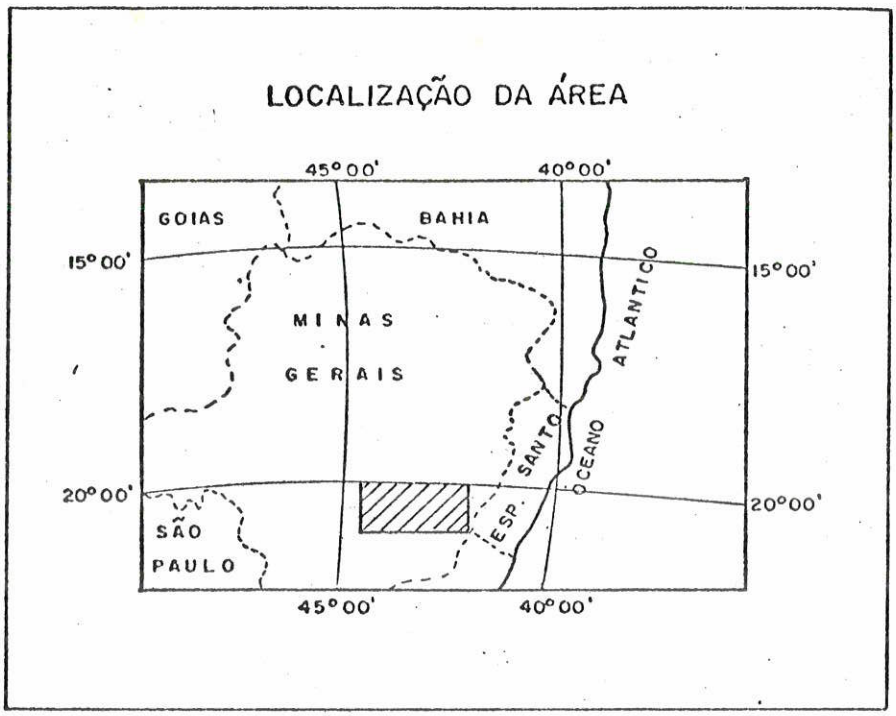


Fig. 1.1 - Localização da área.

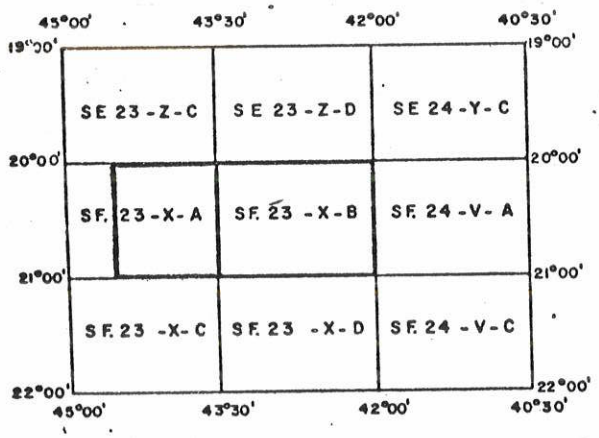


Fig. 1.2 - Articulação das folhas.

1.4 - IMPORTÂNCIA DA ÁREA EM RECURSOS MINERAIS

A área em estudo engloba grande parte da mais importante província mineral produtiva do Brasil: o Quadrilátero Ferrífero. Além disso, ocorrem os extensos terrenos de composição predominantemente granítica, que constituem o Complexo Migmatito-Granulítico de Minas Gerais, considerados até há pouco tempo como sem grande importância para a economia mineral. Porém, a ocorrência de mineralizações de urânio em faixas pegmatóides nos migmatitos deste complexo (por ex. Schorscher, 1976b), evidencia, tanto a necessidade de uma revisão destes conceitos, como o pequeno conhecimento atual sobre a geologia destas áreas.

O Quadrilátero Ferrífero é considerado como uma das áreas clássicas de geologia pré-cambriana do Brasil, e uma de suas principais regiões produtoras de bens minerais. Desde há muito tempo, tem despertado interesse econômico, pelos seus inúmeros depósitos minerais, muitos dos quais encontram-se, hoje, em intensa atividade exploratória. Os mais importantes bens minerais são o ferro, o ouro e o diamante, além do manganês, cromita, platina, urânio, vanádio, bauxita, estibinita, mercúrio, topázio imperial, esmeralda, turmalina, berilo/água marinha, talco, esteatita, asbestos, etc.

A definição de uma sequência "greenstone" completa para o Supergrupo Rio das Velhas (Almeida, 1976; Schorscher, 1976b, 1978, 1979b) torna esta unidade potencialmente ainda mais interessante do ponto de vista de recursos minerais.

Estudos desenvolvidos em várias partes do mundo (Windley, 1976; Marston e Groves, 1980; Condie, 1981; Garson e Mitchel, 1981; Hutchinson, 1981; Anhaeusser, 1982; Kazanski, 1982) demonstraram a existência de importantes depósitos minerais de Ni, Au, Ag, Cu, Cr, Zn, Fe e Mn nos terrenos "granite-greenstone belts" arqueanos. As características geológicas e metalogenéticas destes depósitos em todos os terrenos "granite-greenstone belts" são bastante similares, geneticamente relacionados entre si e com as espessas sucessões vulcano-sedimentares. Tais depósi

tos e rochas associadas pertencem, comumente, a dois grupos de vulcânicas arqueanas, petroquímica e petrogeneticamente diferentes. O grupo mais antigo é ultramáfico komatiitico a toleítico e o mais jovem inclui tipos calco-alcalinos e silícico-alcálicos. Segundo Hutchinson (1981), o primeiro grupo de rochas e seus depósitos associados é restrito ao arqueano, enquanto o segundo grupo ocorre, também, em épocas mais recentes.

De um modo geral, as mineralizações podem ser relacionadas aos principais grupos de rochas que compõem os terrenos arqueanos do tipo "granite-greenstone belts", como resumido a seguir (Windley, 1976; Anhaeusser, 1982):

a) *Rochas ultramáficas/máficas:* ouro, níquel, cromo, asbesto, crisolita, talco e magnesita.

b) *Sucessões máficas e félsicas:* sulfetos maciços mineralizados em cobre, zinco, ouro, prata e menores ocorrências de antimônio, arsênio, chumbo, mercúrio e tungstênio, além de formações ferríferas.

c) *Rochas sedimentares:* formações ferríferas, manganês, calcáreo, barita, depósitos de placer de ouro e estanho e ouro estratiforme singenético.

d) *Granitos e pegmatitos:* estanho, tântalo, berilo, lítio, bismuto, mica, molibdênio, corundum e esmeraldas.

Estas características metalogenéticas similares das sequências "greenstone belt arqueanas" pesquisadas e as ocorrências minerais conhecidas na área de estudo (principalmente, as mineralizações em ouro associadas ao Grupo Nova Lima, do Supergrupo Rio das Velhas) dão idéia da grande importância destas sequências vulcano sedimentares para a economia mineral do País.

Adicionalmente, os extensos depósitos de minérios de ferro que ocorrem nas sequências proterozóicas Minas, há muito conhecidos e explorados intensivamente, por si só tornam a área do

Quadrilátero Ferrífero de importância fundamental, em termos de recursos minerais.

1.5 - ASPECTOS FISIOGRÁFICOS

A área de estudo é parte integrante dos domínios morfoestruturais do interior, os quais fazem contato com as planícies litorâneas. Segundo Moreira e Camelier (1977), dois grandes domínios morfoestruturais podem ser individualizados: as escarpas e maciços modelados em rochas do complexo cristalino (representado na área pelos planaltos cristalinos rebaixados) e as altas superfícies modeladas em rochas proterozóicas (que ocorrem na área do Quadrilátero Ferrífero). Seixas e Silva (1976) individualizaram, também, dentro do complexo de rochas cristalinas a denominada Superfície Cristalina do Rio Grande ou Planalto Sul de Minas.

Os planaltos cristalinos, estruturalmente, fazem parte da Serra da Mantiqueira e distribuem-se em grandes porções do leste mineiro e do Estado do Espírito Santo. São diferenciados por escarpas, geralmente de falhas, mostrando um aumento de altitude no sentido de leste para oeste, de 600 a 1100 metros, dentro da área de estudo. A região onde ocorrem estes planaltos cristalinos é caracterizada por uma topografia ondulada, com formas de relevo variando desde morros suaves, do tipo "meia laranja", com espessos mantos e intemperismo, até morros altos e vigorosos, com o topo arredondado, do tipo Pão de Açúcar. Estes planaltos tem sua origem relacionada aos falhamentos que escalonaram a Serra da Mantiqueira (Seixas e Silva, 1976; Moreira e Camelier, 1977; Fontes et alii, 1978). As Fotos 1.1 a 1.5 exemplificam as principais variações de relevo nestes planaltos cristalinos, na área deste estudo.

A superfície cristalina do Rio Grande distribui-se na porção oeste da área pesquisada, tendo o seu limite leste localizado próximo ao Rio Paraopeba. Este planalto é ligeiramente basculado para oeste, apresentando uma altitude máxima de 1100m,

no limite com os planaltos cristalinos rebaixados. Constitui uma superfície de relevo ondulado onde sobressaem espigões, sendo caracterizada por um intemperismo profundo. Aspectos deste relevo são mostrados na Foto 1.6.

Os domínios geomórficos denominados de altas superfícies modeladas em rochas proterozóicas distribuem-se na região do Quadrilátero Ferrífero. Apresentam altitudes superiores a 1200m, atingindo uma elevação máxima de 2100m na Serra do Caraça. São relevos apalacheanos, de morfologia extremamente complexa devido aos falhamentos e dobramentos que afetaram as rochas proterozóicas do Quadrilátero Ferrífero. A topografia é bastante acidentada, com vales profundos, cristas íngremes e altos platôs. Além da tectônica, a elaboração do relevo deveu-se, também, a erosão diferencial, onde as espessas crostas ferruginosas mantiveram as formas mais elevadas (Seixas e Silva, 1976; Moreira e Camelier, 1977; Fontes et alii, 1978). As Fotos 1.7 e 1.8 mostram alguns aspectos deste relevo.

Os principais rios que drenam a região são o Rio Doce e seus afluentes (Rios Manhuaçu, Casca, Santana e Piranga) e os tributários do Rio São Francisco (Rio das Velhas e Rio Paraopeba). Os rios principais, assim como seus tributários, estão geralmente encaixados e controlados por estruturas geológicas. Este controle é mais acentuado na parte leste da área, onde os cursos d'água invariavelmente orientam-se segundo falhas e fraturas de direção NNE-SSW.

A principal vegetação natural da área, segundo Alonso (1977), é a do tipo floresta subcaducifólia tropical, que no entanto foi devastada em quase sua totalidade para dar lugar a pastagens e atividades agrícolas. É, caracteristicamente, uma floresta pouco cerrada, com árvores de cerca de 25m de altura e com um estrato inferior constituido por árvores de 12 a 15m (Foto 1.9). Ocorrem, também, manchas isoladas de cerrado e de campos, este último relacionado a altitudes superiores a 900-1000m.

Segundo Nimer (1977), a análise do comportamento térmico da área de estudo permite reconhecer 2 tipos principais de climas: o subquente e o mesotérmico brando. As áreas de clima subquente apresentam temperaturas médias geralmente inferiores a 22°C e, as de clima mesotérmico brando, que compreendem as superfícies mais elevadas da região, temperaturas médias anuais por volta de 18°-19°C. Tomando-se a área de estudo como um todo, a precipitação pluviométrica média anual situa-se em torno de 1500mm. No Quadrilátero Ferrífero, de acordo com Dorr (1969), a média anual de precipitação pode chegar a 2000mm.

Foto 1.1 - Aspectos da topografia formada por predominância de morros com contornos suaves, em região próxima a Miradouro, em área de ocorrência de migmatitos e granulitos (rumo NNW) (Ponto nº 1, Apêndice 13).

Foto 1.2 - Visão geral da topografia, ressaltando morros mais vigorosos, porém de contorno suave, em área de ocorrência de granulitos, próximo a São Pedro do Avaí (Ponto nº 14, Apêndice 13).

Foto 1.3 - Visão ampla da topografia do tipo mar de morros mostrando ao fundo um patamar mais elevado, separado por escarpa de falha, em área com predominância de migmatitos, na região de Coimbra (Ponto nº 36, Apêndice 13).

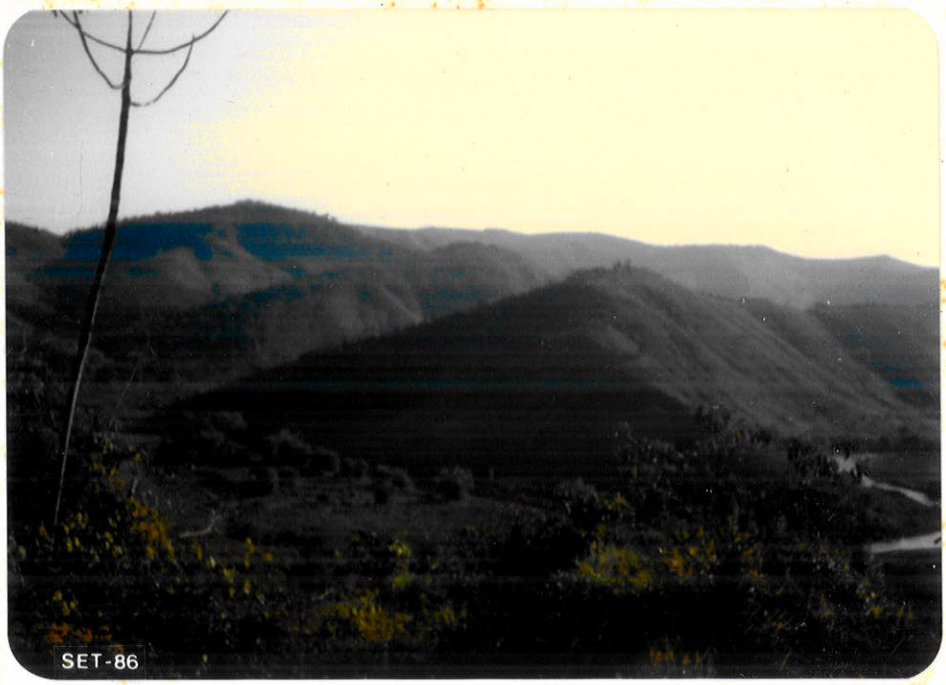


Foto 1.4 - Aspectos da topografia em área de ocorrência de migmatitos e gnaisses, região próxima a Acaiaca, ressaltando um certo alinhamento dos morros na direção NNE-SSW, refletindo um falhamento observado nesta direção (Ponto nº 50, Apêndice 13).

Foto 1.5 - Visão geral da topografia constituida por formas suaves, entre as localidades de Ponte Nova e Mariana, em área de ocorrência de rochas gnáissicas e migmatíticas, vendo-se ao fundo os relevos mais altos e escarpados do Quadrilátero Ferrífero (rumo NW) (Ponto nº 54, Apêndice 13).

Foto 1.6 - Aspectos do relevo suavemente ondulado, comum na área de ocorrência de rochas gnáissicas da região entre as localidades de Entre Rios e Passa Tempo (Ponto nº 86, Apêndice 13).

Foto 1.7 - Aspectos do relevo escarpado do Supergrupo Minas na Serra do Curral, Quadrilátero Ferrífero. Estrada São Paulo-Belo Horizonte, próximo a Igarape, rumo W. (Ponto nº 107, Apêndice 13).

Foto 1.8 - Vista rumo NNW próximo a localidade de Camargos, mostrando o forte contraste de relevo entre as formas suaves das rochas cristalinas próximas e a Serra do Caraça, ao fundo (Ponto nº 126, Apêndice 13).

Foto 1.9 - Mancha de floresta subcaducifólia tropical, natural da região, porém hoje bastante rara (Estrada Itabirito-Rio Acima) (Ponto nº 114, Apêndice 13).

CAPÍTULO 2

MATERIAIS E MÉTODOS

2.1 - MATERIAIS

No desenvolvimento do trabalho, basicamente, foram utilizados os seguintes materiais:

1- Bibliografia

Incluem-se neste ítem a consulta de livros, publicações especializadas relacionados com os objetivos do estudo, o atual conhecimento sobre a geologia da área, aplicações geofísicas no campo da gravimetria e sensoriamento remoto. Incluem-se, também, cartas topográficas de toda a área na escala 1:250.000, confeccionadas pelo Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística: Ponte Nova (SF. 23-X-B), edição de 1980 e Divinópolis (SF. 23-X-A), edição de 1979.

2- Produtos de Sensores Remotos

Utilizou-se, especificamente, produtos fotográficos obtidos de 4 tipos de sensores diferentes:

SLAR ("Side-Looking Airborne Radar") Mosaicos semicontrolados, na escala 1:250.000, levantados pelo Projeto RADAMBRASIL. Dois mosaicos recobrem totalmente a área de estudo, correspondendo as folhas Ponte Nova (SF. 23-X-B) e, parcialmente Divinópolis (SF. 23-X-A).

MSS ("Multispectral Scanner System") Imagens multiespectrais obtidas pelo sistema LANDSAT, nos canais 5 e 7, nas escalas 1:500.000 e 1:250.000, recobrindo toda a área. Totalizam 6 cenas, distribuídas em 3 órbitas, como especificadas a seguir: pontos 26 e 27 das órbitas 150, 136 e 122. Foram utilizados dois conjuntos de imagens na escala 1:250.000, obtidos em épocas diferentes.

RBV ("Return Beam Vidicon") Quatro subcenas destas imagens, também obtidas pelo sistema LANDSAT, correspondem a um ponto do MSS, totalizando, portanto, 24 subcenas para a cobertura completa da área. Foram utilizados dois conjuntos de imagens na escala 1:250.000, obtidos em épocas diferentes e um conjunto na escala 1:500.000.

TM ("Thematic Mapper") Imagens multiespectrais obtidas pelo sistema LANDSAT, nos canais 3,4 e 7, nas escalas 1:250.000 e 1:100.000 (parcial). Totalizam 2 cenas correspondendo ao ponto 74 das órbitas 218 e 217.

A Tabela 2.1 resume as principais características destes produtos fotográficos.

TABELA 2.1

PRINCIPAIS CARACTERÍSTICAS DOS PRODUTOS FOTOGRÁFICOS

CARACTERÍSTICAS / SENSOR	CANAL	RESOLUÇÃO ESPACIAL	RESOLUÇÃO ESPECTRAL	SISTEMA SENSOR	TIPO
SLAR		25m	Banda X (3,1cm)	Radar de visada lateral	Ativo
MSS	5	79m	0,6 - 0,7 μm	Imageador multiespectral	Passivo
	7	79m	0,8 - 1,1 μm	Imageador multiespectral	Passivo
RBV		40m	0,505-0,750μm	Conjunto de camaras de televisão	Passivo
TM	3	30m	0,63 - 0,69μm	Imageador multiespectral	Passivo
	4	30m	0,76 - 0,90μm	Imageador multiespectral	Passivo
	7	30m	2,08 - 2,35μm	Imageador multiespectral	Passivo

Maiores detalhes sobre estes produtos e sistemas sensores podem ser encontrados em Lints Jr. e Simonett (1978); Sabins Jr. (1978); Lillesand e Kiefer (1979); Steffen et alii (1981); American Society of Photogrammetry (1983).

3- Mapas de anomalias gravimétricas Bouguer

Foram utilizados os mapas gravimétricos regionais atualmente existentes sobre a área de estudo e dados gravimétricos pontuais fornecidos pelo Instituto Astronômico e Geofísico da Universidade de São Paulo.

2.2 - MÉTODOS

Os métodos utilizados no trabalho podem ser subdivididos em fotointerpretativos, de interpretação gravimétrica e de trabalhos geológicos de campo.

2.2.1 - MÉTODOS FOTOINTERPRETATIVOS

As informações contidas no produto de um sensor devem ser identificadas, analisadas e interpretadas em seu sentido geológico. Existem, basicamente, dois processos de interpretação fotogeológica aceitos pelos principais estudiosos da área. O primeiro, de caráter empírico e comparativo, baseia-se na utilização de padrões (ou chaves interpretativas), os quais são confrontados com a área que está sendo estudada. Estes padrões podem ser visuais (uma imagem fotográfica é comparada com outra), ou descritivos (uma feição geológica é descrita em termos de características fotográficas e é pressuposto que devam ser as mesmas em outras áreas onde ocorram situações geológicas semelhantes). Este procedimento requer muito cuidado, pois a analogia entre regiões de evolução e características geológicas distintas podem levar a interpretações erroneas. Além disso, há implícito no método um importante fator de subjetividade que requer uma isenção do fotointérprete para evitar que a interpretação seja dirigida por idéias pré-concebidas. Maiores detalhes sobre este método fotointerpretativo encontram-se em Lueder (1959), American Society

of Photogrammetry (1960), Miller e Miller (1961), Von Bandat (1962), Lattman e Ray (1965), Ricci e Petri (1965), Allum (1969) e Vergara (1971).

O segundo processo fotointerpretativo desenvolveu-se a partir dos trabalhos de Guy (1966), Riverau (1970), Soares e Fiori (1976) e, mais recentemente, foi adaptado para produtos de sensores de pequena escala por Veneziani e Anjos (1982). O método fundamenta-se em uma sequência de etapas lógicas e sistemáticas em que são analisadas as propriedades texturais de relevo e de drenagem, o que permite definir zonas com as mesmas propriedades (zonas homólogas), às quais são associados significados geológicos. O método pode ser subdividido em três etapas:

1. Fotoleitura, onde é feita a identificação dos elementos texturais de relevo e de drenagem. Entende-se como elemento de textura a menor superfície contínua e homogênea, distinguível em imagem fotográfica e passível de repetição.

2. Fotoanálise, onde são analisadas as propriedades texturais da rede de drenagem e de relevo (lineações, alinhamentos, angularidade, tropia, assimetria e uniformidade) e feita a caracterização das formas segundo estas propriedades, ou seja, a definição de zonas homólogas (com as mesmas propriedades). A Figura 2.1 exemplifica a caracterização de formas segundo algumas propriedades texturais. Paralelamente, é feita uma análise das variações de tonalidade de cinza que complementa a definição de zonas homólogas estabelecidas pela análise das formas da rede de drenagem e de relevo. Observa-se, no entanto, que as variações de tonalidade refletem, em grande parte, alterações no tipo de cobertura vegetal, e devem ser encaradas com cuidado, apesar da relação existente entre o tipo litológico-estrutura geológica e a vegetação.

3. Fotointerpretação, onde os dados analisados são associados a significados geológicos, à luz do atual conhecimento sobre a área.

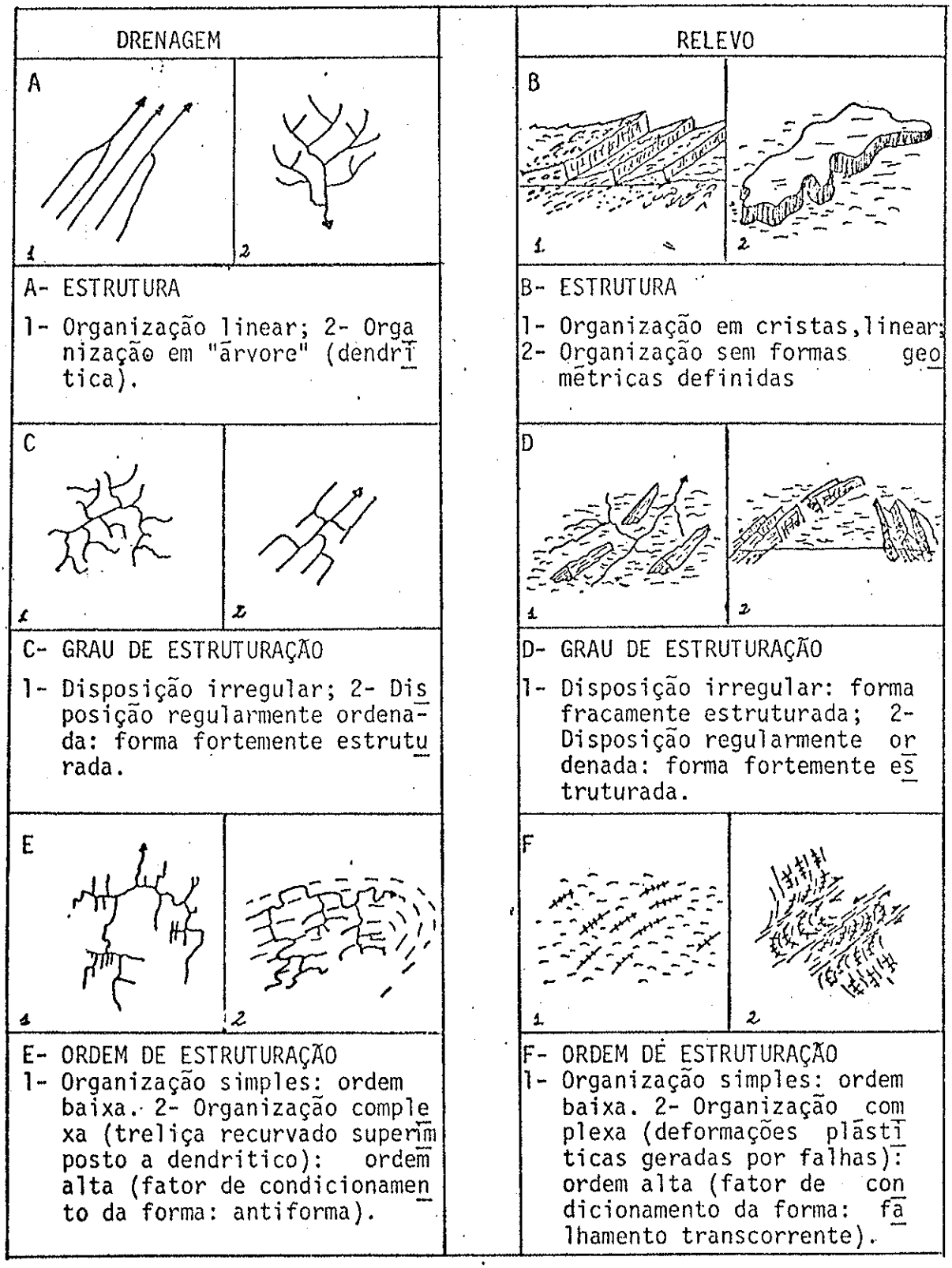


Fig. 2.1 - Caracterização das formas segundo algumas propriedades texturais (Veneziani e Anjos, 1982).

A utilização deste procedimento em fotointerpretação evita muitos dos problemas citados no método anterior e é adotado neste trabalho.

2.2.2 - MÉTODOS DE INTERPRETAÇÃO GRAVIMÉTRICA

O mapa de anomalias Bouguer representa a distribuição superficial de valores gravimétricos obtidos através de leituras em estações e submetidos a diversos tipos de correções (vi de Jakosky, 1950; Cantos Figuerola, 1974; Telford et alii, 1978). Este tipo de mapa é a base para as interpretações dos dados gravimétricos no sentido geológico.

A interpretação gravimétrica pode ser qualitativa ou quantitativa. A qualitativa é feita para determinar as anomalias existentes e sua relação provável com estruturas do tipo anticlinal, sinclinal, domos, etc. A quantitativa trata de determinar o volume, massa e profundidade dos corpos que produzem a anomalia gravimétrica. Esta última interpretação é feita sempre dentro de certos limites, discutidos, entre outros, por Dobrin (1960); Grant e West (1965); Cantos Figuerola (1974) e Telford et alii (1978).

O procedimento empregado para interpretar os resultados de um trabalho gravimétrico dependerá de diversos fatores, tais como o propósito do trabalho, sua precisão e a quantidade de informações geológicas obtidas de outras fontes. Em muitos casos, onde o trabalho é conduzido puramente para o reconhecimento, análises quantitativas detalhadas não serão necessárias, desde que o propósito do estudo é simplesmente localizar áreas de interesse para posterior detalhamento. Métodos quantitativos de interpretação são mais úteis onde já haja substancial controle sobre a geologia da área (Dobrin, 1960).

O mapa de anomalias Bouguer mostra, normalmente, uma superposição de distúrbios de diferentes ordens de tamanho. As feições maiores geralmente representam as tendências regionais do mapa de anomalias e, são causadas por heterogeneidades profun

das da crosta terrestre. As perturbações locais são superimpostas, mas frequentemente mascaradas por estas tendências regionais. Estas perturbações locais representam as anomalias residuais e podem dar evidências diretas sobre estruturas do tipo reservatório de petróleo ou corpos mineralizados. A forma de tratamento usualmente empregada para se fazer a interpretação dos dados gravimétricos em um mapa de anomalias Bouguer é a separação dos efeitos regionais dos locais. Este tratamento permite que se analise o comportamento gravimétrico em termos regionais e que se identifique e interprete as anomalias locais. A separação destes dois tipos de efeitos é análoga a uma filtragem, porém necessariamente interpretativa, motivo pelo qual filtragens matemáticas normalmente não dão bons resultados (Grant e West, 1965).

Existem diversas formas para a separação regional-residual (vide Grant e West, 1965). Um dos mais tradicionais métodos de separação baseia-se na suavização visual das linhas de contorno do mapa Bouguer, ou através de perfis, ou preferencialmente utilizando-se ambos. O processo é feito através de sucessivas aproximações obtidas através da suavização de uma série de perfis escolhidos sobre o mapa Bouguer, a qual resultará em novas linhas de contorno, também suavizadas. O processo pode ser repetido até que se obtenha um mapa gravimétrico aceitável. A Figura 2.2 exemplifica este método de separação. A Figura 2.3 mostra o perfil L-M utilizado na separação regional.

Devido ao carater regional do trabalho, somente interpretações qualitativas foram desenvolvidas, já que as quantitativas são utilizadas apenas em pesquisas de detalhe, geralmente relacionadas a prospecção mineral.

Diversas interpretações gravimétricas regionais foram feitas por vários autores (e que serão discutidas em ítem específico), englobando a área de estudo, entre os quais pode-se citar: Blitzkow et alii (1979), Davino (1980), Haralyi et alii (1978, 1985) e Lesquer et alii (1981). Estes trabalhos apresentam sistematizações para a utilização de dados gravimétricos re-

gionais, inclusive com propostas de hierarquização das anomalias, sugerindo possíveis significados geológicos a elas. Foi, portanto, a partir deste nível de conhecimento que se procurou fazer as interpretações gravimétricas, sempre voltadas aos objetivos principais do trabalho.

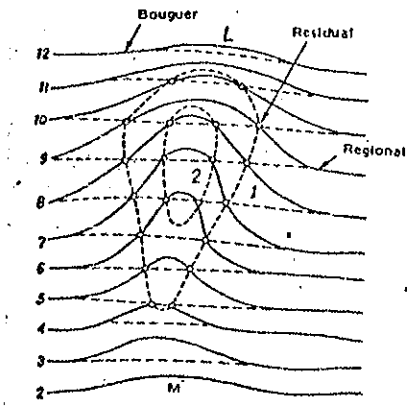


Fig. 2.2 - Separação regional-residual. (Cantos Figuerola, 1974). As linhas pontilhadas representam a suavização das linhas de contorno Bouguer (2 a 12). As linhas pontilhadas 1 e 2 representam a anomalia residual.

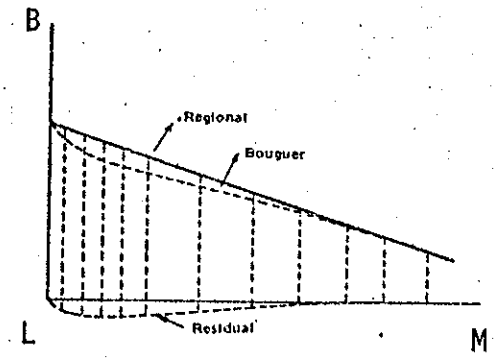


Fig. 2.3 - Perfil L-M da Figura 2.2. (Cantos Figuerola, 1974). Representação gráfica da separação entre os valores regionais e residuais (B = valores Bouguer).

2.2.3 - MÉTODOS DE TRABALHOS DE CAMPO

Os trabalhos de campo desenvolvidos pelo autor na área foram a nível regional e porisso não envolveram detalhamentos estratigráficos que são, na região em questão, reconhecidamente complexos, problemáticos e controvertidos (por ex. Inda et alii, 1984). Os perfis de campo buscaram, principalmente, evidências que permitissem um melhor entendimento do quadro evolutivo-estrutural da área, através de seus eventos de tectônica rúptil e rúptil-dúctil. Desta forma, procurou-se estudar os seguintes aspectos dos falhamentos e fraturamentos:

1. Dinâmica, através da busca de feições que indiquem o tipo de movimentação e/ou esforços envolvidos na formação da fratura (ou falha). Assim, procurou-se observar e medir feições tais como estrias, ressaltes, marcas de arrancadura, caneluras, etc. (maiores detalhes sobre estes elementos estão descritos, por exemplo, em Vialon et alii, 1976), que dão indícios sobre a movimentação relativa dos blocos e, portanto, sobre o tipo de falhamento. A observação de diques ou veios preenchendo fraturas em uma determinada direção, também forneceram informações importantes sobre os esforços que atuaram na área.

2. Relações de cruzamento entre as fraturas, que permitem obter informações sobre a idade relativa dos eventos tectônicos e sobre os esforços que atuaram na área.

3. Intensidade do fraturamento, estabelecendo-se as direções principais de rupturas, sua persistência e variações de frequência, fornecendo, assim, subsídios sobre a distribuição e importância na estruturação da área de cada um dos eventos tectônicos.

Além deste enfoque voltado para o estudo de falhas e fraturas, o trabalho de campo constou de descrições litológicas, medidas de foliação, dobras (eixos e planos axiais), crenulação, etc., e coleta de amostras de mão para laminação e estudos de petrografia microscópica.

CAPÍTULO 3

CONCEITOS E CRITÉRIOS EM APLICAÇÕES DE SENSORIAMENTO REMOTO

Em uma aplicação de sensoriamento remoto em trabalhos geológicos, diversos fatores influem nos resultados. Estes fatores podem ser agrupados em três indicadores gerais interdependentes, que irão determinar o grau de contribuição do sensoriamento remoto ao estudo geológico em si. Estes indicadores são:

- características dos produtos de sensores remotos a serem utilizados,

- objetivos do trabalho,

- características geológicas da área de estudo.

As características intrínsecas dos aparelhos sensores, tais como: as resoluções espacial, espectral e temporal, tipo de plataforma (aeronave, satélite), sistema de coleta de informações (fotográfico, imageador, de radar, de televisão, etc.) são fundamentais, e devem ser consideradas antes de iniciar um estudo que utilize aplicações de sensoriamento remoto, pois são fatores limitantes, ou seja, o nível e o tipo dos dados obtidos ficam restritos a estas especificações técnicas.

A partir destas restrições e de acordo com os objetivos do trabalho a ser executado, deve-se considerar qual a contribuição potencial do sensoriamento remoto, ou ainda, que tipo de produto poderia apresentar melhores resultados.

As características geológicas da área também são importantes, pois as feições que se pretende estudar devem ser suficientemente proeminentes, em uma dada escala de observação, para que a contribuição do sensoriamento remoto seja efetiva.

Analisando-se de uma forma geral, qualquer trabalho que envolva aplicações de sensoriamento remoto necessita de um

planejamento prévio que permita estabelecer os tipos de produtos que melhor adaptem-se aos objetivos da pesquisa e as características da área.

Partindo-se da compatibilização da escala de trabalho com a dos produtos de sensores remotos a serem utilizados deve-se, então analisar as características destes sensores. A resolução espacial é o primeiro aspecto do sistema sensor a ser analisado pois ela limita o tamanho do elemento observado no solo e, portanto, a escala de trabalho, pois feições geológicas menores que o elemento de resolução não serão individualizadas.

A resolução espectral é também uma especificação importante do aparelho sensor, pois ela define a banda do espectro eletromagnético em que trabalha o sistema, ou seja, o tipo de energia refletida e/ou emitida pelos alvos. Esta importância pode ser observada nos sistemas MSS e TM do LANDSAT. Por exemplo, os canais 7 do MSS e 4 do TM, cujas bandas espectrais situam-se no infravermelho próximo (vide Tabela 2.1), tem um poder de realce da morfologia muito superior aos outros canais. Dado este realce são mais úteis em estudos geológico-estruturais, principalmente em áreas cristalinas devido ao carater recortado da topografia, variações composicionais não muito grandes nos tipos litológicos e pelo papel preponderante das estruturas rígidas no controle do arcabouço geológico, que refletem-se pelo condicionamento das formas de relevo.

A resolução temporal especifica a quantidade de vezes em que o sistema sensor cobre uma mesma área em uma determinada unidade de tempo. Quando há repetitividade sistemática de cobertura, como é o caso dos aparelhos sensores do satélite LANDSAT, é possível analisar as informações coletadas em diferentes épocas do ano e, portanto, sob diferentes condições climáticas, de vigor de vegetação, de umidade, etc. Os produtos fotográficos dos sensores do LANDSAT permitem, além disso, o recurso da falsa estereoscopia (sensação de relevo) utilizando-se passagens de épocas diferentes, devido a variações na trajetória das órbitas do satélite que provocam uma pequena diferença de paralaxe.

O sistema de coleta de informações, de acordo com o tipo de energia utilizada, pode ser ativo ou passivo. Os sistemas ativos (p.ex. o radar) utilizam energia própria, enquanto que os passivos (fotográficos, imageadores, etc.) usam, geralmente, energia solar. A importância de se levar em consideração estas diferenças pode ser exemplificada pela análise do sistema SLAR (radar de visada lateral), o mais comum dos sensores ativos utilizados em trabalhos geológicos.

Em primeiro lugar, a utilização deste tipo de sensor é aconselhável em áreas onde as condições climáticas são adversas (cobertas por nuvens grande parte do ano), ou apresentem uma cobertura vegetal exuberante, pois além de ser transparente a nuvens, este tipo de sensor age como uma espécie de filtro, suprimindo detalhes da vegetação, que em outros sensores dificultaria a interpretação geológica. Além disso, o baixo ângulo de iluminação utilizado pelo radar de visada lateral torna o produto fotográfico deste tipo de sensor o mais indicado para o estudo das formas de relevo, devido ao grande realce das variações topográficas. Deve-se considerar, por outro lado, as limitações impostas por este tipo de sensor, entre as quais a principal é o pequeno número de tonalidades de cinza em seus produtos fotográficos. Esta particularidade pode limitar os resultados em áreas arrazadas e pediplanizadas, onde a morfologia não exerce um papel preponderante.

Em sistemas passivos há, muitas vezes, uma inversão no papel das características citadas para o tipo ativo. Por exemplo, os sensores passivos que operam na faixa do visível (que não possuam o recurso da estereoscopia) não apresentam, em algumas áreas, um realce ideal das formas de relevo, ou ainda a presença de uma vegetação densa pode agir como uma máscara para as feições geológicas. Porém, por possuirem uma gama variada de tons de cinza e um menor sombreamento (devido ao ângulo de iluminação mais elevado) estes produtos mostram-se eficazes na interpretação de mudanças litológicas (em áreas de variações morfoló-

gicas pouco expressivas) e na definição da rede de drenagem e análise de suas formas. Por estes motivos, é aconselhável, sempre que possível, a utilização de produtos de mais de um tipo de sensor, pois há, via de regra, uma complementação de informações.

Tomando-se como exemplo a região sudeste do Estado de Minas Gerais e o trabalho ora desenvolvido, alguns aspectos podem ser discutidos sobre a compatibilização entre as características dos sensores utilizados, os objetivos da pesquisa e o arcabouço geológico-estrutural da área.

Os produtos fotográficos de pequena escala utilizados neste trabalho (vide Capítulo 2, ítem 2.1), tem como uma de suas características principais o poder de regionalização das informações geológicas, principalmente as de carater estrutural. As estruturas rúpteis são as feições geológicas regionais mais bem expressas nestes produtos sensores (com melhor definição nos canais 7 do MSS e 4 do TM e nos mosaicos de radar), através de fotolineamentos extensos no caso dos grandes falhamentos ou lineações de relevo e de drenagem nas concentrações de fraturas. A extração destes elementos dos produtos fotográficos permite que se estude as principais direções regionais de fraturamentos, obtendo-se, assim, informações sobre os eventos tectônicos rúpteis e rúpteis-dúcteis que afetaram a área.

Grande parte da área é controlada por extensos falhamentos inversos e de empurrão de direção geral NNE-SSW, com intensidade maior na parte leste, onde o contato tectônico entre as principais unidades litológicas é feito através de cavalgamentos crustais. Falhamentos de rejeito direcional também ocorrem, com direções aproximadas NW-SE, NE-SW e E-W. Falhamentos normais são comuns, em todas as quatro direções mencionadas (vide Capítulos 4 e 5). Estudos realizados a norte da área, na Serra do Espinhaço (Almeida Abreu e Munhóz, 1983; Almeida Abreu e Schorscher, 1984), indicam que, principalmente, as direções de fraturamento N-S e E-W foram ativas desde os tempos arqueanos, constituindo um mosaico de blocos crustais embasamentais, que controlou a sedimentação e a paleogeografia (arqueana e proterozóica).

As rochas do Quadrilátero Ferrífero (Supergrupos Rio das Velhas, Minas e Espinhaço) estão distribuidas, dentro da área, em amplos dobramentos, geralmente sinclinais, posicionados com várias orientações (NE-SW é a principal) e com flancos inclinados para oeste-noroeste. Em escala regional, uma feição estrutural importante do Supergrupo Minas no Quadrilátero Ferrífero relaciona-se ao fato que nenhuma das megadobras que constituem os principais sinclinais reflete-se nas rochas adjacentes e subjacentes. Estas feições deformacionais das rochas do Supergrupo Minas no Quadrilátero Ferrífero foram interpretadas como o resultado do transporte por nappes destes metassedimentos, para a sua posição atual (Fleischer,1971; Schorscher, 1975,1976a; Schorscher e Guimarães, 1976; Schorscher et alii, 1982; Inda et alii,1984).

Do que foi descrito nos parágrafos anteriores sobre os conceitos e critérios em aplicações de sensoriamento remoto e sobre o arcabouço geológico geral da região, alguns elementos importantes devem ser considerados. Em primeiro lugar, ressalta-se a importância das estruturas rúpteis no quadro tectônico da área, associando-se uma das principais características dos produtos de sensores remotos de pequena escala, que é a potencialidade de visualização da distribuição e do comportamento dos lineamentos fotogeológicos em termos regionais. Em segundo lugar, há o problema da origem e da relação entre as grandes unidades litoestratigráficas do Quadrilátero Ferrífero. Neste caso, um estudo dos padrões de fraturamento que afetaram estas unidades objetivou obter subsídios para o entendimento do problema.

Pelos motivos expostos acima, o estudo dos padrões de fraturamento da área, através dos produtos fotográficos utilizados, mostrou-se o enfoque mais viável na aplicação de sensoriamento remoto para a obtenção de informações estruturais.

CAPÍTULO 4

GEOLOGIA REGIONAL

4.1 - ASPECTOS GERAIS

O Craton do São Francisco representa uma área com cerca de 650.000km^2 que foi, essencialmente, poupada da regeneração havida no Pré-Cambriano Superior e agiu como antepaís para as faixas de dobramentos desta idade, que se instalaram perifericamente (Almeida, 1966; Cordani, 1973; Almeida, 1977; 1978a; Almeida et alii, 1978). Nesta definição, o termo Craton do São Francisco refere-se a uma área estável no Proterozóico Superior, mas inclui faixas móveis do Proterozóico Inferior e/ou Médio.

Diferentemente, Pflug e Renger (1973), baseados em trabalhos anteriores de Pflug (1965, 1967), diferenciaram na região sudeste do "Craton Sanfranciscano", as partes cratonizadas e estáveis desde o Arqueano (a oeste), das faixas móveis, de baixo grau metamórfico, Minas (-Espinhaço), que consideraram de idade Proterozóico Inferior, com base em critérios sedimentogênicos, estruturais e geotectônicos (vide também Dorr, 1969), e gradacionais, como equivalentes laterais de facies, penecontemporaneos com os gnaisses e migmatitos das regiões de alto grau metamórfico a leste ("Facies Guanhães").

Existe ainda marcada divergência entre os modelos evolutivos propostos, conceitos geotectônicos aplicados e quanto as principais ferramentas de trabalho utilizadas pelos autores supra-citados.

Preferindo-se utilizar uma terminologia descritiva, seguiu-se a de Inda et alii (1984), que compreende todas as rochas migmatito-gnáissicas e granulíticas da área de estudo, no Complexo Migmatito-Granulítico de Minas Gerais (Figura 4.1, legenda nº 7), possibilitando ainda sua subdivisão em áreas parcial e totalmente retrabalhadas nos ciclos Transamazônico e Brasiliano.

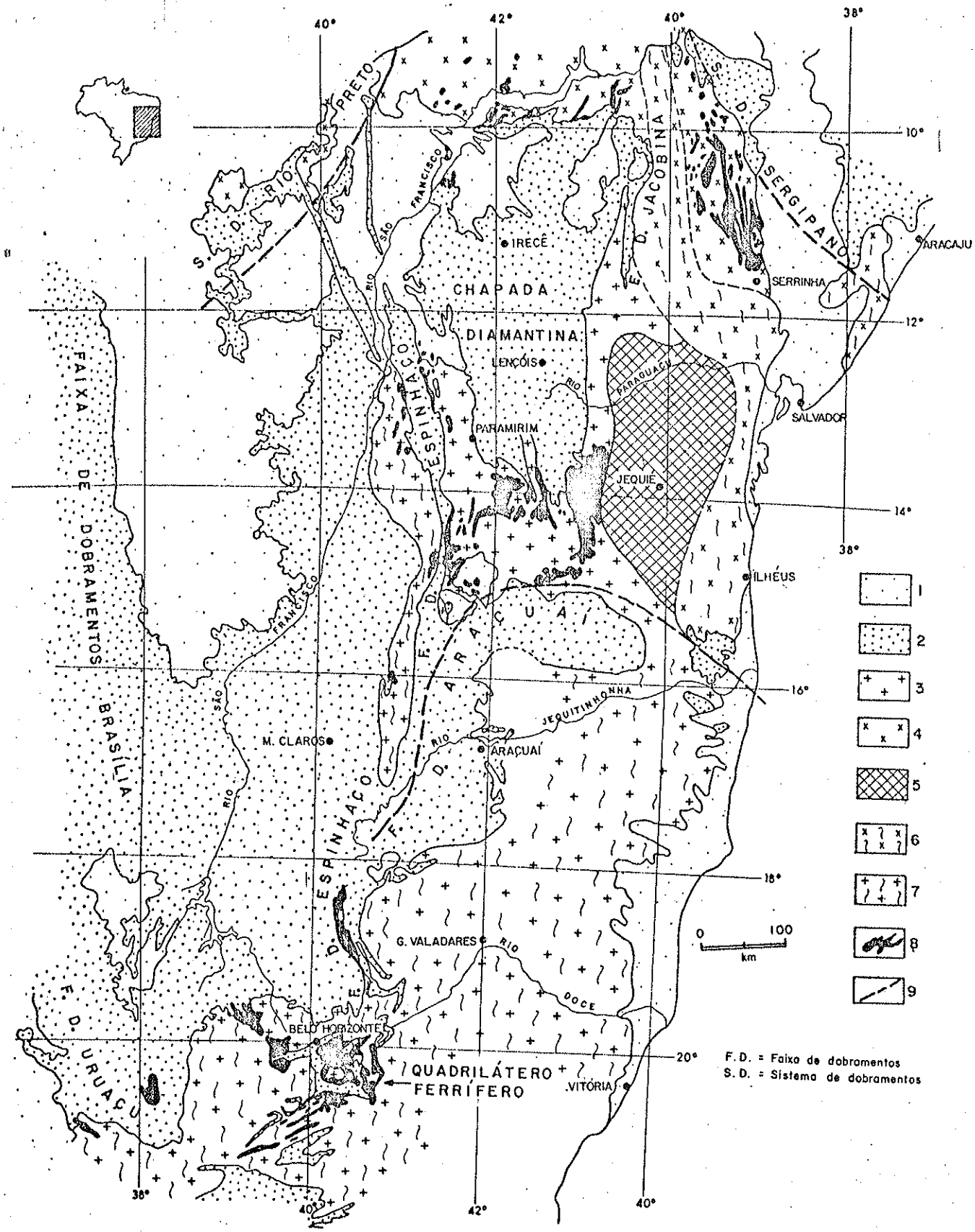


Fig. 4.1 - O craton do São Francisco, suas coberturas e faixas de dobramentos marginais. (Inda et alii, 1984).

(1) Coberturas fanerozóicas, (2) coberturas e faixas de dobramentos proterozóicos, (3) terrenos granito-greenstone, (4) terrenos granito-greenstone parcialmente rejuvenescidos no ciclo Transamazônico, (5) terrenos dominantemente granulíticos, (6) terrenos dominantemente granulíticos total ou parcialmente retrabalhados no ciclo Transamazônico, (7) terrenos migmatito-granulíticos, granitóides e granito-greenstone não diferenciados, total ou parcialmente retrabalhados nos ciclos Transamazônico e Brasiliano, (8) sequências vulcano-sedimentares do tipo greenstone belt diferenciadas, (9) limites supostos das faixas ou sistemas dobrados.

As áreas parcialmente retrabalhadas formam o quadro imediato do "greenstone belt" Supergrupo Rio das Velhas na região do Quadrilátero Ferrífero, as porções cristalinas adjacentes à oeste e norte e o embasamento das coberturas proterozóicas de baixo grau metamórfico dos Supergrupos Minas, Espinhaço, São Francisco e do Grupo São João del Rei. As áreas progressiva a totalmente retrabalhadas situam-se a leste do Quadrilátero Ferrífero-Espinhaço Meridional, passando sem delimitação evidente para a faixa cristalina costeira. São caracterizadas, na área de estudo, por rochas predominantes s.l. graníticas-polimetamórficas de alto grau: migmatitos e gnaisses re-migmatizados e -gnaissificados, magmatismo granítico e incluem, também, faixas de granulitos, além de possíveis relitos de sequências vulcano-sedimentares do tipo "greenstone belt", também altamente metamorfisadas e deformadas. Existe consenso quanto a idade arqueana de vastas partes do Complexo Migmatito-Granulítico de Minas Gerais, mesmo em suas partes intensamente retrabalhadas, sem desconsiderar a importância de eventos de retrabalhamento e magmatismo granítico mais recentes.

As sequências/faixas supracrustais arqueanas (Figura 4.1, legenda nº 8), os "greenstone belts" Rio das Velhas, no extremo sul da Serra do Espinhaço (Schorscher et alii, 1982; Inda et alii, 1984) e "Rio Parauna", no anticlinal central do Espinhaço Meridional (Fogaça et alii, 1984) são embutidas no Complexo Migmatito-Granulítico de Minas Gerais, em suas partes pouco retrabalhadas e as proterozóicas (dos supergrupos Minas, Espinhaço, São Francisco e do Grupo São João del Rei) constituem-se em depósitos sedimentares, localmente vulcânicos, de graus deformacionais variáveis e metamórficos em geral baixos, caracterizando coberturas plataformais e de margem continental (Figura 4.1, legenda nº 2).

As datações geocronológicas revelam para a área eventos arqueanos que variam de idade entre 2600-3400 m.a. e um retrabalhamento generalizado acompanhado de magmatismo granítico ocorreu no Proterozóico Inferior entre 1800-2200 m.a. (Revisão em

Inda et alii, 1984; Thorpe et alii, 1984; Teixeira, 1985). O vulcanismo ácido de Conceição de Mato Dentro foi datado em torno de 1700 m.a., rochas graníticas forneceram idades adicionais em torno de 1400-1500 m.a. e as idades de metabasitos hipoabissais, encontradas em vasta parte da área considerada, distribuem-se em faixa ampla de 1000-2200 m.a. (Inda et alii, 1984; Teixeira, 1985).

Os eventos no Proterozóico Superior marcam a evolução das zonas marginais do Craton do São Francisco (sensu Almeida, 1966), através das faixas orogênicas geradas ou retrabalhadas entre 850-470 m.a. (Inda et alii, 1984), que na parte oriental estendem-se até a costa leste Brasileira. Uma compilação recente de dados geocronológicos da porção sudeste de Minas Gerais, Rio de Janeiro e Espírito Santo encontra-se em Machado Filho et alii (1983).

As características geológicas, estruturais e evolutivas da área, citadas e discutidas acima, brevemente, situam-na dentro de um contexto evolutivo complexo, onde predominam os terrenos arqueanos, com contribuições e retrabalhamentos posteriores, através de eventos tectono-orogenéticos e reativações de caráter distensivo. Desta forma, serão discutidas, a seguir, as principais características dos terrenos arqueanos estudados em diversos continentes, para um melhor entendimento destas regiões antigas e complexas.

- Características Gerais dos Terrenos Arqueanos

As províncias arqueanas conhecidas em diversas regiões do planeta compreendem duas associações básicas, com feições geológicas e geotectônicas distintas: terrenos de alto e baixo grau metamórfico (Windley, 1976; Condie, 1981; Tarney et alii, 1982).

Associações de alto grau são caracterizadas por complexos gnaisse-migmatito-granulito, intercalados com intrusões ígneas e remanescentes supracrustais de alto grau. Estes terrenos incluem, segundo Tarney et alii (1982), diversos tipos de rochas, de idades variadas, muito deles mostrando enxames de diques básicos e ultrabásicos no período de 2500-2000 m.a.

As associações de alto grau são compostas, principalmente, por terrenos gnáissico-migmatito quartzo-feldspático (≥ 80% vol.) com quantidades variáveis de rochas granulíticas, além de ocorrências subordinadas de rochas supracrustais, complexos ígneos acamadados e diques máficos. O grau metamórfico varia do facies anfibolito médio a granulito superior, sendo raro a preservação de texturas primárias em rochas supracrustais sedimentares ou vulcânicas (Condie, 1981).

Os principais tipos de rochas supracrustais associadas aos terrenos de alto grau são os anfibolitos, mármores, micaxistos, quartzitos e formações ferríferas. Dois tipos de rochas ígneas acamadadas metamorfizadas e deformadas podem ser distinguidos nestes terrenos: anortosito-leucogabro e complexos máficos ultramáficos. As rochas que compõem estes terrenos são tipicamente dobradas com padrões de interferência em grande escala e atravessadas por grandes cinturões de cisalhamento (Windley, 1976).

As regiões arqueanas de alto grau não apresentam muitos depósitos minerais, sendo a maioria deles de pouco interesse econômico. Os principais depósitos minerais encontrados nestas regiões, segundo Windley (1976), são: formações ferríferas, cromo em anortositos e ultramáficas, e níquel e cobre em anfibolitos.

Os terrenos arqueanos de baixo grau são representados pelas associações do tipo "greenstone belts", caracterizadas por sucessões supracrustais formadas dominantemente por rochas vulcânicas máficas e ultramáficas. Estas sucessões supracrustais são circundadas e, em parte, intrudidas por grande quantidade de rochas graníticas e gnáissicas, constituindo os terrenos arqueanos denominados de "granite-greenstone belts". Os contatos entre estas duas unidades são muitas vezes tectônicos. "Greenstone belts" são sucessões supracrustais, sinformais, de formas lineares e irregulares, que variam de 5 a 250km de largura e com centenas de quilômetros de comprimento (até 800km) (Windley, 1976, 1981; Condie, 1981; Goodwin, 1981). As espessuras estratigráficas dos "greenstones belts" são consideradas da ordem de 10 a 20km pela maioria dos autores (p. ex. Windley, 1976; Condie, 1981).

No entanto, Lowe et alii (1983) alertam sobre a importância de processos tectônicos que levam a repetição de pacotes estratigráficos e, portanto, resultam em uma espessura aparente superior a real.

Os terrenos graníticos que circundam e intrudem os "greenstone belts" são formados por complexos gnáissicos altamente deformados, plútons diapíricos com foliação concordante aos "greenstone belts" e plútons discordantes (pós-tectônicos), intrusivos nos "greenstone belts" e nos terrenos gnáissicos (Condie, 1981; Anhaeusser, 1982). Entre estas rochas s.l. graníticas, as de maior expressão são as de composição tonalítica e trondhjemítica, as quais são compostas principalmente de plagioclásio sódico (40-60%), quartzo (25-35%) e biotita (5-10%), algumas vezes hornblenda (0-5%) e feldspato potássico (0-5%). A origem dos complexos gnáissicos em terrenos do tipo "granite-greenstone belts" é ainda bastante controvertida. Os plútons e batólitos arqueanos foram intrudidos, principalmente, por forças verticais, como é evidenciado pela distribuição da foliação e das lineações. Os diápiros simples e múltiplos são sintectônicos, enquanto que os plútons discordantes e homogêneos são pós-tectônicos (Condie, 1981).

Segundo Anhaeusser (1982), nos ambientes "greenstone" mais antigos os corpos graníticos eram, quase que invariavelmente, ricos em sódio, mas suas características composicionais foram determinadas pelo material a partir do qual se originaram, assim como pelo grau de fusão parcial envolvido em sua gênese. A seguência de eventos graníticos reflete uma mudança progressiva de tonalito rico em sódio e gnaisses trondhjemíticos e migmatitos associados, para batólitos mais ricos em potássio, formados principalmente por granodiorito, adamelito e granito (senso stricto). Considera-se que estes batólitos originaram-se de fusão parcial de terrenos tonalíticos/trondhjemíticos pré-existentes. Em algumas regiões, pequenos plútons pós-tectônicos foram intrudidos nos terrenos "granite-greenstone belts",

representando o evento magmático final no desenvolvimento da crosta granítica arqueana.

As sequências supracrustais arqueanas dos "greenstone belts" podem ser, de um modo geral, subdivididas estratigraficamente em tres grupos, cujos limites são gradacionais. O grupo inferior contem vulcânicas máficas e ultramáficas komatiiticas; o grupo intermediário é formado, em grande parte, por andesitos e vulcânicas silícicas com afinidades calco-alcalinas; e o grupo superior é formado por grauvacas, arenitos e conglomerados clásticos, além de sedimentos químicos (BIF, chert e carbonatos) (Windley, 1976; Condie, 1981).

Estas sequências supracrustais mostram, geralmente, um metamorfismo regional de baixa pressão do tipo xisto-verde (Windley, 1981). Embora haja ainda controvérsia quanto as idades em que se desenvolveram os "greenstone belts", os estudos indicam que um grande número deles formaram-se por volta de 2,6 a 2,7 b.a. (Glikson, 1981). Grachev e Federovsky (1981) propuseram uma divisão em quatro estágios para o desenvolvimento dos "greenstone belts", a saber, 3,8-3,0; 3,0-2,6; 2,6-1,9; e aqueles mais jovens que 1,9b.a.

As rochas vulcânicas, principalmente de origem subaquática, e intrusivas hipabissais (diques, sills, plugs, etc.), são os tipos dominantes nos "greenstone belts" arqueanos. As análises químicas mostram uma grande variação composicional, desde ultramáfica a félsica e alcalina, com grande predomínio de rochas máficas (Condie, 1981). Em muitos casos há um desenvolvimento do vulcanismo arqueano em três estágios, iniciando-se pelas rochas komatiiticas, passando pelas toleíticas e finalizando pelas calco-alcalinas (Tarney et alii, 1982).

Dentre as rochas máficas e ultramáficas ocorrem os komatiitos peridotíticos e basálticos, os quais tem como característica distintiva a textura "spinifex" e uma alta razão (>1) de CaO/Al_2O_3 e alta porcentagem (>9%) de MgO (Viljoen e Viljoen,

1969 in Windley, 1976). Segundo Glikson (1981), os komatiitos peridotíticos contem mais de 20% de MgO. As temperaturas de extrusão dos magmas komatiiticos peridolíticos foram superiores a 1600°C, ou seja, cerca de 300-350°C acima da temperatura de extrusão dos magmas fanerozóicos conhecidos (Green, 1972, 1981). Em uma revisão recente sobre as rochas komatiiticas apresentada por Arndt e Nisbet (1982), um komatiito é definido como uma rocha vulcânica ultramáfica (lava ou rocha vulcanoclástica) com mais de 19% de MgO e faz parte de uma suite magmática (suite komatiitica) a qual inclui rochas vulcânicas máficas denominadas basaltos komatiiticos.

Ainda na fase inicial do vulcanismo, as condições foram, as vezes, favoráveis para o desenvolvimento de quantidades subordinadas de vulcânicas félsicas e material piroclástico, assim como para a deposição de sedimentos químicos e vulcanogênicos (formações férríferas bandadas, rochas calco-silicatadas, cherts bandados e grauvacas). Seguindo este estágio primitivo predominantemente komatiitico, a evolução do "greenstone belt" sofre mudanças fundamentais, resultando em suites vulcânicas bimodais toleíticas e calco-alcalinas de composições máficas e ácidas. Anhaeusser (1982) explica este fenômeno pela geração de grandes quantidades de magmas trondhjemítico e/ou tonalítico, derivados da fusão parcial da litosfera simática primitiva (crosta continental primitiva), influenciando no magmatismo do próprio "greenstone belt". Associam-se as rochas vulcânicas toleíticas e/ou calco-alcalinas, sedimentos de origem química, tais como cherts e formações ferríferas (Windley, 1976).

As rochas sedimentares compreendem 15 a 30% do volume total dos "greenstone belts", na maioria dos casos. Embora em muitos "greenstone belts" os sedimentos tornem-se importantes somente em suas partes estratigraficamente superiores, algumas sucessões contêm importantes horizontes sedimentares ao longo de toda a sequência. Os sedimentos clásticos, em particular a suite grauvaca-argilito, predominam e, os sedimentos não clásticos (principalmente o chert) apesar de ocorrerem em menor quantidade, são muito comuns. Os sedimentos clásticos foram de-

positados em bacias tectonicamente ativas, sujeitas a deslizamentos subaquáticos e correntes de turbidez. Ambientes mais estáveis provavelmente existiram, quando da deposição dos cherts, carbonatos e quartzitos. Embora a profundidade das bacias sedimentares seja desconhecida, muitas foram profundas o suficiente para que os turbiditos não fossem afetados pela ação das ondas (Condie, 1981).

No início da sedimentação, o material era derivado do intemperismo dos componentes vulcânicos do próprio "greenstone belt", que sofria um fenômeno de elevação progressiva. Isto contribuiu para a formação das sequências de turbiditos, constituidas por uma vasta acumulação de grauvacas e folhelhos. A erosão progressiva atinge as rochas granitóides subjacentes, refletindo em uma mudança na natureza dos sedimentos comumente encontrados nas formações superiores de grande parte dos "greenstone belts", ou seja, os siltitos, arenitos, quartzitos e conglomerados. As sequências de turbiditos são indicativas de sedimentação de águas profundas, enquanto que as evidências de condições de águas rasas são dadas, localmente, pela presença de calcáreos estromatolíticos, baritas estratiformes e texturas sedimentares que incluem estratificação cruzada, "ripple marks" e "mud-cracks". A sedimentação clástica foi acompanhada por isoladas e pequenas ocorrências de lavas e rochas piroclásticas, junto com o desenvolvimento de jaspilitos e formações ferríferas bandadas (Anhaeusser, 1982). Uma discussão sobre a sedimentação arqueana do "greenstone belt" de Barberton foi dada por Tankard et alii (1982), com interpretações da evolução geotectônica e sedimentológica. Dois modelos paleogeográficos, propostos pelos autores, mostram que as unidades sedimentares inferiores deste "greenstone belt" depositaram-se em uma margem continental íngreme com uma plataforma estreita e, as unidades estratigráficamente superiores contêm evidências abundantes de processos marinhos rasos, implicando na evolução de uma plataforma continental mais larga.

Apesar da história geológica complexa dos terrenos arqueanos "granite-greenstone belts", certas feições estrutu-

rais e metamórficas são características, segundo Condie (1981). Entre elas, as principais são:

- um dobramento inicial com comprimento de onda de quilômetros a dezenas de quilômetros. As dobras são isoclinais, os planos axiais apresentam fortes mergulhos e "plunges" moderados a fortes e, algumas vezes, são seccionadas por dobras transversais, orientadas a alto ângulo. As dobras desenvolvidas posteriormente são pequenas (centímetros a metros) e, frequentemente, envolvem conjuntos conjugados;

- lineações de estiramento são comuns em planos de foliação próximos ao contato "greenstone belt" - granitos sintectônicos;

- os falhamentos nos "greenstone belts" são de diversos tipos (normais, transcorrentes e de empurrão) e idades. Muitos são paralelos aos principais dobramentos, geralmente com fortes mergulhos e alguns com zonas de cisalhamento associadas (várias centenas de metros de largura);

- três tipos de metamorfismo ocorrem nos terrenos "granite-greenstone belts" arqueanos:

  1) metamorfismo regional, geralmente de facies xisto-verde ou anfibolito, embora encontre-se em algumas áreas os facies prehnita-pumpellyita e granulito;

  2) metamorfismo de contato é comum próximo as margens de muitos plútons graníticos, que podem ser sin- a pós-metamorfismo regional;

  3) retrometamorfismo, de menor importância, embora comum, é caracterizado pela cloritização incipiente da biotita e hornblenda e pela saussuritização do plagioclásio.

Anhaeusser (1982) subdivide a história tectônica dos terrenos arqueanos "granite-greenstone belts", em dois está

gios. O primeiro relaciona-se aos conjuntos geotectônicos primários e foi, provavelmente, dominado por influências gravitacionais, juntamente com o alto fluxo de calor e um sistema convectivo rápido. Este estágio produziu estruturas tais como dobras recumbentes ou isoclinais com mergulhos variáveis, assim como deslizamentos e falhas fortemente inclinadas. Estruturas em nappe são menos comuns. O segundo estágio da história tectônica identifica a complexidade estrutural imposta pela interação dos plútons gnáissicos diapíricos. Este estágio resultou em dobramentos isoclinais acompanhados pelo desenvolvimento de forte clivagem ou xistosidade, que é invariavelmente paralela aos contatos entre os "greenstone belts" e gnaisses encaixantes. As feições de deformação incluem seixos e estruturas "pillow" achatados, reorientação mineral, falhas transcorrentes, dobras de arrasto e disarmônicas, fraturas e juntas e uma série de dobras superimpostas, de pequena e grande escalas (dobras conjugadas, "chevron" e "kink-bands").

Importantes depósitos minerais de Ni, Au, Cu, Cr, Zn, Fe e Mn ocorrem nos terrenos "granite-greenstone belts" arqueanos (Windley, 1976; Condie, 1981; Hutchinson, 1981; Anhaeusser, 1982). As características geológicas e metalogenéticas de todos estes depósitos são bastante similares em todos os terrenos granite-greenstone belts conhecidos. Estes depósitos são geneticamente associados entre si e com as espessas sucessões vulcano-sedimentares dos "greenstone belts" arqueanos. A despeito de sua afiliação comum, estes depósitos e suas rochas associadas pertencem a dois grupos de vulcânicas arqueanas, petroquímica e petrogeneticamente diferentes. O grupo mais antigo é ultramáfico-komatiitico e toleítico e o mais jovem inclui tipos calco-alcalinos e silícico-alcálicos. O primeiro grupo de rochas e seus depósitos associados é restrito ao arqueano, enquanto o segundo grupo ocorre também em épocas mais recentes (Hutchinson, 1981).

De um modo geral, as mineralizações podem ser relacionadas aos principais grupos de rochas que compõem os terrenos arqueanos do tipo "granite-greenstone belts" e, as características gerais destes depósitos são dadas a seguir.

- Sulfetos de zinco-cobre

A mineralização de calcopirita-esfalerita ocorre, tipicamente, nas vulcânicas félsicas (riolíticas e daciticas) e piroclásticas, nas partes superiores dos ciclos vulcânicos dos "greenstone belts" (Windley, 1976). Geralmente são sugeridas uma das duas origens para os depósitos de sulfetos de zinco-cobre: hidrotermal epigenética ou por exalação vulcânica singenética (Condie, 1981).

- Sulfetos de níquel-cobre

Depósitos de sulfetos de níquel-cobre ocorrem intimamente associados as rochas vulcânicas ou sills ultramáficos-máficos nos "greenstone belts". Embora a origem dos sulfetos maciços de níquel-cobre tenha sido atribuida a substituição hidrotermal, serpentinização (ou algum outro processo secundário), os processos magmáticos primários parecem ser os mais importantes (Condie, 1981). Segundo Kazanski (1982), estes depósitos podem ser subdivididos em dois tipos principais associados, respectivamente, com fluxos de lavas ultramáficas e diques duníticos. Os depósitos de níquel ocorrem sob a forma de lentes ou disseminados em rochas ultramáficas komatiiticas e toleíticas (Hutchinson, 1981).

- Formação ferrífera

A formação ferrífera foi definida por James (1954) como uma rocha sedimentar finamente bandada, contendo no mínimo 15% de ferro de origem sedimentar, sendo frequente mas não necessário a ocorrência de níveis de chert. A classificação das formações ferríferas nos tipos Lago Superior e Algoma foi introduzida por Gross (1965), para caracterizar as diferenças existentes nestas formações, com relação as rochas associadas e aos ambientes sedimentares e tectônicos. As formações ferríferas do tipo Algoma são características dos "greenstone belts" arqueanos e, tipicamente, formam pequenas lentes nas sequências vulcâ-

nicas (Windley, 1976). Os minerais ricos em ferro são, segundo Condie (1981), óxidos, carbonatos, silicatos ou sulfetos. As formações ferríferas do tipo Algoma formam-se ao longo de sistemas de fraturas em cinturões vulcânicos e são associadas com grauvacas, turbiditos, sedimentos clásticos e rochas ultramáficas. Sua formação inicia-se com a deposição nos arredores de centros efusivos hidrotermais, extendendo-se para bacias locais e misturando-se com fluxos de lava e sedimentos (Gross, 1983).

- Depósitos de ouro

Os depósitos de ouro nos terrenos arqueanos "granite-greenstone belts" podem ser dos seguintes tipos: estratiforme, sulfeto maciço, filão de quartzo, disseminado e, subordinadamente, depósitos de placer. Todos os depósitos ocorrem dentro do "greenstone belt", embora os do tipo filão possam ocorrer também nas partes marginais dos granitos circunvizinhos (Condie, 1981). Ainda que a gênese dos depósitos de ouro seja discutível, ela está ligada ao vulcanismo do "greenstone belt" (Hutchinson, 1981). Dentro da área enfocada neste trabalho, os depósitos de ouro conhecidos no "Greenstone Belt" Rio das Velhas estão associados, segundo Mascarenhas et alii (1984), às formações ferríferas do Grupo Nova Lima e são, essencialmente, do tipo estratiforme, onde o minério é constituido por sulfetos com ouro.

- Depósitos de cromita

Os depósitos de cromita ocorrem nas rochas máficas e ultramáficas e suas texturas primárias sugerem uma origem ígnea (Condie, 1981). Estes depósitos podem ser estratiformes ou podiformes, são pouco caracterizados e de origem problemática nos "greenstone belts", sendo sugerido por Garson e Mitchel (1981) processos de colisão de arcos de ilhas como responsáveis pela sua formação.

- Outros

Os depósitos de As-Sb-Hg tem ocorrências similares

a do ouro, porém são de menor importância nos terrenos arqueanos "granite-greenstone belt" (Condie, 1981). Garson e Mitchel (1981) relacionam as mineralizações de Sb e dos pegmatitos com Sn, W, Ta e Be a processos de colisão.

Nos últimos anos um grande número de hipóteses para a evolução dos terrenos arqueanos do tipo "granite-greenstone belts" foi desenvolvido por vários autores. Alguns dos modelos tectônicos propostos incluem comparação com os geossinclineos proterozóicos; uma origem ensiálica ou ensimática; processos catastróficos ou extraterrestres; teorias de "hot spot" ou plumas do manto; bacias verticalmente subsidentes e tectônica de placas (vide Green, 1972; Tarney et alii, 1975; 1982; Windley, 1976, 1981; Condie, 1980, 1981; Anhaeusser, 1981; Hargraves, 1981; Lambert, 1981; Goodwin, 1981; Kröner, 1981, 1982).

A proposição de tantos modelos, na maioria das vezes contrastantes, deve-se às características dos "greenstone belts" e ao estado atual de conhecimento: são regiões complexas, o entendimento dos processos tectônicos primitivos é ainda restrito; os "greenstone belts" não formaram-se em um único ambiente tectônico, mas aparentemente em situações muito diversas; existe um considerável intervalo de idades arqueanas de formação dos "greenstone belts", o que deveria significar também mudanças evolutivas no decorrer do tempo (Anhaeusser, 1982).

4.2 - TRABALHOS ANTERIORES

Na área de trabalho ocorrem unidades litoestratigráficas pré-cambrianas metamórficas, com idades que variam desde arqueanas a proterozóicas superiores (Tabela 4.1), sendo as rochas fanerozóicas restritas aos basaltos mesozóicos e aos depósitos lacústricos e produtos de intemperismo terciários a recentes (vide Apêndice 1 - Mapa Geológico Integrado).

Os trabalhos anteriores desenvolvidos na área concentram-se sobre a região do Quadrilátero Ferrífero, sendo restrito o conhecimento geológico do restante da área.

TABELA 4.1

IDADE INFERIDA DAS GRANDES UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS

UNIDADES	IDADE INFERIDA (com base em bibliografia)
Grupo São João del Rei	Proterozóico Superior*
Supergrupos Minas e Espinhaço	Proterozóico Inferior a? Médio, em partes contemporâneos**
Supergrupo Rio das Velhas	Cinturão de rochas verdes arqueano**
Complexo Migmatito Granulítico de Minas Gerais	Arqueano, retrabalhado nos ciclos Transamazônico e Brasiliano**

* Karfunkel e Noce (1983a)

** Inda et alii (1984)

4.2.1 - COMPLEXO MIGMATITO-GRANULÍTICO DE MINAS GERAIS

O Complexo Migmatito-Granulítico de Minas Gerais (Inda et alii, 1984) distribui-se em grande parte do leste mineiro e constitui o embasamento das principais unidades supracrustais arqueanas e proterozóicas que ocorrem na área.

A maioria dos estudos geológicos deste complexo concentram-se sobre a região do Quadrilátero Ferrífero. As rochas deste complexo foram mencionadas já nos trabalhos pioneiros, desenvolvidos a partir do século passado por autores importantes como W.L. von Eschwege, A. Pissis, O.A. Derby, E.C. Harder, H.T. Chamberlin, etc., que consideraram estas rochas como as mais antigas da região, baseados na conceituação da geologia clássica que relaciona cristalinidade com idade. Entre os primeiros trabalhos que visaram subdividir e detalhar petrograficamente estas rochas, pode-se citar Freyberg (1932); Schneiderhöhn (1935), Guimarães (1931, 1951), entre outros. A primeira subdivisão proposta para estas rochas foi feita por Barbosa (1954), separando a

Série Mantiqueira, formada por rochas gnáissicas e a Série Barbacena, constituida por rochas xistosas. Ebert (1957,1958,1963, 1967) considerou as duas séries de Barbosa (1954) como sendo apenas mudança de facies, mantendo a denominação Barbacena, e individualizando os Grupos São João del Rei e Andrelândia, no sul de Minas Gerais.

Dorr (1969) e Herz (1970) consideraram as rochas do complexo gnáissico-migmatítico que ocorrem na área do Quadrilátero Ferrífero (incluindo o Complexo de Bação) como intrusivas ígneas graníticas mais jovens que o Supergrupo Rio das Velhas. Trabalhos mais recentes (Pflug e Renger, 1973; Schorscher,1975; Schorscher e Guimarães, 1976; Pires, 1977,1979; Cordani et alii, 1980) modificaram este conceito, considerando este complexo como constituintes metamórficos e subordinadamente ígneos, de uma crosta arqueana, podendo incluir rochas gnáissico - migmatíticas mais jovens, originadas a partir de sedimentos proterozóicos.

Determinações radiométricas realizadas por Herz (1970) em rochas do Complexo Migmatito-Granulítico de Minas Gerais, na área do Quadrilátero Ferrífero, indicaram cinco eventos com idades de 2700, 1930, 1350, 1000 e 500 m.a., os quais o autor associou, os quatro mais antigos a episódios de intrusões graníticas e o mais jovem a um evento termal. Cordani e Teixeira (1979), analisaram as idades radiométricas (Rb/Sr e K/Ar) existentes na região do Quadrilátero Ferrífero, que se distribuem em um intervalo de tempo de 2900 a 420 m.a. e associaram os resultados mais antigos as rochas do Supergrupo Rio das Velhas e ao Complexo de Bação. Cordani et alii (1980) concluiram, através de datações radiométricas, que o embasamento desta mesma região sofreu um metamorfismo alto por volta de 2700 m.a.

Um estudo mais regional, englobando grande parte da área de ocorrência do Complexo Migmatito-Granulítico de Minas Gerais foi realizado por Fontes et alii (1978). Estes autores denominaram estas rochas de Associação Barbacena/Paraíba do Sul, do Pré-Cambriano Indiferenciado, e subdividiram-na em quatro complexos: gnáissico-migmatítico; gnáissico-kinzigítico, charnockítico e granitóide. A Tabela 4.2 contém os principais tipos litológicos de cada um destes complexos.

TABELA 4.2

PRINCIPAIS TIPOS LITOLÓGICOS DA ASSOCIAÇÃO BARBACENA/ PARAÍBA DO SUL

ASSOCIAÇÃO BARBACENA/PARAÍBA DO SUL	COMPLEXO GNÁISSICO MIGMATÍTICO	Biotita gnaisses bandados, biotita-granada gnaisses, anfibolitos, rochas calcosilicáticas, xisto (biotita-, anfibólio-, talco-, cianita-), silimanita-gnaisses, migmatitos heterogêneos, mármores, granito gnaisses, quartzitos cata-itabiritos
	COMPLEXO GNÁISSICO KINZIGÍTICO	Gnaisses migmatíticos de composição kinzigitica, biotita gnaisses granatíferos; granitóides e migmatitos associados
	COMPLEXO GRANITÓIDE	Granitóides de composição granítica e quartzo diorítico, isotrópicos a orientados, localmente porfiroblásticos.
	COMPLEXO CHARNOCKÍTICO	Charnockitos com estrutura isotrópica e com foliação gnáissica; rochas gabróides, biotita granada gnaisses, leptinitos.

FONTE: Fontes et alii, 1978.

Almeida e Litwinski (1984), em sua síntese sobre a geologia pré-cambriana do setor setentrional da Província Mantiqueira (subdivisão do território brasileiro em províncias estruturais de acordo com Almeida et alii, 1977), caracterizam, para a área, duas zonas estruturais. A zona oriental apresenta características de um cinturão de rochas granulíticas, provavelmente de idade arqueana, que foi submetido, durante os ciclos Transamazônico e Brasiliano, a processos policíclicos de metamorfismo, migmatização e deformação. Durante o desenvolvimento deste cintu

rão, as rochas granulíticas e charnockíticas foram alçadas a níveis crustais mais rasos do que as rochas da zona ocidental. A zona ocidental, segundo os autores, representa um bloco crustal, também arqueano, onde predominam rochas granito-gnáissicas e encontram-se, ainda, "greenstone belts", e que sofreu um metamorfismo menos intenso durante o Proterozóico.

4.2.2 - SUPERGRUPO RIO DAS VELHAS

A Série Rio das Velhas foi definida por Dorr et alii (1957), englobando as rochas metassedimentares e metavulcânicas mais antigas que a Série Minas, e subdividida em dois grupos, o Nova Lima, inferior, e o Maquiné, superior. Simmons e Maxwell (1961) incluiram o Grupo Tamanduá no topo da Sério Rio das Velhas, o qual foi considerado por Dorr (1969) como pertencente a Série Minas. Posteriormente, o Grupo Tamanduá foi correlacionado com os quartzitos do Supergrupo Espinhaço (Schorscher, 1975, 1980; Schorscher et alii, 1982; Inda et alii, 1984). Menezes Filho et alii (1977) propuseram a elevação da série Rio das Velhas a categoria estratigráfica de supergrupo, o que é aceito atualmente.

Os dados radiométricos de Herz (1970) indicaram um metamorfismo regional Rio das Velhas por volta de 2800 m.a. Datações Pb/Pb realizadas por Thorpe et alii (1984) em amostras de galena coletadas próximo a Mina de Morro Velho e Raposos (2710, 2575, 2550, 2510 e 2495 m.a.) confirmaram a idade arqueana para as mineralizações de ouro e para as suas rochas hospedeiras (Grupo Nova Lima).

Almeida (1976) e Schorscher (1976b) definiram o caráter evolutivo do tipo "greenstone belt" para as unidades vulcano-sedimentares Rio das Velhas. Os trabalhos de Schorscher (1978, 1979a,b) e Schorscher et alii (1982) identificaram e definiram o Grupo Quebra Osso, constituido principalmente de lavas ultramáficas, incluindo komatiitos peridotíticos com textura "spinifex" posicionado na base da unidade Rio das Velhas, a qual constitui assim uma sequência "greenstone" completa. Ladeira (1980) e

Ladeira et alii (1983) incluiram as lavas ultramáficas, sem especificarem ocorrências, como situadas na base da sequência Rio das Velhas, no Grupo Nova Lima. No primeiro (Ladeira, 1980), foi proposta uma evolução do tipo "greenstone belt" para todo o conjunto arqueo-proterozóico do Quadrilátero Ferrífero, isto é, incluindo os supergrupos Rio das Velhas, Minas e Espinhaço, enquanto no segundo (Ladeira et alii, 1983), os autores sugerem este tipo de evolução somente para o Grupo Nova Lima. A Tabela 4.3 contém a coluna estratigráfica resumida do Supergrupo Rio das Velhas.

4.2.3 - SUPERGRUPO MINAS

A Série Minas foi denominada por Derby em 1906, foi dividida em cinco formações por Harder e Chamberlin em 1915, foi restrita no topo por Guimarães em 1931 e na base por Oliveira em 1956, foi dividida em três grupos por Dorr et alii (1957), e foi subdividida em nove formações por Wallace (1958), Maxwell (1958), Dorr (1958a,b), Pomerene (1958a,b,c), Simmons (1958) e Gair (1958), conforme discutido por Dorr (1969).

O Grupo Tamanduá, definido por Simmons e Maxwell (1961) foi incluído na Série Minas por Dorr (1969) e correlacionado por Schorscher (1980) e Schorscher et alii (1982) com o Supergrupo Espinhaço. A Série Itacolomi de Dorr et alii (1957) e Dorr (1969) é considerada atualmente como Grupo Itacolomi, a unidade superior do Supergrupo Minas. A Tabela 4.4 mostra a estratigrafia resumida do Supergrupo Minas.

As rochas do Supergrupo Minas distribuem-se no Quadrilátero Ferrífero em dobras isoclinais recumbentes, em contato tectônico com todas as unidades pré-cambrianas, através de falhamentos de empurrão de baixo ângulo, com desenvolvimento de intensa milonitização (Dorr, 1969; Schorscher et alii, 1982; Inda et alii, 1984). Baseados nas feições deformacionais do Supergrupo Minas no Quadrilátero Ferrífero, as quais não tem continuidade nas rochas adjacentes e subjacentes, Fleischer (1971); Schorscher (1975), (1976a); Schorscher e Guimarães (1976) Schorscher et alii (1982); Inda et alii (1984) interpretaram uma origem alóctone para esta unidade, através do seu transporte por nappes, para a sua posição atual.

TABELA 4.3

COLUNA ESTRATIGRÁFICA RESUMIDA DO SUPERGRUPO RIO DAS VELHAS

SUPER-GRUPO	GRUPO	FORMAÇÃO	LITOLOGIA	AMBIENTE DEPO-SICIONAL	ESPESSURA APROX EM METROS
CINTURÃO DE ROCHAS VERDES ("GREENSTONE BELT") RIO DAS VELHAS	MAQUINÉ	CASA FORTE	QUARTZITOS MACICOS E XISTOSOS SERICÍTICOS E CLORÍTICOS COM NÍVEIS INTERCALADOS DE SERICITA E CLORITA-XISTOS E FILITOS. QUARTZITOS, EM PARTE CLORÍTICOS E SERCÍTICOS COM LENTES DE CONGLOMERADOS INTRAFORMACIONAIS MONO- E POLIMÍTICOS (SEIXOS DE "METACHERT", BIF-FÁCIES CARBONÁTICA, QUARTZO DE VEIO, QUARTZITO, XISTOS, FILITOS, METAMÁFICAS E (?) METAULTRAMÁFICAS) COM PIRITAS DETRÍTICAS E ESTRATIFICAÇÃO CRUZADA DE PORTE DECIMÉTRICO.	DEPÓSITOS TIPO MOLASSA	>600
		PALMITAL	SERICITA-QUARTZO-XISTOS E FILITOS COM MICAS VERDES (CROMÍFERAS,) ÀS VÊZES GRAFITOSOS E SUBORDINADAMENTE COM PIRITA E MAGNETITA. LENTES DE QUARTZITOS E GRAUVACAS.		~600 A AUSENTE ~1400 MÁX.
			LOCAL		
	NOVA LIMA	INDIVISO	FILITOS EM GRANDE PARTE CLORÍTICOS, CLORITA-XISTOS, SERICITA-XISTOS, METAPELITOS EM GERAL, METAGRAUVACAS MÁFICAS, METAMÁFICAS DE ORIGEM VULCÂNICA E SUB-VULCÂNICA, METAULTRAMÁFICAS, INTERCALAÇÕES DE FORMAÇÕES FERRÍFERAS (BIF. TIPO "ALGOMA") DE FÁCIES CARBONÁTICA, SULFETADA, OXÍDICA E SILICÁTICA, FORMAÇÕES MANGANESÍFERAS, "METACHERT", FERRUGINOSO, XISTOS GRAFITOSOS, DOLOMITOS, QUARTZITOS. RAROS CONGLOMERADOS BIMODAIS COM SEIXOS E BLOCOS DE FORMAÇÃO FERRÍFERA EM MATRIZ METAPELÍTICA. ESTRUTURAS DE DEFORMAÇÃO GRAVITACIONAL ("SLUMPING" E "SLIDING").	PREDOMINAM CONDIÇÕES DE ÁGUAS PROFUNDAS, DEPÓSITOS TIPO "FLISCH", SEDIMENTOS QUÍMICOS E ATIVIDADES VULCÂNICA E PÓS-VULCÂNICA (HIDROTERMAL-EXALATIVA) SUBAQUÁTICA.	>4000
	QUEBRA OSSO	INDIVISO	ULTRAMÁFICAS (KOMATIITOS PERIDOTÍTICOS) A MÁFICAS EFUSIVAS E COM TEXTURAS MACIÇAS METAMÓRFICAS (F. XISTOS VERDES MÉDIO A ANFIBOLITO INFERIOR) C/RARAS INTERCALAÇÕES DE FORMAÇÕES FERRÍFERAS (BIF. TIPO "ALGOMA") E "METACHERT". PREDOMINAM DERRAMES MACIÇOS COM DISJUNÇÃO POLIEDRAL, "GUIRLANDAS" DE "SPINIFEX" E BRECHAÇÃO NAS PARTES BASAL E TOPO, E LAVAS BRECHADAS. OCORREM LAVAS ALMOFADADAS, "SPINIFEX", E ROCHAS ULTRAMÁFICAS PIROCLÁSTICAS E AFANÍTICAS (EX-HIALINAS ?).	VULCANISMO ULTRAMÁFICO A MAFICO SUBAQUÁTICO.	>600 MÁX.
CONTATO BASAL (?) TECTÔNICO COM AS LITOLOGIAS DO COMPLEXO MIGMATITO GRANULÍTICO DE MINAS GERAIS					

Segundo Schorscher, 1976b, 1978, 1979a,b, 1980a; com dados de Dorr, 1969 e Ladeira, 1980a,b). Fonte: Inda et alii, 1984

TABELA 4.4

COLUNA ESTRATIGRÁFICA RESUMIDA DO SUPERGRUPO MINAS NO QUADRILÁTERO FERRÍFERO

SUPER-GRUPO	GRUPO	FORMAÇÃO	LITOLOGIA	AMBIENTE DEPO-SICIONAL	ESPESSURA APROX. EM METROS
MINAS	ITACOLOMI	INDIFE-RENCIADO	ORTOQUARTZITOS, QUARTZITOS, FILITOS QUARTZOSOS, FILITOS, QUARTZITOS C/ SEIXOS, CONGLOMERADOS.	"MOLASSE"-PARÁLICO?	> 1000?
	PIRACICABA	SABARÁ	CLORITA-XISTOS, FILITOS CLORÍTICOS, METATUFOS, GRAUVACAS, CONGLOMERADOS, QUARTZITOS, ITABIRITOS.	FLYSCH"? EUGEOSSIN-CLINAL	> 3000
			LOCAL		
		BARREIRO	FILITOS E FILITOS GRAFITOSOS	SEDIMENTOS DE COBERTURA DE "SHELF" ESTÁVEL	150 LOCAL-TIPO
		TABÕES	ORTOQUARTZITO	//	125 LOCAL-TIPO
		FÉCHO DO FUNIL	FILITOS QUARTZOSOS, FILITOS DOLOMÍTICOS, DOLOMITOS SILICIFICADOS.	//	410 LOCAL-TIPO
		CERCA-DINHO	FILITOS, SERICITA-QUARTZITOS, QUARTZITOS E FILITOS FERRUGINOSOS, "METACHERT", CONGLOMERADOS, DOLOMITOS.	//	~ 600 MÁX. A 150 MÍN.
			LOCAL		
	ITABIRA	GANDA-RELA	DOLOMITOS⊞, CALCÁRIOS, ITABIRITOS DOLOMÍTICOS, XISTOS-DOLOMÍTICOS E ITABIRITOS MANGANESÍFEROS, FILITOS, ITABIRITOS, XISTOS VERDES.	//	~ 600 MÁX. A AUSENTE
		CAUÊ	ITABIRITOS, ITABIRITOS DOLOMÍTICOS, FILITOS, DOLOMITOS, XISTOS VERDES.	//	~ 500 MÁX. A < 50 MÍN.
	CARAÇA	BATATAL	FILITOS, FILITOS GRAFITOSOS, "METACHERT", ITABIRITOS.	//	~ 250 MÁX. A AUSENTE
		MOEDA	FÁCIES PARÁLICA: ORTOQUARTZITOS, QUARTZITOS, CONGLOMERADOS,● FILITOS FÁCIES DE BACIA: SERICITA-QUARTZITOS, FILITOS QUARTZOSOS, QUARTZITOS.	"SHELF" ESTÁVEL	~1000 MÁX. A < 50 MÍN.
CONTATO BASAL TECTÔNICO (DE "NAPPE") COM AS LITOLOGIAS DOS SUPERGRUPOS ESPINHAÇO E RIO DAS VELHAS E DO COMPLEXO MIGMATITO-GRANULÍTICO DE MINAS GERAIS.					

● COM PIRITAS DETRÍTICAS.
⊞ COM BRECHAS INTRAFORMACIONAIS

Segundo Dorr (1969) com modificações
FONTE: Inda et alii, 1984.

O metamorfismo regional do Supergrupo Minas no Quadrilátero Ferrífero é idêntico ao dos supergrupos Rio das Velhas e Espinhaço, facies xisto-verde médio a superior (Schorscher et alii, 1982).

4.2.4 - SUPERGRUPO ESPINHAÇO

As sequências predominantemente quartzíticas, com rochas vulcânicas e vulcanoclásticas associadas, de idade proterozóica, do Supergrupo Espinhaço tem ocorrência restrita e é indiviso na área de estudo, e por isto não será descrito em detalhes. Dentre os muitos estudos realizados na Serra do Espinhaço, no Estado de Minas Gerais, pode-se citar: Pflug (1968), Pflug et alii (1969), Pflug e Renger (1973), Renger (1979) e Scholl e Fogaça (1980). A Tabela 4.5 contém a coluna estratigráfica resumida deste supergrupo para a extremidade meridional da Serra do Espinhaço.

4.2.5 - GRUPO SÃO JOÃO DEL REI

Os metassedimentos do Grupo São João del Rei, do Proterozóico Superior, tem uma ocorrência bastante restrita na área de estudo, representada por uma faixa de direção NE-SW, próximo a localidade de Carandaí (vide Apêndice 1 - Mapa Geológico Integrado). Esta unidade foi definida a partir dos trabalhos de Ebert (1957, 1958, 1963, 1967, 1968). Karfunkel e Noce (1983a,b) correlacionam o Grupo São João del Rei com o Grupo Macaubas baseados em comparações litoestratigráficas. Já, Hasui e Oliveira (1984), baseados no sincronismo entre os grupos São João del Rei e Andrelândia, agrupam estas unidades em uma faixa de dobramentos, de idade proterozóica superior, denominada de Alto Rio Grande. A Tabela 4.6 mostra as principais colunas estratigráficas propostas para o Grupo São João del Rei.

Instituto de Geociências
BIBLIOTECA
T/278
U.S.P.

TABELA 4.5

COLUNA ESTRATIGRÁFICA RESUMIDA DO SUPERGRUPO ESPINHAÇO NAS EXTREMIDADES MERIDIONAIS DA SERRA HOMÔNIMA

SUPERGRUPO	GRUPO	FORMAÇÃO	LITOLOGIA	AMBIENTE DEPOSICIONAL	ESPESSURA APROX EM METROS
ESPINHAÇO	—	AS FORMAÇÕES SUPERIORES DO SUPERGRUPO ESPINHAÇO NÃO FORAM ENCONTRADAS NAS EXTREMIDADES MERIDIONAIS DA SERRA DO ESPINHAÇO E POSSIVELMENTE FALTAM, DEVIDO À NÃO-DEPOSIÇÃO E/OU EROSÃO.			
		GALHO DO MIGUEL	ORTOQUARTZITOS PUROS COM MEGA-ESTRATIFICAÇÕES CRUZADAS (ALTURA ATÉ 10m E EXTENSÃO ATÉ > 100m), LOCALMENTE COM DELGADAS LÂMINAS DE SERICITA-XISTOS NOS PLANOS DE ACAMAMENTO	"SHELF" MAIS PROFUNDO	> 400
		SOPA-BRUMADINHO	QUARTZITOS, ÀS VEZES FERRUGINOSOS, GROSSEIROS A FINOS, MICÁCEOS OU NÃO, COM NÍVEIS DE FILITOS/XISTOS SERICÍTICOS INTERCALADOS E LENTES DE CONGLOMERADOS LOCALMENTE DIAMANTÍFEROS OLIGOMICTOS (FÁCIES ALTAMIRA, COM SEIXOS DE QUARTZO DE VEIO E QUARTZITO) E POLIMICTOS. (SEIXOS DE ITABIRITOS POBRES E RICOS EM FERRO, MINÉRIOS RICOS EM FERRO; QUARTZITOS, "METACHERT" E MUITO RAROS SEIXOS DE ROCHAS GRANÍTICAS DO EMBASAMENTO).	DEPÓSITOS MIOGEOSSINCLINAIS "SHELF" RASO SUJEITO A MOVIMENTOS DIFERENCIAIS	~ 120
		SÃO JOÃO DA CHAPADA	QUARTZITOS MICÁCEOS OU NÃO, ÀS VEZES CONGLOMERÁTICOS OU COM SEIXOS ESPARSOS NA PARTE BASAL DA SEQÜÊNCIA (SEIXOS DE QUARTZO DE VEIO, QUARTZITO, FILITOS/XISTOS) FILITOS E FILITOS HEMATÍTICOS EM NÍVEIS INTERCALADOS	"SHELF" RASO E ATIVIDADE VULCÂNICA	~ 50
	SEQÜÊNCIA DE XISTOS VERDES	INDIVISO	CLORITA-ACTNOLITA-ALBITA-QUARTZO, QUARTZO-CLORITA, QUARTZO-CLORITA-SERICITA-E SERICITA-QUARTZO-XISTOS/FILITOS DERIVADOS DE TUFOS, TUFITOS E VULCANITOS (?) MÁFICOS A ÁCIDOS. SUBORDINADAMENTE XISTOS E FILITOS METAPELÍTICOS GRAFITOSOS E XISTOS METAPELÍTICOS COM CLORITÓIDE.	DEPÓSITOS VULCANOCLÁSTICOS, VULCÂNICOS E CLÁSTICOS EM ÁGUAS RASAS.	~ 100 A AUSENTE, DEVIDO A NÃO DEPOSIÇÃO E/OU EROSÃO LOCAL SUBSEQ
ARQUEANO INDIVISO	—	—	COMPLEXO MIGMÁTITO GRANULÍTICO DE MINAS GERAIS. / SUPERGRUPO (GREENSTONE BELT) RIO DAS VELHAS	—	—

FONTE: Inda et alii, 1984.

TABELA 4.6

PRINCIPAIS COLUNAS ESTRATIGRÁFICAS PROPOSTAS PARA O GRUPO SÃO JOÃO DEL REI

EBERT (1957)	EBERT (1968)	KARFUNKEL & NOCE (1983b)
F. Prados - metassiltitos listrados F. Barroso - calcários e calcio-filitos F. Carandaí - xistos ou micrograuvacas F. Carandaí-meta-grauvacas (facies grosseira) conglomeráticas F. Tiradentes-quartzitos, quartzitos conglomeráticos, metassiltitos.	F. Prados - Metassiltitos listrados F. Barroso - calcários e calco-filitos F. Rio Elvas - micaxistos, filitos e grauvacas F. Carandaí - meta-grauvacas conglomeráticas F. Tiradentes - quartzitos, quartzitos conglomeráticos, metassiltitos	F. Rio Elvas - quartzo-micaxistos, metassiltitos, filitos, calcários, calco-xistos F. Carandaí-metassiltitos e sedimentos glácio-marinhos F. Tiradentes-quartzitos, quartzitos conglomeráticos, metassiltitos
BRUPO BARBACENA	GRUPO BARBACENA	EMBASAMENTO

FONTE: Karfunkel e Noce (1983b).

4.3 - ASPECTOS EVOLUTIVOS REGIONAIS

A região englobando a área de estudo é de evolução policíclica complexa através de orogêneses pré-cambrianas superimpostas e reativações fanerozóicas tectôno-magmáticas.

O Complexo Migmatito-Granulítico de Minas Gerais, de idade arqueana com retrabalhamentos posteriores, tem sua história evolutiva ainda pouco conhecida devido a sua complexidade e a falta de estudos sistemáticos, os quais são localizados ou regionais a nível de reconhecimento.

De acordo com Schorscher et alii (1982) as rochas deste complexo, na região do Quadrilátero Ferrífero, possuem características petrográficas e petroquímicas que indicam uma analogia com complexos "grey gneiss" de outras partes do mundo. Os autores sugerem uma origem a partir de material crustal profundo já homogeneizado para as rochas graníticas "primárias", ou seja, para as rochas quartzo-dioríticas (tonalíticas), migmatitos com estruturas plutônicas e gnaisses metatéticos. As rochas graníticas intrusivas "primárias", também de composição tonalítica, podem ter sido derivadas por anatexia a partir de gnaisses e migmatitos, em níveis crustais algo mais profundos. Os anfibolitos máficos e ultramáficos "primários" de alto grau metamórfico, constituintes subordinados do complexo, são considerados como rochas derivadas a partir de níveis subcrustais, do manto, no início dos tempos arqueanos, as quais intrudiram a crosta como diques e corpos menores. Gnaisses e migmatitos "primários" de origem supracrustal, se presentes, são raros.

Este complexo foi sujeito a processos arqueanos e proterozóicos superimpostos. Os três eventos geotectônicos principais são: a orogênese Rio das Velhas que resultou em retrometamorfismo em condições de facies xisto-verde, mas que geralmente não pode ser distinguido nas rochas do complexo dos efeitos proterozóicos semelhantes; a orogênese Minas-Espinhaço que afetou o complexo arqueano, através de processos regionais progressivos no sentido de W para E, desde retrometamorfismo até desgranitiza

ção e granulitização; o evento termo-tectônico do ciclo Brasiliano, que causou, entre outros, "uplifts" tectônicos do tipo Complexo de Bação. Durante a orogênese Minas-Espinhaço formaram-se, também grandes falhas de empurrão ao longo da borda leste do Espinhaço (Inda et alii, 1984), que foram, pelo menos em partes, reativadas posteriormente, a exemplo do cavalgamento do Supergrupo Espinhaço sobre o Bambuí ao longo da borda oeste da Serra do Espinhaço Meridional.

A partir dos mapeamentos sistemáticos e detalhados desenvolvidos por Dorr e equipe (vide Dorr et alii, 1957 e Dorr, 1969) na região do Quadrilátero Ferrífero, obteve-se um bom conhecimento da geologia desta área, que vem se ampliando desde então, até os dias atuais. Com base neste conhecimento, várias interpretações surgiram sobre a evolução do Quadrilátero Ferrífero.

Dorr (1969), observou que a sequência Rio das Velhas indica que os sedimentos foram depositados em uma bacia eugeossinclinal, recebendo contribuição vulcânica, possivelmente de um arco de ilhas. Estas rochas sedimentares foram, então, dobradas com maior intensidade na parte oeste que na parte leste, e foram intrudidas por rochas gabróicas e ultramáficas e, posteriormente, por rochas graníticas, por exemplo, na área do Complexo de Bação. Segundo o autor, desconhecia-se o grau de metamorfismo regional da orogenia Rio das Velhas. As rochas dobradas da sequência Rio das Velhas foram então soerguidas e sujeitas a erosão profunda. A uma época desconhecida, a região foi inclinada, elevando-se a parte oeste, e iniciou-se a deposição do Grupo Tamanduá e de toda a sequência Minas. Com o término da sedimentação Minas houve um soerguimento e uma erosão profunda e, sobre esta superfície foi depositado a Série Itacolomi.

O primeiro evento da deformação pós-deposição Itacolomi foi, segundo Dorr (1969), provavelmente, o "uplift" parcial do Complexo de Bação e de áreas graníticas a norte e a sul que se formaram durante a orogênese Rio das Velhas. Formaram-se, então, os grandes sinclinais, que eram nesta época dobras abertas.

Houve crescimento gradual de um esforço compressivo vindo de SE e E, tornando as dobras mais apertadas e muitas delas recumbentes. A recristalização e o início de mudança das rochas sedimentares para metamórficas, alterando suas características físicas, tornaram-nas mais quebradiças e maciças e mais favoráveis ao fraturamento do que ao dobramento. As rochas mais competentes, tais como os quartzitos, sofreram falhamentos primeiro e, assim, formaram-se os sistemas imbricados de falhas de empurrão e as falhas de cisalhamento. Com a diminuição dos esforços formaram-se as falhas normais, perpendiculares a direção dos grandes dobramentos, e a 30°-45° destas direções.

A descoberta de lavas komatiiticas com estruturas "spinifex" posicionadas na base do Supergrupo Rio das Velhas, juntamente com datações geocronológicas, levou a redefinição desta unidade e a sua caracterização como uma sequência completa "greenstone belt" arqueana, mudando profundamente as interpretações evolutivas anteriores (Schorscher, 1978 1979a, b, 1980; Schorscher et alii, 1982). Os terrenos "granite-greenstone belts" são elementos essenciais para o entendimento dos estágios iniciais da evolução geológica da litosfera e, principalmente, da crosta terrestre (Condie, 1981; Hargraves, 1981; Kröner, 1981; Windley, 1981) e, portanto de grande importância para o entendimento da evolução da área de estudo.

Os principais pontos conhecidos atualmente sobre a evolução do "greenstone belt" Rio das Velhas são resumidos por Schorscher et alii (1982). Os autores consideram a sequência "greenstone" como mais jovem que os domínios gnáissico-migmatíticos circunvizinhos, devido a ausência de intrusões graníticas "sensu lato" nos cinturões, outrossim presentes nos domínios gnáissico-migmatíticos, e pelo grau metamórfico mais baixo do "greenstone" em relação ao seu embasamento granítico. Concluem também que a formação do cinturão iniciou-se em um ambiente de crosta siálica submersa, devido a ausência de sedimentos derivados de terrenos graníticos dentro dos dois grupos inferiores do "greenstone belt" Rio das Velhas. Somente no início da sedimenta

ção clástica do Grupo Maquiné, os terrenos graníticos, agora soerguidos e emersos, tornaram-se importantes fornecedores de sedimentos.

A tectônica Rio das Velhas é pouco conhecida e de difícil acesso a estudos, devido ao intemperismo profundo da sequência em afloramentos naturais, e pela superimposição de efeitos intensivos da tectônica proterozóica. Bons conhecimentos locais e detalhados existem sobretudo de minas subterrâneas, e são, quase que sempre tratados de maneira confidencial e não publicados. Alguns resultados regionais referem-se a estruturas resultantes de tectônica horizontal que são, sempre quando evidentes, produtos secundários da tectônica proterozóica Minas-Espinhaço. A tectônica vertical Brasiliana é revelada pelos "uplifts" de blocos de embasamento, do tipo Complexo de Bação. Estes "uplifts" tectono-termais de blocos rígidos crustais causaram aurêolas metamórficas nas rochas supracrustais, tectonicamente justapostas e mais frias, exibindo variações regionais sistemáticas quanto a intensidade, em função do grau de soerguimento, e/ou do basculamento do bloco soerguido. Não pode ser descartada a hipótese de que existiu uma fase mais antiga de soerguimento de blocos crustais no final do estágio evolutivo "greenstone belt" arqueano.

A origem do Supergrupo Minas e a sua relação com o Supergrupo Espinhaço são problemas ainda hoje controvertidos. Dorr (1969) considerou a sequência Minas como mais jovem que o Supergrupo Espinhaço, enquanto que Almeida (1977) inverteu este posicionamento. Uma terceira interpretação considera estes dois supergrupos como pene-contemporâneos, depositados em ambientes paleogeográficos distintos, de uma mesma bacia sedimentar (Pflug, 1965, 1967, 1968; Pflug et alii, 1969; Schorscher, 1975; Schorscher et alii, 1982), em função, entre outros, dos argumentos a seguir: extensão das unidades em dois domínios paralelos aproximadamente N-S; não são conhecidos contatos normais entre as duas unidades; os dois supergrupos exibem uma única fase de metamorfismo regional progressivo; a Formação Sopa-Brumadinho (Supergrupo Espinhaço) contém um conglomerado intraformacional com seixos

itabiríticos provenientes do Grupo Itabira, que por sua vez exibe frequentes retrabalhamentos intraformacionais.

Pflug (1965, 1967), Pflug et alii (1969) e Pflug e Renger (1973) propuseram um modelo ortogeossinclinal para explicar a sedimentação e evolução do Espinhaço (zonas miogeossinclinais externas), Minas (zonas miogeossinclinais internas) e da fácies Guanhães (zona eugeossinclinal).

Schorscher (1975) e Schorscher et alii (1982) explicam as relações Minas-Espinhaço através de um modelo de ambiente deposicional que desenvolveu-se a partir de um rift intracontinental para uma margem continental ativa do tipo alpino. O estágio rift é documentado pelo magmatismo nas bordas da estrutura e pela sequência de paragnaisses nas partes internas. Estágios de águas rasas são documentados pelos depósitos Espinhaço e Minas, exceto a Formação Sabará que indica o desenvolvimento de domínios de águas profundas e magmatismo básico. Ao mesmo tempo, os domínios Espinhaço foram soerguidos e parcialmente erodidos. A orogenia Minas-Espinhaço culminou, posteriormente, com a colocação de "nappes" das estruturas alóctones Minas, no Quadrilátero Ferrífero e obducção crustal ao longo da borda leste da Serra do Espinhaço, através de falhas inversas de alto ângulo. Dados geofísicos obtidos por Blitzkow et alii (1979) e Giese e Schutte (1980) dão apoio ao modelo de obducção crustal.

Entre outras interpretações mais recentes desenvolvidas sobre a evolução do Quadrilátero Ferrífero, pode-se citar a de Ladeira e Viveiros (1984) em que é defendido o carater autóctone dos metassedimentos Minas. Dados geofísicos (Padilha, 1982), no entanto, não confirmam a continuidade em profundidade das estruturas Minas, como proposto por aqueles autores, ao contrário, documentaram a natureza superficial - rasa das estruturas Minas no Quadrilátero Ferrífero.

Trabalhos com enfoques estruturais-locais mais recentes (Muller e Quade, 1980; Hackspacher, 1980; Pires et alii, 1984;

Quemeneur, 1984; Sadowski et alii, 1984, entre outros) identificaram duas fases de deformação relacionadas a orogênese Rio das Velhas e 3 ou 4 fases para o Supergrupo Minas. Duas destas fases deformacionais que afetaram os metassedimentos Minas são mais importantes e observadas pela maioria dos autores citados. Elas indicam direções de compressão N-S e E-W, respectivamente.

Com relação ao Grupo São João del Rei, segundo Karfunkel e Noce (1983a), sua evolução iniciou-se pela deposição da Formação Tiradentes em uma bacia possivelmente do tipo intermontano e de dimensões restritas. Houve, a seguir, um magmatismo básico pouco expressivo e erosão parcial da sequência. A Formação Carandaí representa a deposição de sedimentos de carater glacial e glácio-marinho, que sofreu uma fase de erosão profunda. A deposição da Formação Rio Elvas deu-se em uma fase de transgressão marinha. Estas rochas sofreram uma tectônica complexa, onde é possível reconhecer 3 fases de deformação. Os contatos do Grupo São João del Rei com o embasamento são, em grande parte, tectônicos, com sistemas de falhas principais de direções NE-SW e E-W.

CAPÍTULO 5

RESULTADOS

5.1 - GEOLOGIA

A Tabela 5.1 contém a coluna estratigráfica resumida das grandes unidades litoestratigráficas pré-cambrianas que ocorrem na área de estudo.

5.1.1 - COMPLEXO MIGMATITO-GRANULÍTICO DE MINAS GERAIS

Em grande parte da área pesquisada ocorrem as rochas do Complexo Migmatito-Granulítico de Minas Gerais, que é constituido, a oeste, por predominâncias de gnaisses e migmatitos diversos, granitóides e intrusivas principalmente básicas e, a leste, por gnaisses, migmatitos complexos, granulitos e granitóides progressivos a polimetamórficos de alto grau.

As rochas intrusivas metabásicas e básicas presentes neste complexo pertencem a 4 gerações distintas (Schorscher et alii, 1982; Inda et alii, 1984), como resumido a seguir: O grupo mais antigo é formado por anfibolitos de alto grau metamórfico, polimetamórficos e considerados constituintes primários do Complexo Migmatito-Granulítico de Minas Gerais. A segunda geração é constituída por metabasitos que sofreram o metamorfismo regional dínamo-termal Minas-Espinhaço. Estas rochas cortam o embasamento e, quando presente, o Espinhaço, porém não são encontradas no Supergrupo Minas no Quadrilátero Ferrífero. São, portanto, relacionadas a um magmatismo posterior a sedimentação Espinhaço, porém anteriores a colocação dos "nappes" Minas no Quadrilátero Ferrífero e a culminação do metamorfismo regional dínamo-termal Minas-Espinhaço. A terceira geração é representada por rochas de um magmatismo toleítico-continental, pós-metamorfismo regional dínamo-termal Minas-Espinhaço e anterior ao evento termal Brasiliano. Finalmente, o grupo mais jovem, é atribuido ao magmatismo basáltico mesozóico e é formado por rochas de granulação fina e sem evidências de metamorfismo. No Mapa Geológico Integrado (Apêndice 1), os corpos básicos/metabásicos individualizados (simbologias b e ℓ) não foram discriminados com relação a geração a qual pertencem.

TABELA 5.1

COLUNAS ESTRATIGRÁFICAS RESUMIDAS DAS GRANDES UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS PRÉ-CAMBRIANAS NA ÁREA DE ESTUDO

IDADE	SUPERGRUPO	GRUPO	COMPOSIÇÃO LITOLÓGICA
Proterozoico Superior		São João del Rei	quartzitos, xistos, calcáreos dolomíticos, metassiltitos e filitos

Contato Basal Tectônico com o Complexo Migmatito-Granulítico de Minas Gerais

Proter. Infer. a Médio	Espinhaço*	Indiviso na área	sequências predominantemente quartzíticas, com rochas vulcânicas e vulcanoclásticas associadas

Contato Basal Discordante com o Complexo Migmatito-Granulítico de Minas Gerais e Supergrupo Rio das Velhas e Tectônico com o Supergrupo São Francisco

Proterozóico Inferior	Minas*	Itacolomi	quartzitos, filitos e conglomerados
		Piracicaba	quartzitos, filitos e grauvacas
		Itabira	formações ferríferas, dolomitos e calcáreos
		Caraça	quartzitos, conglomerados e filitos

Contato Basal Tectônico com os Supergrupos Espinhaço e Rio das Velhas e com o Complexo Migmatito-Granulítico de Minas Gerais

Arqueano	Rio das Velhas	Maquiné	rochas clásticas, de composição essencialmente orto-quartzíticas
		Nova Lima	rochas máficas clásticas, vulcanoclásticas e efusivas ígneas e subvulcânicas de composição básica a intermediária
		Quebra Osso	lavas ultramáficas com komatiitos peridotíticos (com texturas spinifex)

Contato Basal Tectônico com o Complexo Migmatito-Granulítico de Minas Gerais

Arqueano	Complexo Migmatito-Granulítico de Minas Gerais	**domínio lito-estrutural com predominância de granulitos
		domínio lito-estrutural com predominância de gnaisses e migmatitos
		domínio lito-estrutural com predominância de gnaisses e xistos
		domínio lito-estrutural com predominância de gnaisses e quartzitos
		domínio lito-estrutural com predominância de granitóides e migmatitos homogêneos

*parcialmente contemporâneos

**a disposição sequencial dos domínios lito-estruturais na tabela não tem conotação cronológica

Baseado em Dorr, 1969; Schorscher et alii, 1982; Inda et alii, 1984 e Hasui et alii, 1984.

O Complexo Migmatito-Granulítico de Minas Gerais é caracterizado pela complexidade estrutural devido a sua evolução policíclica através de orogêneses pré-cambrianas superimpostas e reativações fanerozóicas tectôno-magmáticas. Face a estas dificuldades foram individualizadas apenas domínios lito-estruturais com predominância de certos tipos litológicos e sem conotação estratigráfica, em um sentido semelhante aquele adotado por Fontes et alii (1978). Os seguintes domínios lito-estruturais foram individualizados, com base nos trabalhos de campo realizados que complementaram os trabalhos fotointerpretativos principais, e configuradas no Mapa Geológico Integrado (Apêndice 1), representando uma tentativa de subdivisão do Complexo Migmatito-Granulítico de Minas Gerais, ainda que em nível regional:

- <u>Domínio lito-estrutural com predominância de rochas gnáissicas e migmatíticas diversas (Apêndice 1, Pgm)</u>

Esta é a unidade de maior extensão regional dentro do Complexo Migmatito-Granulítico de Minas Gerais, ocorrendo em grande parte da área e servindo de embasamento para as rochas dos Supergrupos Rio das Velhas, Minas e Espinhaço no Quadrilátero Ferrífero e para os metassedimentos do Grupo São João del Rei. Seus limites com as outras unidades deste complexo são gradacionais ou tectônicos.

A litologia típica desta unidade é o biotita-gnaisse bandado (Foto 5.1 e Anexos 1 e 2). A ocorrência de migmatitos é também bastante comum, sendo encontrado estruturas (de acordo com a classificação de Mehnert, 1971), tais como: estromática, dobrada (Foto 5.2), ptigmática e "schlieren" (Foto 5.3). Intercalações tectônicas de xistos e quartzitos são comuns.

De acordo com Fontes et alii (1978) ocorrem, ainda, rochas calcossilicatadas, lentes de mármore, cianita-xistos e sillimanita-gnaisses grafitosos, que, possivelmente por falta de detalhe, não foram constatadas neste trabalho.

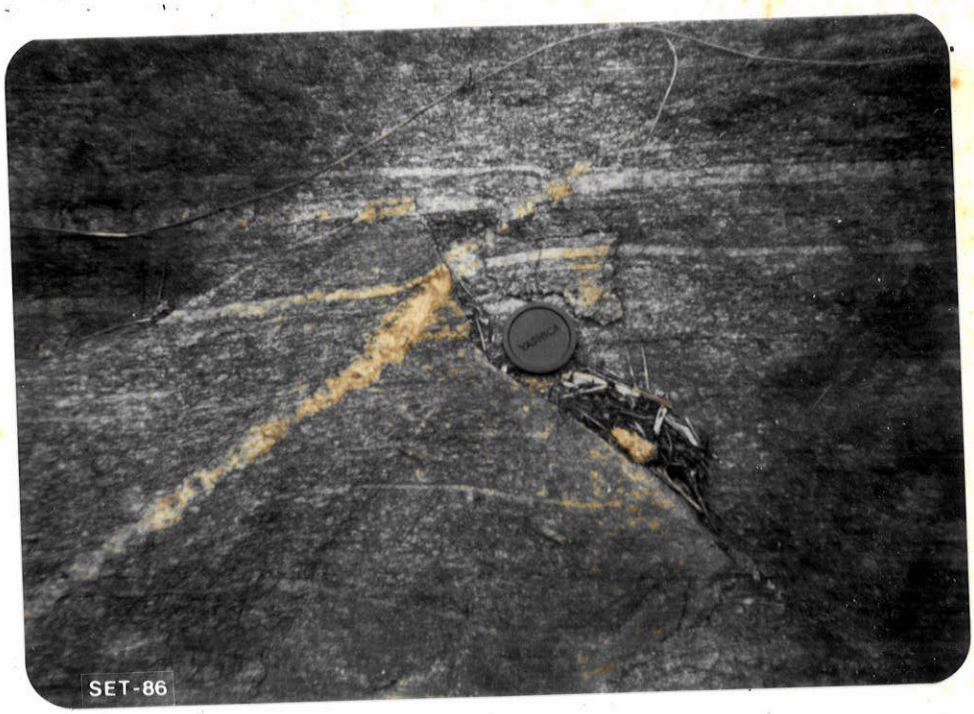


Foto 5.1 - Biotita-gnaisse metatético a migmatito estromático (região de Rio Casca) (Ponto nº 25, Apêndice 13 e Anexo 1).

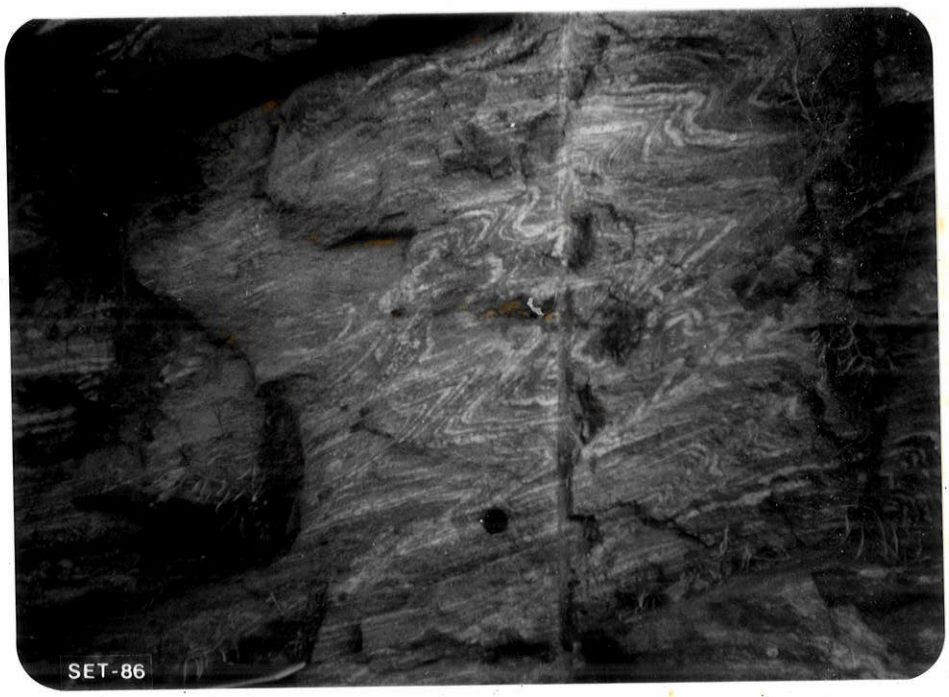


Foto 5.2 - Migmatito dobrado, com dobras tipo "chevron", em partes (região de Coimbra) (Ponto nº 36, Apêndice 13 e Anexo 1).

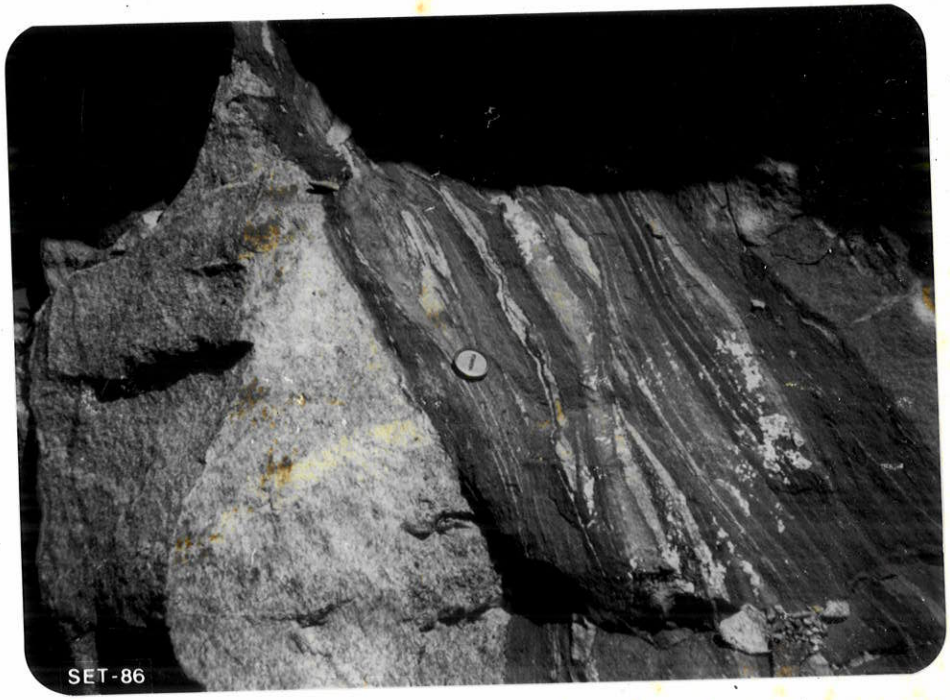


Foto 5.3 - Migmatito com leucossoma granítico e melanossoma biotítico com estrutura "Schlieren" e dobras intrafoliares disruptas (→) (região de Entre Rios) (Ponto nº 85, Apêndice 13, Anexos 1 e 2).

- Domínio lito-estrutural com predominância de rochas granulíticas (Apêndice 1, Pgt)

Esta unidade ocorre na porção oriental da área em duas extensas faixas de direção aproximada N-S. Seus limites são, na grande maioria, tectônicos por falhamentos inversos de alto ângulo. Onde o contato não é tectônico, há uma passagem gradual para as litologias das unidades adjacentes.

A rocha típica desta unidade é um granulito, de granulação média a grosseira, as vezes porfiroblástico, maciço e de coloração verde escura, que é uma de suas principais características distintivas (Foto 5.4). Estas rochas mostram-se, comumente, migmatizadas e tectonizadas. Macroscopicamente os minerais distinguíveis são: quartzo, feldspato, biotita, piroxênio e anfibólio (vide também o Anexo 2). A granada é, também, um mineral comum, muitas vezes como porfiroblastos. Migmatitos com estruturas diversas (principalmente estromáticas e dobradas) com paleos

soma granulítico ocorrem frequentemente. Nos paleossomas a granada é um mineral comum. Outros tipos litológicos que ocorrem nesta associação compreendem migmatitos e gnaisses diversos e granitóides.

Foto 5.4 - Aspecto do granulito maciço, próximo a localidade de Manhuaçu (Ponto nº 12, Apêndice 13 e Anexo 1).

- Domínio lito-estrutural com predominância de granitóides e migmatitos homogêneos (Apêndice 1, Pgr)

Esta unidade ocorre na porção leste da área em uma faixa de direção N-S. Seus contatos com as outras unidades são, predominantemente, gradacionais por homogeneização progressiva por migmatização e granitização e perda do bandamento gnáissico, comum as unidades adjacentes.

Os tipos litológicos predominantes nesta unidade são as rochas granitóides, geralmente de colorações claras, homogêneas e de granulação média a grosseira. Ocorrem, também migmatitos complexos, formados sob condições de alta plasticidade. Migmatitos com estruturas menos complexas (estromática, dobrada, etc.) e rochas gnáissicas ocorrem subordinadamente.

- Domínio lito-estrutural com predominância de gnaisses e quartzitos (Apêndice 1, Pgq)

A principal área de ocorrência desta unidade, uma estreita faixa de direção aproximada N-S situada no centro da área de estudo, foi individualizada. Porém, é comum em outras áreas a presença de outros corpos quartzíticos em faixas de pequeno porte encaixados nas rochas gnáissicas, também tectonicamente.

Entre as localidades de Ponte Nova e Acaica (MG-262) foi observada uma destas intercalações (Foto 5.5). Neste ponto, ocorre um quartzito compacto, de granulação média e coloração amarelada, intercalado tectonicamente nos gnaisses, em atitude subvertical para sudeste. Observou-se, também, pequenas camadas de xistos (vide Anexos 1 e 2).

Foto 5.5 - Foto rumo N mostrando intercalação de quartzito a W(Qzto) nos gnaisses a E(Gn). Ct - contato subvertical (Ponto nº 47, Apêndice 13, Anexos 1 e 2).

- Domínio lito-estrutural com predominância de gnaisses e xistos (Apêndice 1; Pgx)

Esta unidade é de ocorrência bastante restrita na área de estudo, sendo observada em apenas uma região, a noroeste da localidade de Raul Soares. A unidade estende-se além dos limites norte da área e, segundo Barbosa et alii (1984), é formada por uma sequência xistosa, essencialmente de xistos grafitosos, biotita-xistos, quartzo-mica-xistos e clorita-xistos, além de gnaisses. Os estudos petrográficos da unidade ainda são incipientes, devido a escasses de material com preservação adequada, mas serão de importância para a comparação do grau metamórfico dos xistos e das rochas adjacentes migmatito-granulíticas.

5.1.2 - SUPERGRUPO RIO DAS VELHAS

O Supergrupo ("Greenstone Belt") Rio das Velhas tem ampla distribuição na região do Quadrilátero Ferrífero, incluindo as ocorrências em sua borda leste, as áreas dos sinclinais de Vargem do Lima e Conceição, na região de Congonhas - Conselheiro Lafaiete (porção sul do Quadrilátero Ferrífero), uma ocorrência menor próximo a junção dos sinclinais da Moeda e do Curral e a extensão para oeste, na região de Igarapé-Itatiaiuçu, ultrapassando os limites da área de estudo no sentido NW.

Os contatos inferior e superior desta sequência vulcano-sedimentar arqueana são tectônicos, respectivamente, com as rochas do Complexo Migmatito-Granulítico de Minas Gerais e com os metassedimentos do Supergrupo Minas, e por discordâncias, angulares e erosivas normais com as rochas do Supergrupo Espinhaço (Ex. Serras do Caraça e Ouro Branco).

Muitos dos dados apresentados neste ítem foram observados pelo autor em duas idas ao campo (Santos et alii, 1982, 1984) na região de Santa Bárbara - Barão de Cocais, no limite norte da área de estudo. Observações suplementares foram colhidas em outra etapa de campo, esta de caráter mais regional.

- Grupo Quebra Osso (Apêndice 1; Aqo)

O Grupo Quebra Osso ocorre em duas faixas, com largura máxima de 2km, de direção aproximada N-S, na porção oriental do Quadrilátero Ferrífero sendo a mais expressiva delas ao longo da borda leste da Serra do Caraça, acompanhando o leito do rio que dá a denominação a esta unidade. Seu contato superior com o Grupo Nova Lima é gradacional, e o inferior tectônico com as rochas do Complexo Migmatito-Granulítico de Minas Gerais.

O Grupo Quebra Osso consiste, essencialmente em sequências de efusivas ultramáficas (komatiitos peridotíticos) e, subordinadamente, intercalações de formações ferríferas e "metacherts". Ocorrem lavas maciças, almofadadas ("pillow") e brechadas. São raras as ocorrências de lavas e piroclásticas/cinzas ultramáficas de granulação extremamente fina devitrificadas.

As lavas maciças (Foto 5.6) apresentam disjunções poliedrais (estruturas atectônicas, típicas de resfriamento rápido, formando polígonos com 5 faces retilíneas e com junção tríplice) e contém também estruturas "spinifex" em veios. A Foto 5.7 detalha este tipo de estrutura em um derrame "spinifex". Os derrames ultramáficos mostram-se brechados na base e no topo. Níveis de "metachert" e de formações ferríferas bandadas (Foto 5.8), às vezes, separam derrames de lavas.

- Grupo Nova Lima (Apêndice 1; Anl)

O Grupo Nova Lima ocupa a maior parte da área de ocorrência do Supergrupo Rio das Velhas no Quadrilátero Ferrífero. O limite superior desta unidade com o Grupo Maquiné é marcado por discordâncias locais.

Este grupo consiste em uma sequência vulcano-clástica, constituída por filitos, clorita-xistos, sericita-xistos, anfibólio-xistos, dolomitos, grauvacas, quartzitos, meta-conglomerados, metamáficas, meta-ultramáficas, vulcânicas ácidas, formações ferríferas (tipo Algoma) e manganesíferas, etc. Estas rochas

Foto 5.6 - Lavas ultramáficas maciças evidenciando uma fratura de disjunção poliedral (→), preenchida por crisotila (Ponto nº 128, Apêndice 13).

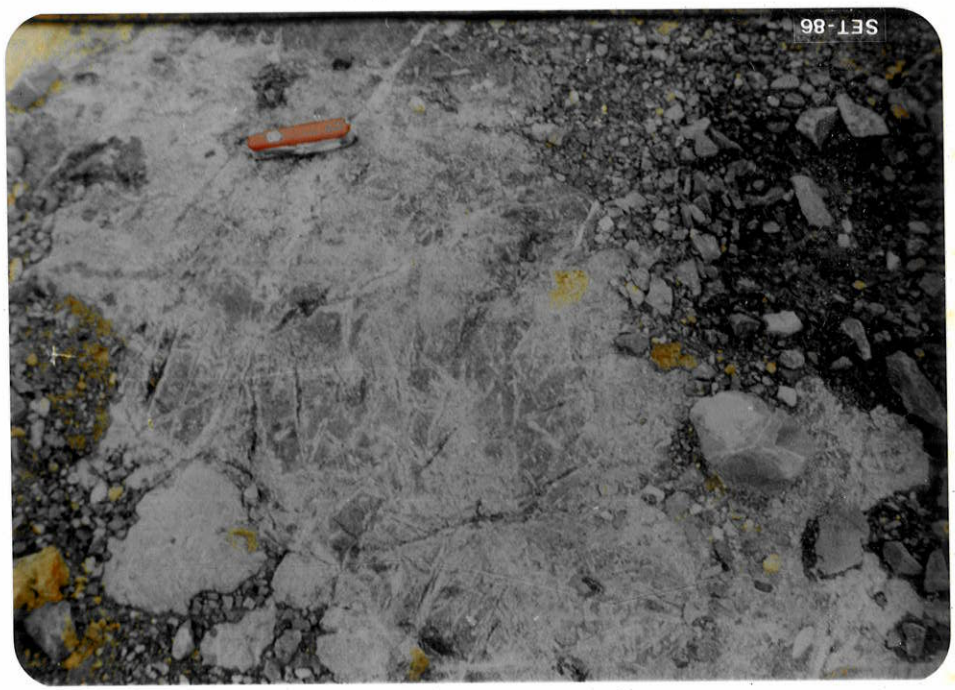


Foto 5.7 - Detalhe das estruturas "spinifex" (Ponto nº 128, Apêndice 13).

Foto 5.8 - Formação ferrífera do Grupo Quebra Osso (Ponto nº 128, Apêndice 13).

encontram-se profundamente intemperizadas, por este motivo a maioria das descrições litológicas do Grupo Nova Lima referem-se a amostras coletadas em minas subterrâneas (vide Gair, 1962; Ladeira, 1980).

No campo, devido a escassez de afloramentos com rochas frescas, observa-se constantemente a presença de filitos e xistos altamente intemperizados, de colorações avermelhadas e arroxeadas, amareladas e cinzentas. Na rodovia que interliga as localidades de Itabirito e Rio Acima foram observados diversos corpos quartzíticos de pequeno porte, intercalados nos filitos e xistos. Estes quartzitos são de granulação média a fina, compactos, de coloração amarela esverdeada (vide Anexos 1 e 2). Uma estrutura observável no campo (além de foliações e fraturas, que serão discutidas mais adiante) é a crenulação, que é bem desenvolvida nos xistos a nordeste da localidade de Mariana (Ponto nº 121, Apêndice 13) (e presente também nas unidades Minas), orientando-se em direções próximas a norte-sul e com mergulhos subverticais.

- Grupo Maquinê (Apêndice 1; Ama)

São duas as áreas principais de ocorrência do Grupo Maquinê no Quadrilátero Ferrífero, ao longo do Sinclinal Vargem do Lima e bordejando a Serra do Caraça nos seus limites oeste, norte e nordeste.

O Grupo Maquinê constitui a sequência clástica superior do "Greenstone Belt" Rio das Velhas, e representa uma mudança brusca na composição litológica em relação a duas unidades inferiores (de composições ultramáfica e máfica), pois é formado, essencialmente, por quartzitos, quartzitos microconglomeráticos e conglomerados.

As rochas deste grupo, observadas na Serra do Caraça, apresentam em sua parte basal quartzitos e conglomerados com seixos, entre outros, de formações ferríferas arqueanas. Os quartzitos são grosseiros, de tons levemente esverdeados devido a presença de clorita e/ou cloritóide. Nas partes estratigraficamente mais elevadas ocorrem quartzitos microconglomeráticos (Foto 5.9) com piritas detríticas e com estratificações cruzadas de porte médio (decimétrico).

5.1.3 - SUPERGRUPO MINAS

O Supergrupo Minas distribui-se no Quadrilátero Ferrífero em amplos sinclinais. Os sinclinais da Serra do Curral e Gandarela orientam-se na direção NE-SW, o Sinclinal da Moeda na direção N-S e o Sinclinal Dom Bosco na direção E-W. Estas estruturas principais dos metassedimentos Minas tem seus flancos inclinados para oeste e noroeste e seu contato inferior com as rochas dos Supergrupos Espinhaço, Rio das Velhas e do Complexo Migmatito-Granulítico de Minas Gerais é tectônico, através de falhas de empurrão de baixo ângulo.

Foto 5.9 - Quartzitos microconglomeráticos do Grupo Maquiné realçando a estratificação cruzada de porte decimétrico e o tingimento de marrom dos planos de fratura pela limonita oriunda do intemperismo das piritas (Ponto nº 129, Apêndice 13).

- Grupo Caraça (Apêndice 1; Pca)

O Grupo Caraça representa a unidade basal do Supergrupo Minas e, na área de estudo, constitui uma estreita, porém contínua, faixa de ocorrência ao longo dos principais sinclinais Minas do Quadrilátero Ferrífero.

Esta unidade é constituída por quartzitos, conglomerados com piritas detríticas (Formação Moeda) filitos, quartzitos conglomeráticos, etc. O quartzito, principal litologia deste grupo, foi observado a noroeste da localidade de Itabirito. Ocorre, nesta região, um quartzito grosseiro, compacto, de colorações claras (creme e branco), em alguns pontos avermelhadas.

- Grupo Itabira (Apêndice 1, Pib)

As rochas deste grupo tem ampla ocorrência em todas

as megadobras do Quadrilátero Ferrífero que são formadas pelo Supergrupo Minas.

O Grupo Itabira é formado por Itabiritos (formações ferríferas facies oxido metamorfizadas, onde os principais minerais de ferro são hematita e/ou magnetita), dolomitos, filitos e, segundo Inda et alii (1984) rochas vulcânicas básicas e intermediárias e (?) ácidas.

- Grupo Piracicaba (Apêndice 1; Ppi)

O Grupo Piracicaba é a unidade do Supergrupo Minas de maior expressão superficial, ocorrendo na parte central dos principais sinclinais do Quadrilátero Ferrífero.

As mais características litologias deste grupo são filitos e xistos prateados. A Foto 5.10 exemplifica uma ocorrência de filito prateado, finamente granulado, próximo a cidade de Mariana. Ocorrem, ainda, nesta unidade; dolomitos, quartzitos e, segundo Inda et alii (1984), xistos e grauvacas máficas, indicando mudança de ambiente de sedimentação para águas profundas, acompanhada de vulcanismo (Formação Sabará).

- Grupo Itacolomi (Apêndice 1; Pit)

As rochas deste grupo ocorrem em três áreas principais no Quadrilátero Ferrífero, próximo a junção dos sinclinais da Moeda e Dom Bosco, na porção sudeste do Quadrilátero Ferrífero e na área do Sinclinal de Santa Rita.

Este grupo é formado predominantemente por quartzitos, ocorrendo também filitos, quartzitos conglomeráticos e conglomerados, indicando ambiente deposicional de alta energia. Na região sudoeste do Quadrilátero Ferrífero as ocorrências desta unidade exibem estratificações cruzadas de tamanhos decimétricos e com direções variáveis, com hematita detrítica e seixos de itabirito (Inda et alii, 1984).

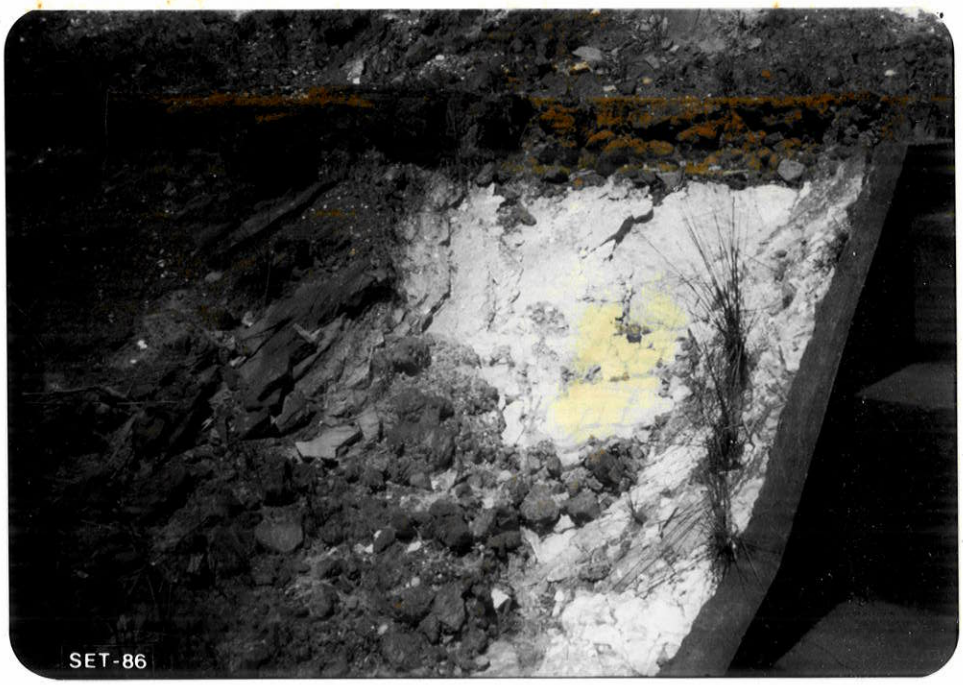


Foto 5.10 - Filito prateado do Grupo Piracicaba (região de Mariana) (Ponto nº 120, Apêndice 13 e Anexo 1).

5.1.4 - SUPERGRUPO ESPINHAÇO (APÊNDICE 1; Pes)

As ocorrências do Supergrupo Espinhaço na área de estudo são restritas as regiões da Serra do Caraça e da Serra do Ouro Branco, nas porções leste e sul do Quadrilátero Ferrífero, respectivamente.

As sequências do Supergrupo Espinhaço são consideradas indivisas nesta área. Estas rochas são predominantemente quartzíticas, grosseiras a finas e com conglomerados associados. Schorscher et alii (1982) descreveram um tipo especial de conglomerado com seixos de metassedimentos químicos (conglomerado com seixos de "metachert") que ocorre na Serra do Caraça e arredores.

5.1.5 - GRUPO SÃO JOÃO DEL REI (APÊNDICE 1; Psj)

Os metassedimentos deste grupo ocorrem em uma pequena faixa orientada NE-SW, no limite sudoeste da área, próximo a localidade de Carandaí.

Esta ocorrência não foi visitada pelo autor. Os principais tipos litológicos que constituem este grupo estão na Tabela 5.1, e dados mais detalhados podem ser encontrados nos trabalhos de Ebert (1957, 1958, 1963, 1967, 1968); Karfunkel e Noce (1983a,b), citados na Seção 4.2.5.

5.2 - MAPA GEOLÓGICO INTEGRADO

O Mapa Geológico Integrado, na escala 1:250.000,(Apêndice 1) é o resultado da homogeneização dos dados geológicos existentes sobre a área, através dos produtos de sensores remotos de pequena escala. Os problemas de regionalização, homogeneização e compatibilização das informações devem-se a diversos fatores, sendo um dos principais a inexistência de levantamentos geológicos sistemáticos em toda a área.

As áreas de ocorrência do Complexo Migmatito Granulítico de Minas Gerais, que correspondem a maior parte da região pesquisada, são cobertas apenas por levantamentos regionais, a nível de reconhecimento (Seixas e Silva, 1976; Fontes et alii, 1978; Fonseca et alii, 1979), ou integrações regionais (Schobbenhaus et alii, 1982), ou ainda trabalhos localizados em regiões próximas ao Quadrilátero Ferrífero (Pires, 1977; Schorscher et alii, 1982).

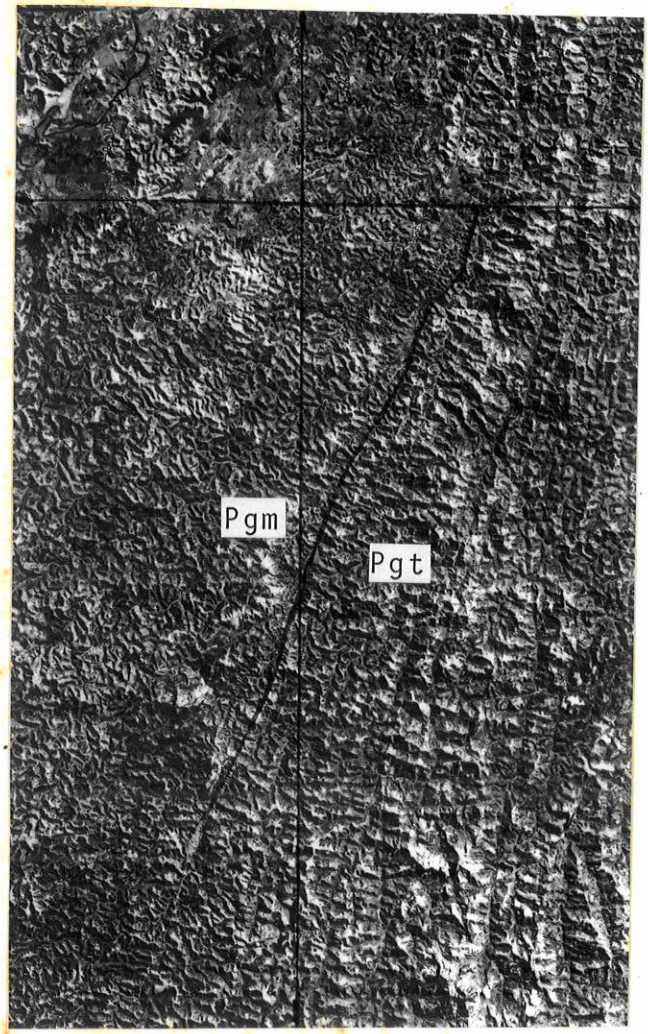
Para a área do Quadrilátero Ferrífero, ao contrário, há um número expressivo de trabalhos geológicos, geralmente de detalhe e, muitas vezes, com interpretações conflitantes. Os principais trabalhos utilizados na integração do mapa geológico, na área do Quadrilátero Ferrífero, foram os levantamentos desenvolvidos por Dorr e equipe (Guild, 1957 [Plates 1,2,3 e 4]; Gair, 1962 [Plate 2]; Johnson, 1962 [Plates 1,2]; Pomerene, 1964 [Plates 1 e 3]; Wallace, 1965 [Plates 1,2,3 e 4]; Moore, 1969 [Plate 3]; Barbosa, 1969a,b,c,d; O'Rourke, 1969a,b; Maxwell, 1972 [Plates 1,2 e 3] e uma integração e interpretação destes dados por Dorr, 1969 [Plate 1]), as modificações propostas por Schorscher (1975), (1976b); Almeida (1976); Schorscher e Guimarães (1976); Schorscher (1979a, b); Schorscher et alii (1982); Schobbenhaus et alii

(1982). Outros trabalhos desenvolvidos na região do Quadrilátero Ferrífero também geraram mapas cujas informações contribuiram para a integração geológica. Entre estes trabalhos diversas teses de doutorado foram desenvolvidas, podendo-se citar Glökner (1981), Guba (1982) e Evangelista (1984).

A boa caracterização fotogeológica das grandes unidades litoestratigráficas e de suas principais subdivisões, permitiu a regionalização das informações nos diversos produtos de sensores remotos utilizados (MSS, RBV, TM e SLAR).

Regionalmente, há uma marcante distinção entre as rochas do Complexo Migmatito-Granulítico de Minas Gerais e as sequências, predominantemente metassedimentares, do Quadrilátero Ferrífero, caracterizando duas grandes unidades fotogeológicas (Figuras 5.1 e 5.2). Esta distinção, principalmente morfológica, é, também, devido as variações no tipo de cobertura vegetal, ao teor de umidade, etc., que resultam em variações tonais nos produtos fotográficos que tenham melhor capacidade de registrar estas alterações (p.ex. variações na exuberância vegetal são bem registradas nos canais 5 do MSS e 3 do TM).

As áreas de ocorrência do Complexo Migmatito-Granulítico de Minas Gerais, como um todo, são caracterizadas fotogeologicamente por lineações de relevo e de drenagem (cristas e segmentos de rios alinhados, sem grande continuidade), muitas vezes dispostas em diversas orientações, sem um controle aparente, outras vezes fortemente estruturadas devido a presença de falhamentos (Figura 5.1). Foi esta forte estruturação tectônica, mais acentuada na parte leste da área, um dos critérios principais para a delimitação de unidades dentro deste complexo. Variações morfológicas mais proeminentes, dentre as rochas do complexo, ocorrem na unidade com predominância de rochas granulíticas.



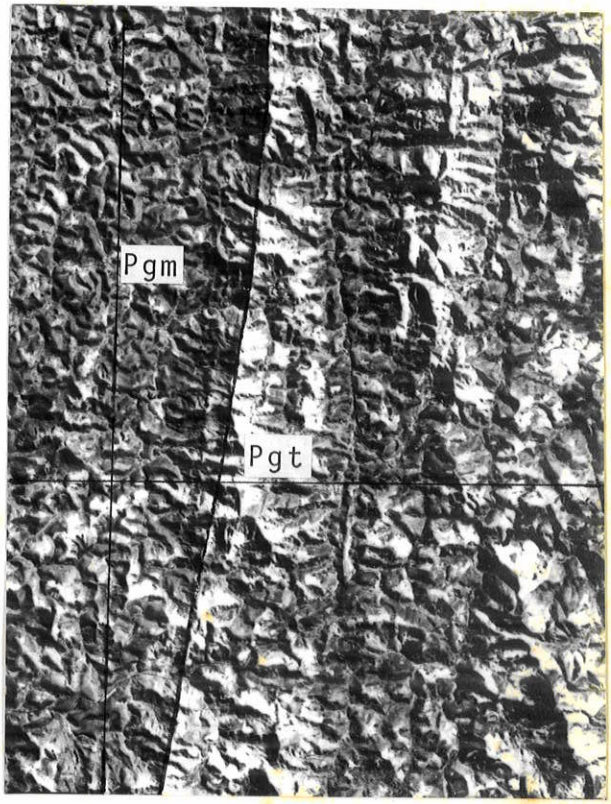
42°30'

(a)

20°00'

N

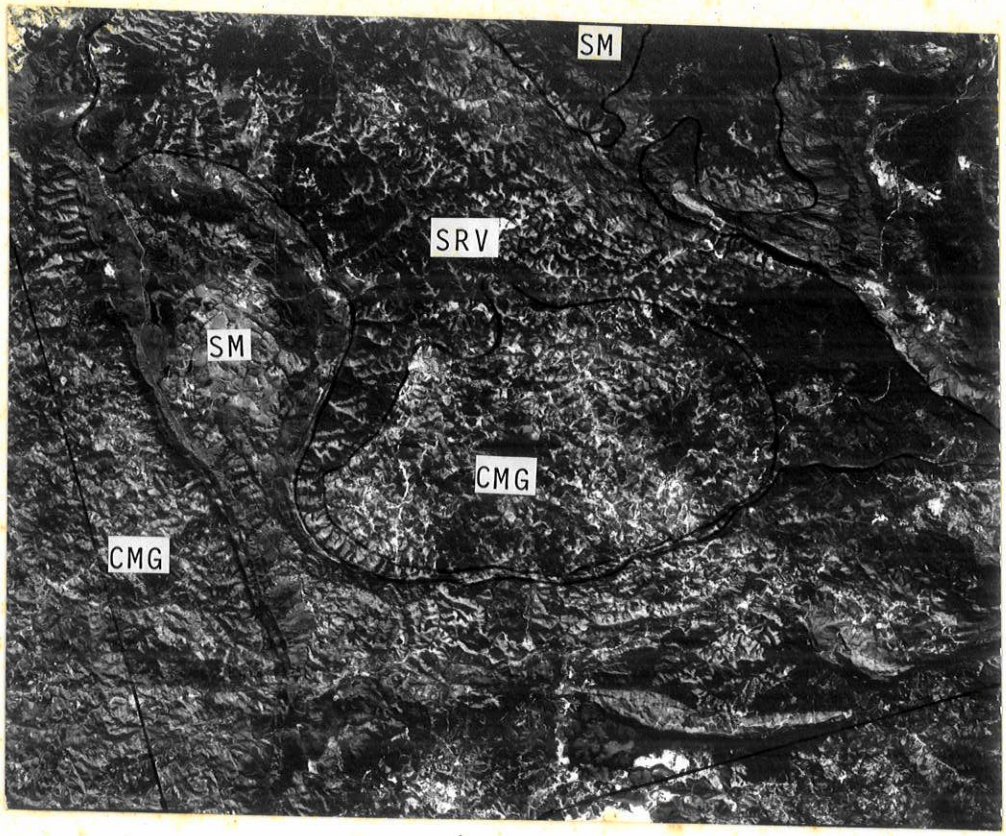
20°15'



42°15'

(b)

Fig. 5.1 - Exemplos de algumas características fotogeológicas das áreas de ocorrência do Complexo Migmatito-Granulítico de Minas Gerais. a) canal 4 do TM (1:500.000). Parte da imagem realçando a representação da intensa foliação cataclástica de direção NNE-SSW e as diferenças morfológicas entre as áreas de ocorrência de rochas, principalmente, gnáissicas e migmatíticas (Pgm) a oeste do falhamento inverso e as rochas granulíticas (Pgt) a leste; b) canal 4 do TM (1:250.000). Maior detalhe de situação semelhante ao exemplo anterior, realçando as diferenças entre as formas de relevo mais acidentadas nas áreas de ocorrência de rochas granulíticas (Pgt) e o relevo mais arrazado onde predominam rochas gnáissicas e migmatíticas (Pgm).



N

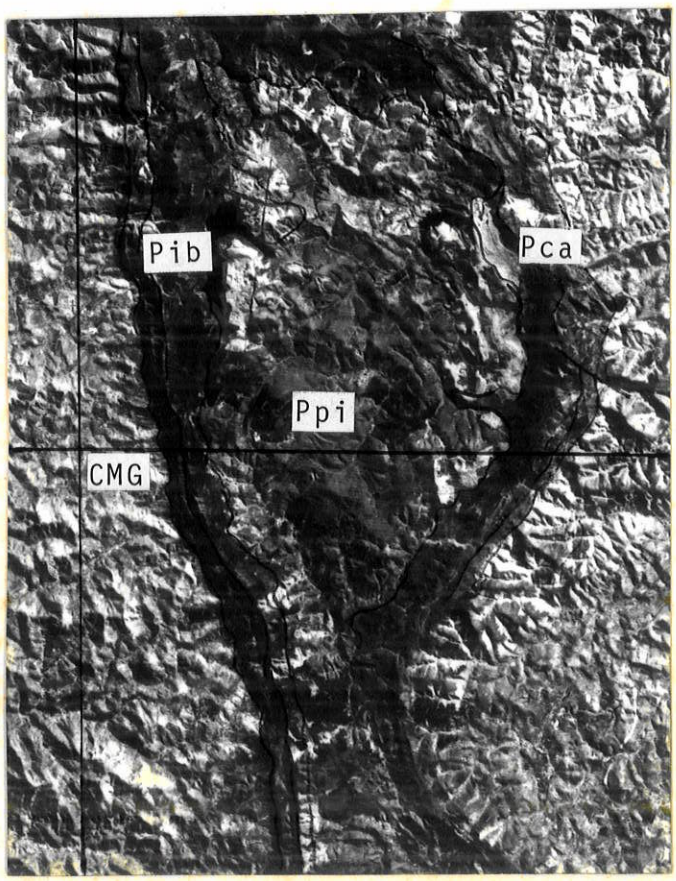
(a)

20°30'

44°00'

43°45'

N



20°15'

(b)

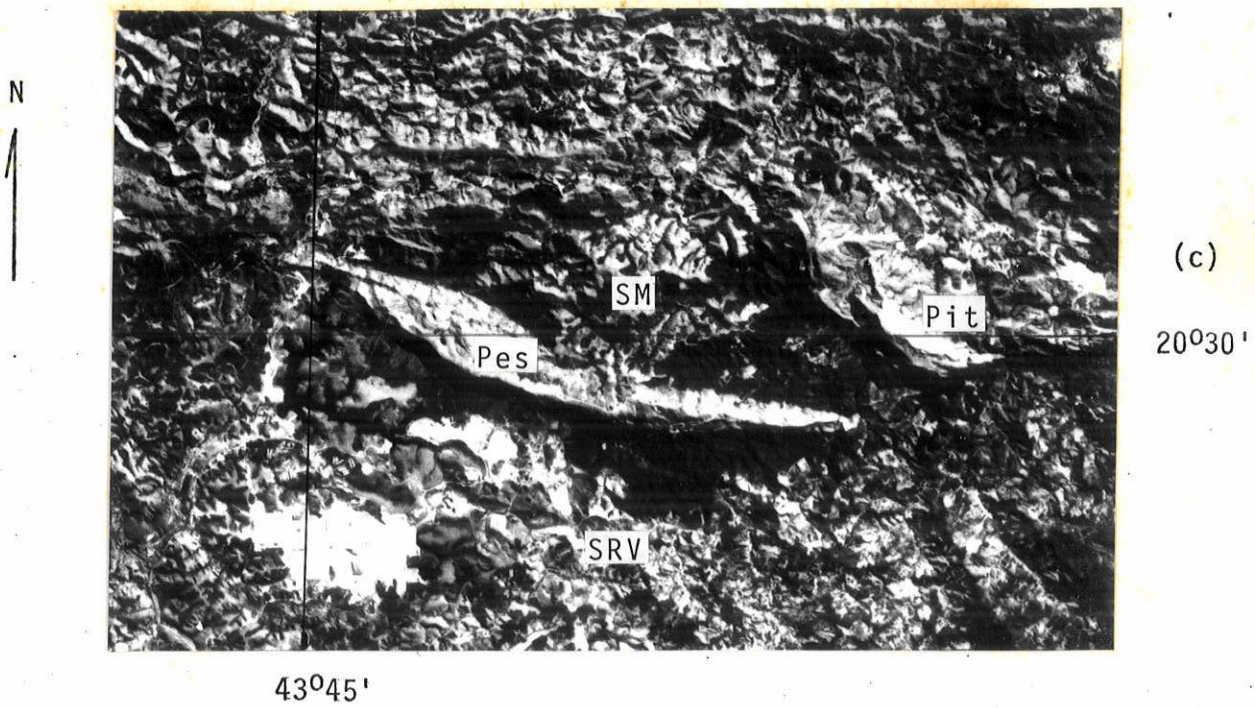


Fig. 5.2 - Exemplos das principais características fotogeológicas das unidades ocorrentes na região do Quadrilátero Ferrífero. a) canal 3 do TM (1:500.000). Parte da imagem mostrando a distribuição das principais unidades geológicas no Quadrilátero Ferrífero: Supergrupo Minas (SM), Supergrupo Rio das Velhas (SRV) e Complexo Migmatito-Granulítico de Minas Gerais (CMG). Note os fotolineamentos NNW-SSE a NW-SE que são característicos do Supergrupo Rio das Velhas; b) canal 4 do TM (1:250.000). Parte da imagem mostrando as características fotogeológicas (assimetria e quebra de relevo) que permitiram a caracterização das estruturas Minas e a individualização, nesta área, de três de seus grupos: Caraça (Pca), Itabira (Pib) e Piracicaba (Ppi); c) canal 7 do TM (1:250.000). Parte da imagem mostrando as características de relevo marcante da área de ocorrência do Supergrupo Espinhaço (Pes), em relação as unidades Minas (SM), a norte, e o Supergrupo Rio das Velhas (SRV), a sul. A excessão é dada pela notável semelhança entre as áreas de ocorrência do Supergrupo Espinhaço (Pes) e do Grupo Italomi (Pit), a leste.

As rochas ocorrentes no Quadrilátero Ferrífero apresentam características fotogeológicas distintas, em relação as do Complexo Migmatito-Granulítico de Minas Gerais. Os metassedimentos Minas, dispostos em grandes dobras, tem uma morfologia característica através de cristas contínuas, facilmente acompanháveis nos produtos fotográficos utilizados. Os elementos fotointerpretativos (principalmente a assimetria de relevo) permitiram uma boa caracterização destas grandes estruturas dobradas e, a erosão diferencial resultou em quebras positivas e negativas, as quais permitem delimitar as principais unidades (grupos) do Supergrupo Minas (Figura 5.2).

As sequências predominantemente quartzíticas do Supergrupo Espinhaço, que ocorrem na área do Quadrilátero Ferrífero, são caracterizadas nos produtos fotográficos pela sua expressão topográfica (Figura 5.2), pois constituem duas das mais proeminentes serras da região.

Consideração especial merecem as facies quartzíticas do Grupo Itacolomi no sudeste do Quadrilátero Ferrífero, a sul de Ouro Preto e Mariana. São essas as regiões clássicas descritas por Derby (1906), incluindo o local tipo do Grupo Itacolomi, por ele introduzido na literatura geológica como "Série Superior de arenitos, quartzitos e conglomerados localmente metamórficos". Estas áreas serviram de base para a definição da Série Minas e a sua separação do Grupo Itacolomi. Harder e Chamberlin (1915), posteriormente, denominaram a "Série Superior" de Derby, de "Quartzito Itacolomi", que incluiram na Série Minas como unidade superior. Guimarães (1931) separou, novamente, o "Quartzito Itacolomi" da Série Minas, elevando-o a nível de série, mais jovem que a Minas. Este conceito perdurou, sendo tão somente modificado pelo reconhecimento de dois facies distintos: um quartzítico e outro filítico (revisão por Dorr, 1969). As ocorrências do facies quartzítico serão, a seguir, consideradas. Suas características fotogeológicas (principalmente as propriedades texturais das formas de relevo) dintinguem, drasticamente, estas ocorrências das outras unidades do Supergrupo Minas. Por outro lado, são extrema

mente similares a indistinguíveis das ocorrências vizinhas do Supergrupo Espinhaço (Grupo Tamanduá e Quartzito Cambotas, sensu Dorr, 1969) (Figura 5.2c). Tal fato, aliado as recentes descrições de Glöckner (1981), de conglomerados intraformacionais com seixos de itabiritos do Itacolomi, e as conhecidas ocorrências de diamantes em aluviões recentes de rios que drenam esta parte da área, recolocam a questão quanto a identidade, total ou parcial, das referidas rochas do Grupo Itacolomi com as do Supergrupo Espinhaço.

As rochas do "Greenstone Belt" Rio das Velhas, por sua vez, não apresentam as características morfológicas das rochas proterozóicas, constituindo um relevo mais plano e arrasado (principalmente nas áreas de ocorrência do Grupo Nova Lima, a unidade de maior distribuição dentro de sequência "greenstone"). Apresentam, porém, uma característica fotogeológica marcante e única na área, que é a forte estruturação das lineações de relevo e de drenagem na direção NNW-SSE (Figura 5.2).

A definição dos três grupos que constituem a sequência Rio das Velhas é dificultada apenas pela pequena expressão superficial do Grupo Quebra Osso, o que é compensado pela sua composição litológica distinta. O relevo arrasado típico das áreas de ocorrência do Grupo Nova Lima diferencia esta unidade do Grupo Maquiné, essencialmente quartzítico.

A pequena ocorrência dos metassedimentos do Grupo São João del Rei na área, não tem boa caracterização fotogeológica, talvez devido a pequena espessura destas rochas na região. Seus limites com as rochas do Complexo Migmatito-Granulítico de Minas Gerais são, predominantemente, tectônicos e, observa-se discreta mudança de textura fotográfica (arranjo de elementos texturais) entre as duas unidades. A relação lito-estratigráfica-estrutural deste grupo com as demais unidades proterozóicas da área estudada, continua indefinida e especulativa, havendo, porém, similaridades com as unidades quartzíticas que ocorrem a leste do Quadrilátero Ferrífero, do Supergrupo Espinhaço e/ou da unidade Pgq (Apêndice 1) do Complexo Migmatito-Granulítico de Minas Gerais.

5.3 - MAPA DE FOTOLINEAMENTOS

A obtenção de um Mapa de Fotolineamentos (Apêndice 2) de toda área de estudo (escala 1:250.000), feito a partir dos produtos de sensores remotos de pequena escala utilizados (MSS, RBV, TM e SLAR), objetivou estudar os sistemas de fraturamento e, assim obter subsídios para um melhor entendimento dos eventos de tectônica rúptil e rúptil-dúctil que atuaram e condicionaram o desenvolvimento da região, desde os tempos arqueanos. Como já enfatizado no Capítulo 3, o atual conhecimento geológico da área evidencia a importância das estruturas rígidas (falhas e fraturas) na sua evolução.

5.3.1 - HISTÓRICO

O termo lineamento foi introduzido por Hobbs (1904, 1912) para caracterizar as relações espaciais de feições da paisagem, tais como cristas, ou limites de áreas elevadas, alinhamentos de contatos litológicos, ravinas, vales e alinhamentos de fraturas ou zonas de falhas.

A partir desta definição, um grande número de termos tem sido criado para designar as feições lineares observadas em mapas e em imagens fotográficas, de escalas variadas. As definições destes termos são, geralmente, vagas e contraditórias, dificultando o seu entendimento e aplicação.

O termo linear tem sido utilizado por diversos autores, com vários significados. Sonder (1938, 1947) utiliza o termo no mesmo sentido de lineamento de Hobbs (1904, 1912), porém somente para feições locais. Wilson (1948) definiu o termo linear como vales ou escarpas, retilíneos ou suavemente curvos, de qualquer origem, observáveis em fotografias aéreas. Gross (1951) adota uma definição semelhante, e relaciona estes lineares a falhamentos. Kupsch e Wild (1958) propuseram a substituição do termo linear por feição linear ou tendência linear. Lueder (1959) associa os lineares a expressões superficiais de feições estrutu

rais do embasamento. Dennis (1967, 1972) restringe o termo linear para as feições locais e utiliza o termo lineamento para as regionais. Billings (1972) e O'Leary et alii (1976) contestam a aplicação do termo linear e sugerem a manutenção do termo lineamento.

Alguns autores, tais como Blanchet (1957), Norman (1970), El-Etr (1974), Soares e Fiori (1976), utilizam o termo lineação (definido por Anderson, 1915, como estriações em planos de foliação de granulitos) para descrever feições lineares. Soares e Fiori (1976) definem lineações de drenagem como "elementos de drenagem fortemente estruturados, retilíneos ou em arco", e lineações de relevo como "pequenas feições lineares, pouco salientes no relevo, fortemente estruturadas, retilíneas ou curvas.

Outros termos foram propostos para designar uma feição alinhada: "vincula" (Mitchell-Thomé, 1961), feição linear, linha e alinhamento (O'Leary et alii, 1976). O próprio termo lineamento tem sido aplicado com diversos significados (vide Wilson, 1941; Hills, 1953; Kelley, 1955; Lattman, 1958; Haman, 1961; Allum, 1969; Renner, 1968; Brock, 1972; Gay, 1972; O'Leary et alii, 1976).

Apesar da diversidade de definições, a grande maioria dos autores citados neste ítem concorda com a relação existente entre o lineamento observado em uma imagem fotográfica (ou fotolineamento) e as estruturas geológicas, principalmente falhas e fraturas.

No presente trabalho, utilizou-se o termo fotolineamento para descrever feições de carater linear, retilíneos ou levemente curvos, associadas a formas de relevo e/ou de drenagem, observadas nas imagens fotográficas. O termo fotolineamento é aqui utilizado de forma ampla, não fazendo distinção de tamanho, orientação, grau de estruturação, etc. Os termos lineações de relevo e de drenagem foram utilizados neste trabalho no mesmo sentido de Soares e Fiori (1976), tendo um carater descritivo das feições observadas nos produtos fotográficos e a sua correlação com os elementos no terreno.

Cabe, neste ponto, uma discussão resumida sobre juntas e fraturas, com o objetivo de se analisar o comportamento destas feições dentro do contexto evolutivo de uma dada área, e as possíveis implicações que estas estruturas têm nos produtos fotográficos de pequena escala utilizados.

Dentre as diversas classificações de juntas existentes, uma de interesse para os objetivos deste trabalho é aquela proposta por Plicka (1974), e também adotada por diversos outros autores (Nickelsen, 1974; Kvet, 1974). O autor propõe dois tipos de macrojuntas: juntas de acamamento e zonas de juntas.

As juntas de acamamento referem-se a aquelas confinadas a um estrato, são aproximadamente perpendiculares ao plano de acamamento e, portanto, dependentes da atitude da camada rochosa onde instalaram-se.

As zonas de juntas consistem de grupos de estruturas com alto ângulo de mergulho, espaçadas regularmente, sub-paralelas, estendendo-se por amplas áreas e grandes distâncias, e com profundidades consideráveis. As zonas de juntas de um dado sistema (azimute) ocorrem repetidamente, formando conjuntos de zonas de juntas, de gênese uniforme e, associam-se a linhas de falhas. Estas zonas de juntas independem da atitude e do tipo de rocha. As zonas de juntas estendem-se ao longo de grandes falhas da crosta terrestre (lineamentos).

As zonas de juntas, ainda segundo o autor, podem ser usadas para determinar o padrão tectônico de uma dada região, baseando-se no fato de que sistemas de zonas de juntas delineiam as feições tectônicas principais, as quais constituem o arcabouço estrutural da área. Estes estudos permitem analisar as relações genéticas e geométricas entre as zonas de juntas, as quais são caracterizadas por tectônica de falha. Outras observações importantes feitas pelo autor são:

- as zonas de juntas são mais antigas do que as falhas associadas, pois o desenvolvimento destas últimas segue, muitas

vezes, mais de um sistema de zonas de juntas, mudando abruptamente o seu curso;

- conjuntos de zonas de juntas propagam-se verticalmente para as rochas sobrejacentes mais jovens (ver também Kutina, 1974; Nickelsen, 1974; Pilger, 1974);

- conjuntos de zonas de juntas são diretamente indicados por feições geomórficas;

- zonas de juntas podem indicar tectônica profunda.

Algumas outras características sobre as zonas de juntas e fraturas são especificadas por outros autores:

- alguns lineamentos maiores tem persistido desde o Pré-Cambriano, afetando a sedimentação, a tectônica, a expressão fisiográfica e localização de depósitos econômicos (Nickelsen, 1974);

- padrões de fraturas são cumulativos (vários episódios de fraturamento) e persistentes (não facilmente destruiveis por eventos tectônicos posteriores) (Nickelsen, 1974);

- padrões de fraturas, em todas as escalas, desde a microscópica até a nível de imagem de satélite, tem feições em comum (Nickelsen, 1974; Plicka, 1974);

- há uma tendência para a distribuição das grandes fraturas em padrões sistemáticos e regulares por todo o planeta (Kutina, 1974; Kvet, 1974; Pilger, 1974; Bryukhanov et alii, 1982; Kogan e Khitarov, 1982; Busch, 1983).

A partir das características de juntas e fraturas citadas acima, alguns pontos podem ser analisados. Com relação a classificação de juntas de Plicka (1974), é evidente que para o atual trabalho o interesse reside nas estruturas do tipo zona de

juntas, as quais são associadas a tectônica de falhamentos regionais e, por consequência, podem fornecer subsídios sobre a evolução geológica e sobre o atual arcabouço tectônico da área. Neste sentido, as zonas de juntas são, realmente, as feições mais proeminentes e marcantes nos produtos fotográficos de pequena escala, devido a dois motivos principais: a sua distribuição sistemática e contínua por grandes extensões, tornando-as representativas mesmo em pequenas escalas; e devido ao alto ângulo de mergulho, comum a estas feições, possibilitando uma maior facilidade a infiltração de água e, consequentemente, um intemperismo mais profundo (Nickelsen, 1974), resultando em um realce morfológico mais acentuado. Por outro lado, as juntas de acamamento, devido ao seu carater localizado, distribuição irregular e assistemática, são pouco representativas em termos de imagens de satélite de pequena escala.

5.3.2 - ANÁLISES DE FOTOLINEAMENTOS

O mapa de fotolineamentos de toda a área foi obtido pela análise das formas de relevo e de drenagem, através dos produtos fotográficos de pequena escala utilizados. Nesta análise, foram individualizadas as lineações e os alinhamentos de relevo e de drenagem, com o maior nível de detalhes possível, que plotados em carta constituem o mapa de fotolineamentos. É importante frizar a necessidade de um extremo cuidado na confecção deste mapa, para evitar a inclusão de fotolineamentos (senso amplo) não relacionados às propriedades texturais de relevo e de drenagem (tais como limites de culturas, desmatamentos, estradas, cercas, etc.).

O mapa de fotolineamentos foi confeccionado de forma que fosse a representação mais fiel possível dos padrões, intensidades, distribuições e variações dos sistemas de fraturamento desenvolvidos sobre a área de estudo. O termo fratura foi utilizado em seu sentido mais amplo, incluindo qualquer plano de quebra, intenso o suficiente para se fazer representar nos produtos fotográficos utilizados. O termo inclui, por exemplo, a intensa foliação cataclástica de direção NNE-SSW, desenvolvida em grande

parte das rochas do Complexo Migmatito-Granulítico de Minas Gerais. Esta foliação cataclástica é muito bem representada nas imagens (Figura 5.1), e os trabalhos de campo demonstraram que um intenso fraturamento desenvolveu-se a partir desta série de planos de descontinuidade.

A integração dos dados geológicos existentes (bibliográficos e de campo) através da interpretação dos produtos de sensoriamento remoto utilizados, juntamente com o mapa de fotolineamentos, formam a base para as análises e inferências sobre a geologia estrutural.

A partir do mapa de fotolineamentos foram estabelecidos os principais alinhamentos, os quais foram interpretados e associados aos dados existentes, definindo-se, assim, as mais importantes estruturas geológicas, principalmente falhas que compõem o arcabouço da área, e as direções dos principais sistemas de fraturamento que afetaram-na. Estes sistemas serão discutidos individual e conjuntamente nos ítens seguintes.

Existem diversas formas de se explorar o mapa de fotolineamentos com o intuito de se obter informações estruturais. De um modo geral, estas abordagens podem ser subdivididas em duas classes: análises qualitativas e quantitativas.

5.3.2.1 - ANÁLISES QUALITATIVAS

As análises qualitativas baseiam-se nas observações sobre a distribuição, intensidade e relações de intersecção dos fotolineamentos. Estas análises permitem obter indicações de diversos tipos sobre um dado evento tectônico, e sobre a relação existente entre os diversos eventos, os quais resultaram nos atuais sistemas de fraturas existentes na área.

A análise individual de cada um dos sistemas de fraturas permite observar a sua variação de intensidade dentro de toda a área e obter, assim, informações sobre o comportamento de

um determinado evento tectônico rúptil ou rúptil-dúctil. Em outras palavras, um aumento progressivo do número de fotolineamentos em um determinado sentido evidencia um incremento, nesta mesma direção, de atuação do evento tectônico que deu origem a este sistema de fraturas. Observando-se as unidades geológicas que foram ou não afetadas por um determinado sistema de fraturamentos, pode-se, adicionalmente, obter indícios sobre a época da atuação do evento tectônico.

A utilização cuidadosa e criteriosa do mapa de fotolineamentos (análise conjunta dos sistemas de fraturas), e de maior quantidade possível de dados geológicos, permite obter algumas indicações sobre os esforços que atuaram na região. Estes indícios devem ser encarados como informações preliminares, que necessitam de confirmação através de outros meios, para que não gerem interpretações errôneas, principalmente em uma área de evolução policíclica complexa, como esta do sudeste do Estado de Minas Gerais. A individualização dos feixes onde concentram-se as fraturas (ou fotolineamentos) de cada uma das direções permite uma melhor visualização dos principais sistemas de fraturamento, assim como a análise das relações de interferência entre eles. Esta análise, juntamente com os dados geológicos, permite identificar as direções que tiveram, ao longo do tempo, um caráter compressivo, distensivo, poliativo, etc., e através destas informações analisar a distribuição de esforços em toda a área de estudo.

Os dados bibliográficos, de campo e da análise do mapa de fotolineamentos definiram cinco sistemas principais de fraturamentos, com direções: NNE-SSW, NE-SW, E-W, NW-SE e NNW-SSE. As características destes sistemas e as possíveis interpretações geológico-estruturais serão descritas e discutidas nos ítens seguintes.

- <u>Direção NNE-SSW</u>

A análise do mapa de fotolineamentos de direção NNE-

SSW (Apêndice 3) mostra um comportamento distinto em diferentes áreas, em termos de intensidade. A partir de, aproximadamente metade da área (limitado pela grande falha inversa de direção NNE-SSW, localizada a oeste da localidade de Ponte Nova - vide Apêndice 1 - Mapa Geológico Integrado), em direção a leste, há um aumento significativo e progressivo do número de fotolineamentos, indicando uma maior intensidade do evento tectônico nesta direção. A parte oeste da área, ao contrário, mostra uma distribuição mais homogênea e com uma densidade de fotolineamentos bem inferior aquela observada na parte leste

Esta direção de fotolineamentos é característica das rochas do Complexo Migmatito-Granulítico de Minas Gerais, principalmente para as ocorrências da parte leste da área de estudo, onde é o resultado de uma intensa foliação cataclástica, causada por falhamentos inversos profundos, geralmente de alto ângulo, que provocaram grandes cavalgamentos crustais. Estes cavalgamentos posicionaram lado a lado, ao nível de erosão atual, rochas infracrustais profundas e rochas infracrustais de média profundidade e, em alguns casos, até rochas supracrustais. Em cada um destes blocos, delimitados por extensas falhas inversas profundas, observa-se uma variação de composição litológica, de oeste para leste, passando, em casos, desde granulitos, por migmatitos complexos (formados sob condições de alta plasticidade), migmatitos, gnaisses, e atingindo, menos frequentemente, até rochas xistosas. Esta disposição dentro de cada bloco, expondo uma sequência de rochas formadas a níveis crustais cada vez menos profundos, indica o cavalgamento de segmentos da crosta no sentido de ESE para WNW.

Observações de campo mostraram que estes falhamentos inversos, de direção NNE-SSW tiveram uma movimentação de sudeste para noroeste, provocando com que as partes mais ao sul apresentassem um soerguimento maior, em relação as regiões mais ao norte, afetadas por estes mesmos falhamentos. Conclusões semelhantes foram obtidas por Barbosa et alii (1984) que, em trabalho mais regional, observaram a presença de extensas sequências xistosas mais ao norte da área do atual estudo, indicando um maior

soerguimento das regiões mais ao sul, cuja erosão expõe, hoje, rochas formadas a níveis crustais mais profundos.

Estas falhas, como observadas no campo, apresentam direções que variam de, aproximadamente, N-S a N30°E, com mergulhos para E-SE, de 40° a sub-verticais. Falhas inversas de pequeno porte, com a mesma orientação dos grandes falhamentos são comuns, como exemplificado pela Foto 5.11.

O posicionamento dos grandes falhamentos inversos na direção NNE-SSW indica pelo menos uma fase compressiva com direção de esforço máximo de ESE para WNW. Além disso, a existência na região de Itabira, de basaltos pertencentes a duas gerações distintas, pós-Espinhaço-pré-Brasiliana e mesozóica (Schorscher, 1975), alinhados segundo esta direção, indicam também fases distensivas e o seu caráter poliativo.

A foliação cataclástica, que na parte leste da área de ocorrência das rochas do Complexo Migmatito-Granulítico de Minas Gerais tem orientações constantes NNE-SSW, com fortes mergulhos para SE, vai adquirindo mergulhos mais suaves a medida que se caminha para oeste, atingindo valores de 15° a sub-horizontais próximo a localidade de Ponte Nova. É importante notar que, no extremo leste da área, as fraturas NNE-SSW/sub-verticais instalaram-se na descontinuidade da foliação cataclástica, enquanto que nas regiões onde as rochas orientam-se com mergulhos suaves para sudeste, fraturas com esta orientação (NNE-SSW/sub-vertical) são, também, comuns, e independem da foliação (Foto 5.12). Os diagramas de rosácea, construídos a partir de medidas de fraturas coletadas no campo (Diagramas 1, 2, 3 e 4), confirmam a alta frequência e distribuição sistemática destas estruturas em várias unidades do Complexo Migmatito-Granulítico de Minas Gerais.

A oeste do grande falhamento inverso de direção NNE-SSW, próximo a localidade de Ponte Nova, há uma alteração acentuada nas características estruturais das rochas do Complexo Migmatito-Granulítico de Minas Gerais. A orientação da foliação prin

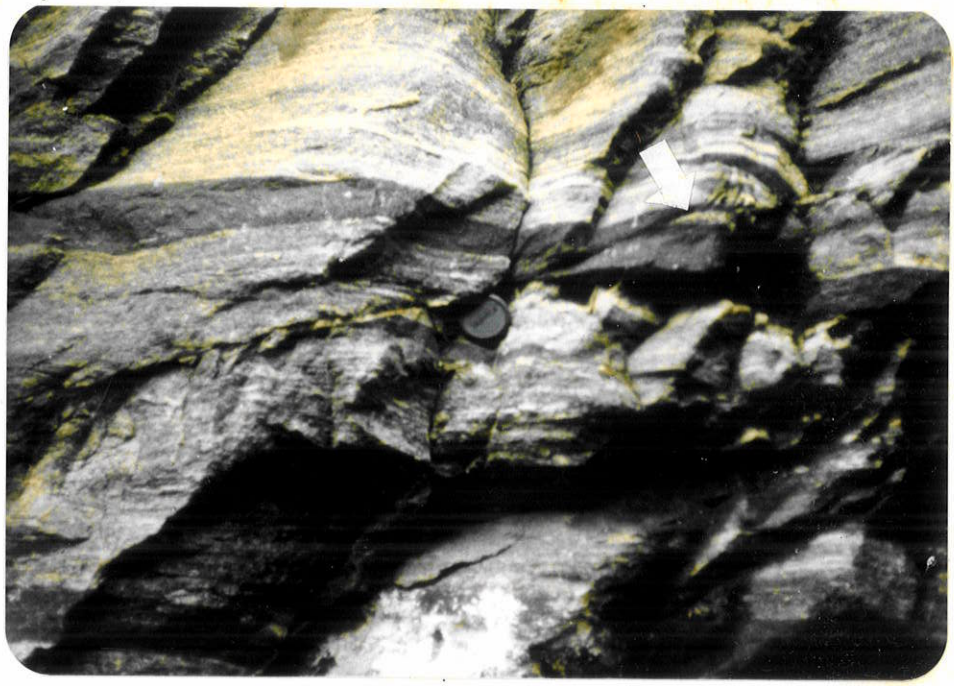


Foto 5.11 - Falha de movimentação inversa (N15°E/45°SE) em migmatito (Estrada Ponte Nova-Rio Casca) (Ponto nº 31, Apêndice 13 e Anexo 1).

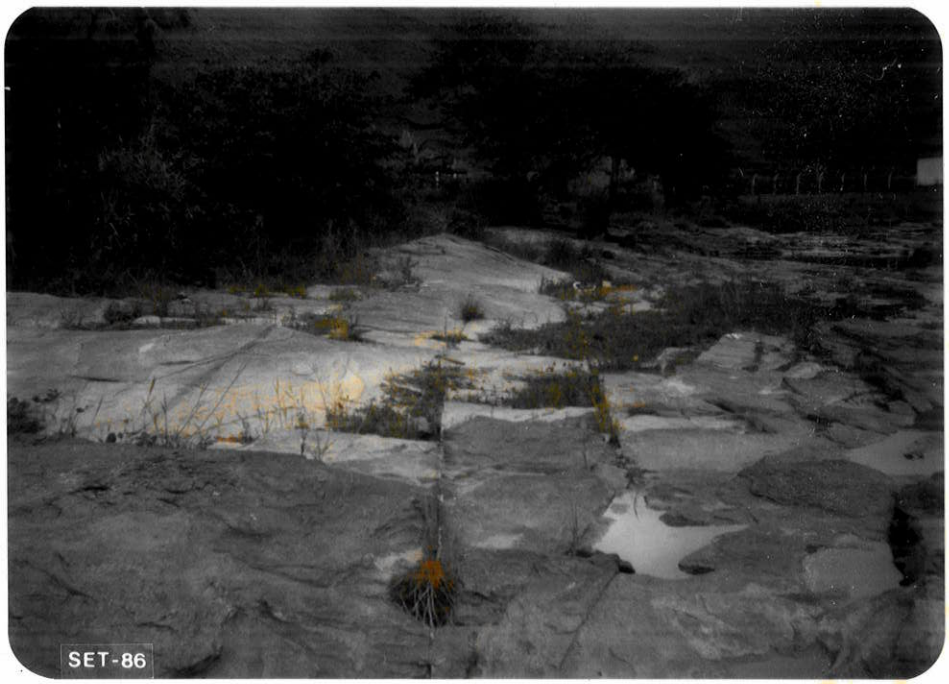


Foto 5.12 - Visada rumo SE ressaltando fraturas NW-SE /subverticais e outras de direção NNE-SSW/subverticais, que são interrompidas pelas primeiras. O plano do chão corresponde, aproximadamente a foliação do gnaisse (leito do Rio Doce, a norte de Ponte Nova) (Ponto nº 37, Apêndice 13, Anexos 1 e 2).

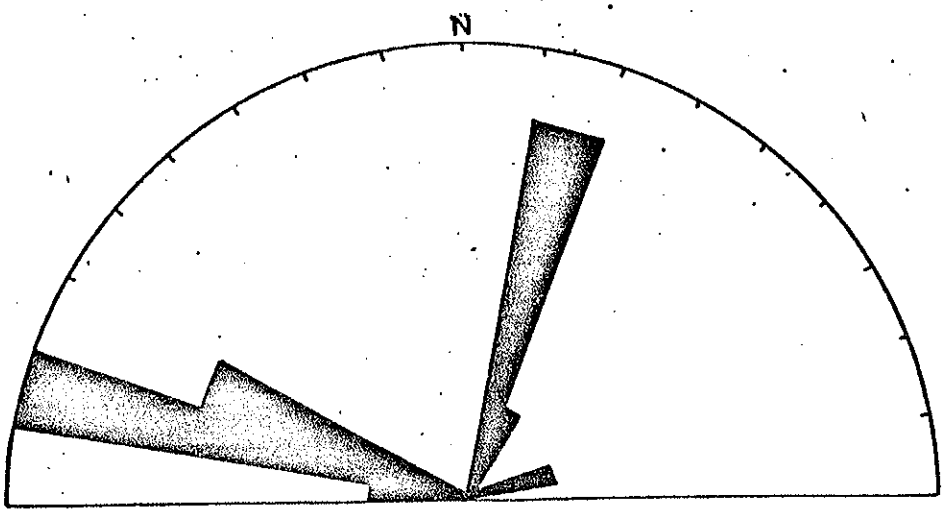


Diagrama 5.1 - Rosácea de direção de fraturas. Área de ocorrência de migmatitos (Pgm), região de Miradouro (155 medidas).

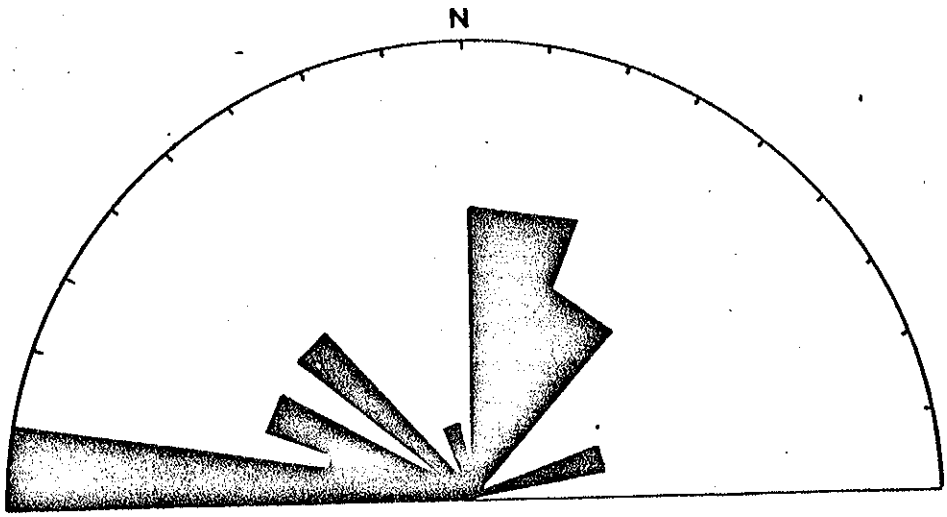


Diagrama 5.2 - Rosácea de direção de fraturas. Área de ocorrência rochas granulíticas (Pgt), região de Manhuaçu (320 medidas).

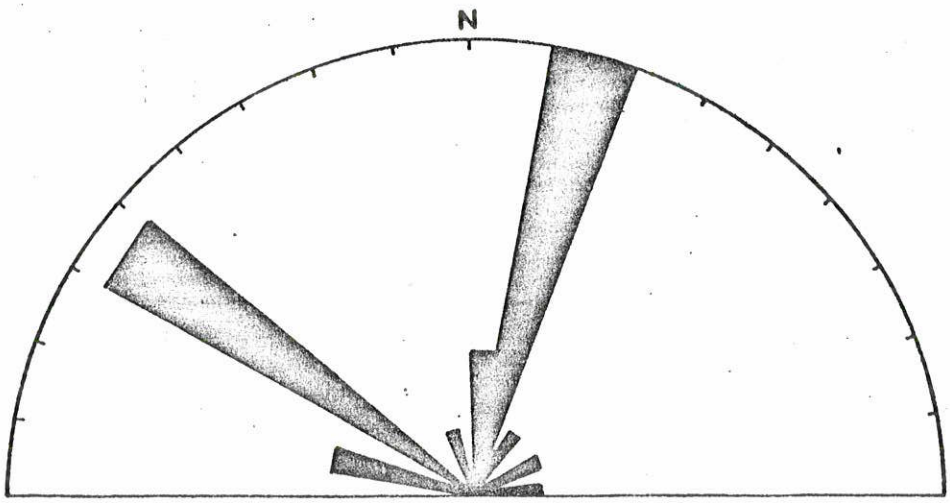


Diagrama 5.3 - Rosácea de direção de fraturas. Área de ocorrência de rochas granulíticas (Pgt), região de Abre Campo (214 medidas).

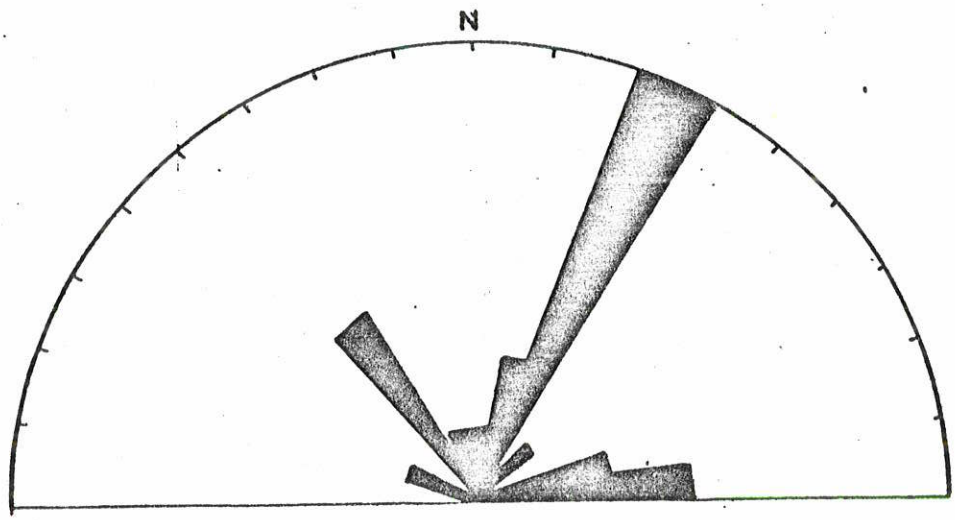


Diagrama 5.4 - Rosácea de direção de fraturas. Área de ocorrência de rochas gnáissicas e migmatíticas (Pgm), região de Ponte Nova (210 medidas).

cipal torna-se bastante variada, tanto em direção quanto em mergulho, perdendo aquela constância observada na parte leste da área. As fraturas de orientação NNE-SSW também estão presentes nestas áreas, geralmente com mergulhos altos, as vezes com altas frequências (Diagramas 5 e 6), porém sem o carater sistemático e predominante observado em outras regiões de ocorrência das rochas deste complexo. Estas fraturas, geralmente, não apresentam evidências claras de um tectonismo compressivo.

Na área do Quadrilátero Ferrífero ocorre uma situação com características particulares, com relação aos sistemas de fraturamento que afetaram a área toda. Nos metassedimentos Minas, um dos principais sistemas de fraturas tem direção aproximada N-S e mergulho variável. Uma característica típica destas rochas é a relação observada entre a atitude da foliação e o mergulho da fratura. As fraturas com esta direção são, na maioria dos casos, verticais a foliação (Foto 5.13). Estas fraturas não mostram evidências de tectonismo compressivo. As medidas de campo plotadas nos Diagramas 7, 8, 9 e 10 mostram a alta frequência destas fraturas em diversas regiões do Quadrilátero Ferrífero.

As rochas do Supergrupo Rio das Velhas (Grupo Nova Lima) apresentam, em termos de fraturamentos, uma situação semelhante a do Supergrupo Minas. Ocorre, também, nas rochas destes dois supergrupos, na borda leste do Quadrilátero Ferrífero, uma crenulação de orientação aproximada N-S e com mergulhos sub-verticais.

Foto 5.13 - Dois sistemas de fraturas principais, com direções aproximadas N-S e E-W, típicas dos metassedimentos Minas no Quadrilátero Ferrífero. A superfície do afloramento corresponde, aproximadamente, a foliação das rochas (rumo aproximado S) (Ponto nº 71, Apêndice 13 e Anexo 1).

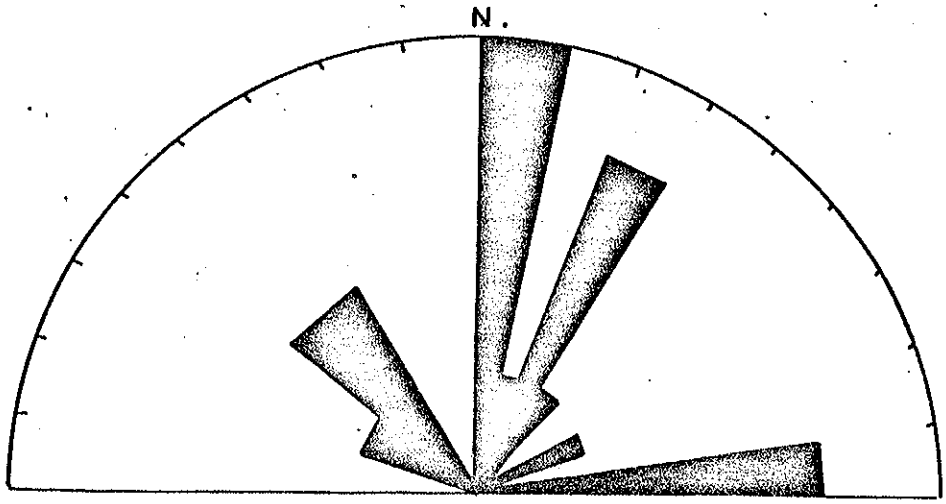


Diagrama 5.5 - Rosácea de direção de fraturas. Área de ocorrência de rochas gnáissicas e migmatíticas (Pgm), região de Acaiaca (215 medidas).

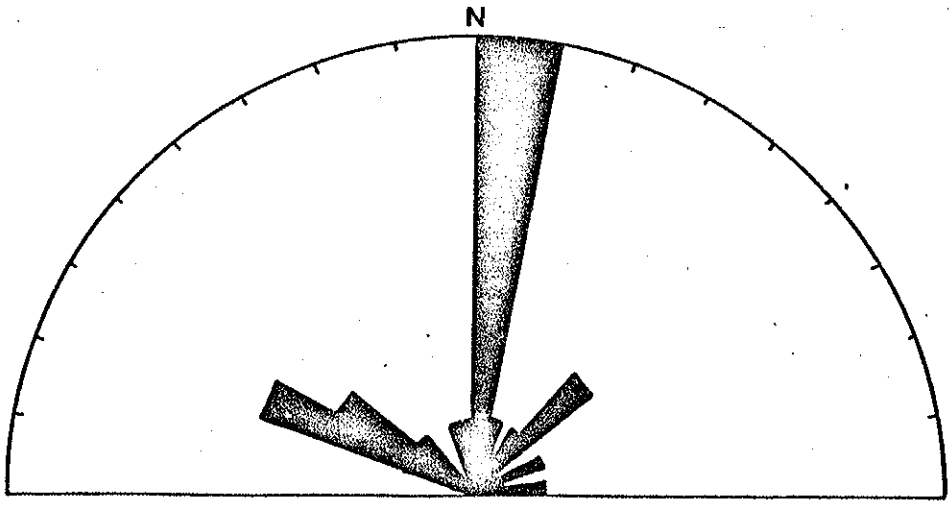


Diagrama 5.6 - Rosácea de direção de fraturas. Área de ocorrência de rochas gnáissicas e migmatíticas (Pgm), região de Conselheiro Lafaiete (200 medidas).

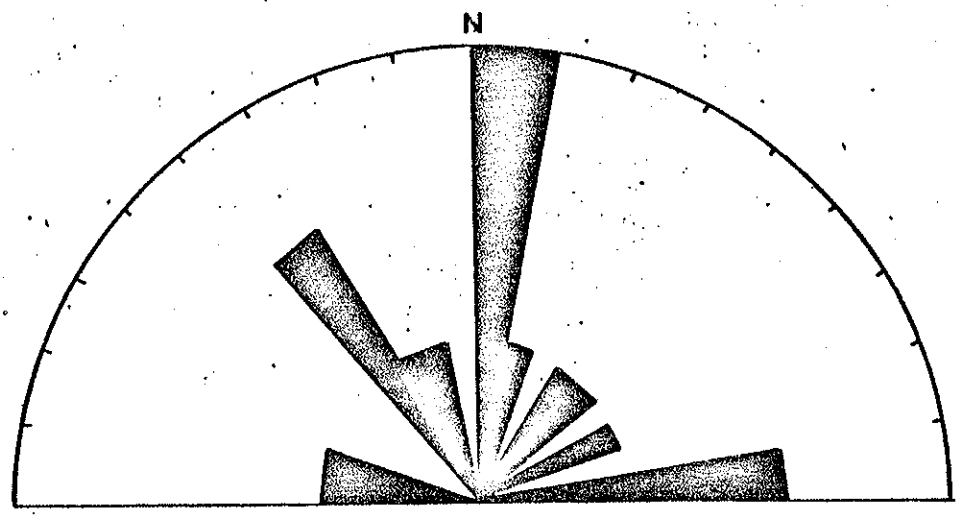


Diagrama 5.7 - Rosácea de direção de fraturas. Área de ocorrência de rochas do Supergrupo Minas, região de Mariana (156 medidas).

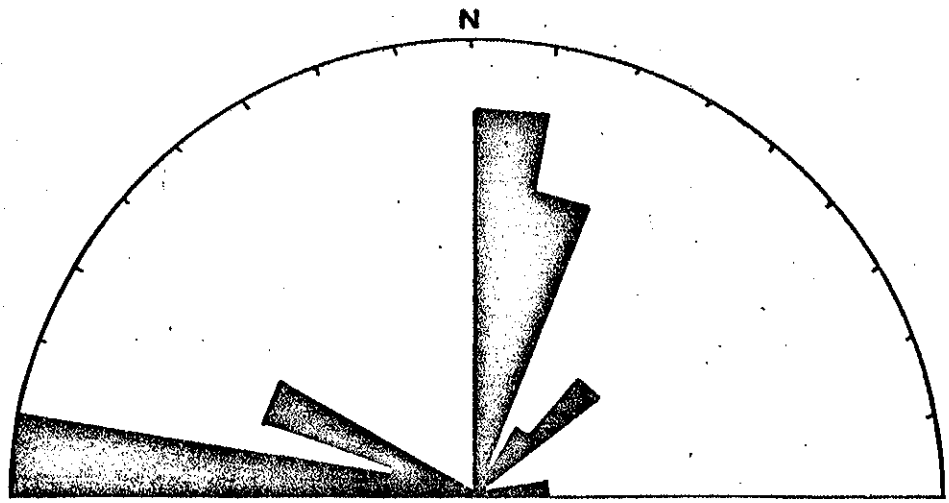


Diagrama 5.8 - Rosácea de direção de fraturas. Área de ocorrência do Supergrupo Minas, região da Serra do Curral (sul de Igarapé) (230 medidas).

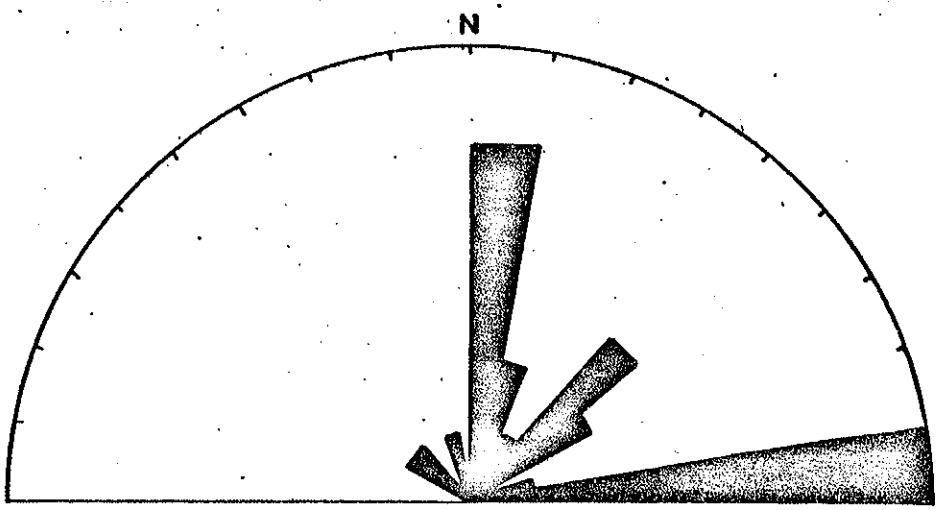


Diagrama 5.9 - Rosácea de direção de fraturas. Área de ocorrência do Supergrupo Minas, região do Sinclinal da Moeda (251 medidas).

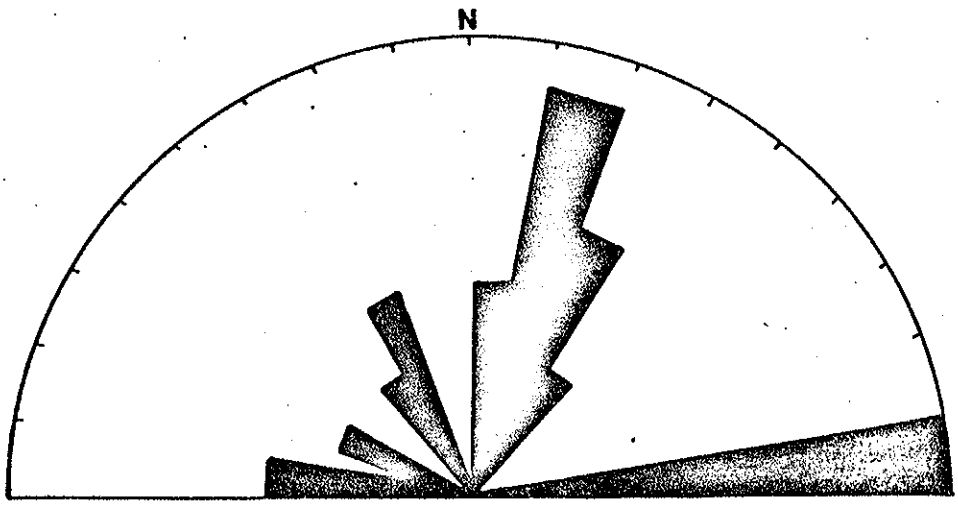


Diagrama 5.10 - Rosácea de direção de fraturas. Área de ocorrência do Supergrupo Minas, região a Norte de Mariana (337 medidas).

- Direção E-W

O mapa de fotolineamentos de direção E-W (Apêndice 4) mostra uma distribuição praticamente homogênea na parte oeste da área (aproximadamente a oeste de 43°00' de longitude) e menos regular na parte leste. As fraturas E-W ocorrem por toda a área, afetando indistintamente todas as unidades geológicas.

Nas áreas de ocorrência do Complexo Migmatito-Granulítico de Minas Gerais, fraturas com esta direção são, comumente, observadas no campo, muitas vezes com altos ângulos de mergulho, porém podendo variar para médios e baixos ângulos. A direção destas fraturas tem um intervalo de variação entre N70°E e N70°W. Estas fraturas distribuem-se sistematicamente com alta frequência em várias regiões deste complexo, como pode ser observado nos diagramas de rosácea 1, 2, 4, 5, 11 e 12.

Na região da Serra do Espinhaço, mais ao norte da área de estudo, ocorrem diques básicos de várias gerações, desde pré-metamorfismo regional Minas-Espinhaço até mesozóicos (Inda et alii, 1984), dispostos na direção E-W, indicando seu carater também distensivo e poliativo, desde os tempos pós-arqueanos. Este carater distensivo, das fraturas E-W foi observado dentro da área de estudo, em alguns pontos, através de diques básicos orientados nesta direção, como exemplificado pela Foto 5.14. Indícios de movimentos transcorrentes também foram observados nestas fraturas, sem que se pudesse definir o sentido relativo do deslocamento.

Na área do Quadrilátero Ferrífero, este sistema de fraturas e o de orientação N-S formam as duas direções principais de rupturas, as quais são bem desenvolvidas, tanto nas rochas do Supergrupo Minas (Foto 5.15 e Diagramas 7, 8, 9 e 10), como nas rochas do Supergrupo Rio das Velhas (Foto 5.16 e Diagrama 13). Em alguns dos pontos visitados observou-se que estes dois sistemas de fraturas formam um par conjugado.

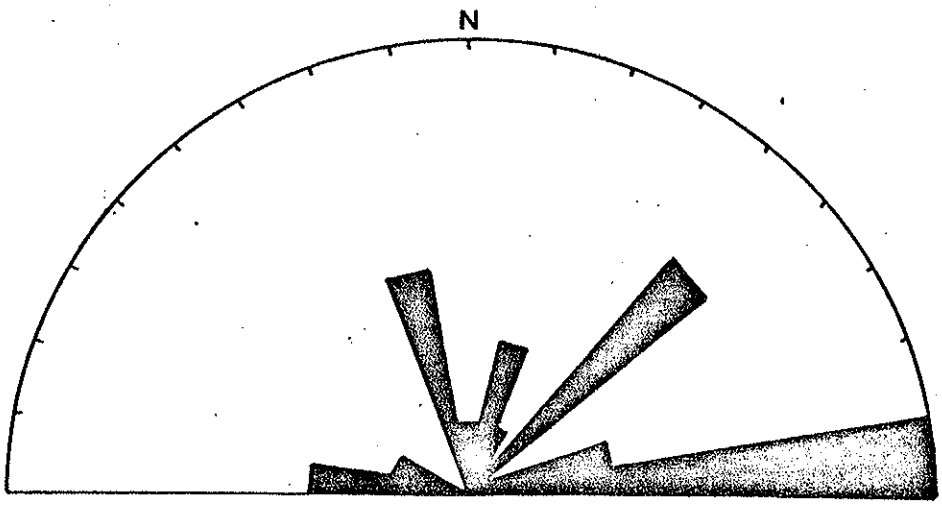


Diagrama 5.11 - Rosácea de direção de fraturas. Área de ocorrência de rochas gnáissicas e migmatíticas (Pgm), região de Entre Rios (240 medidas).

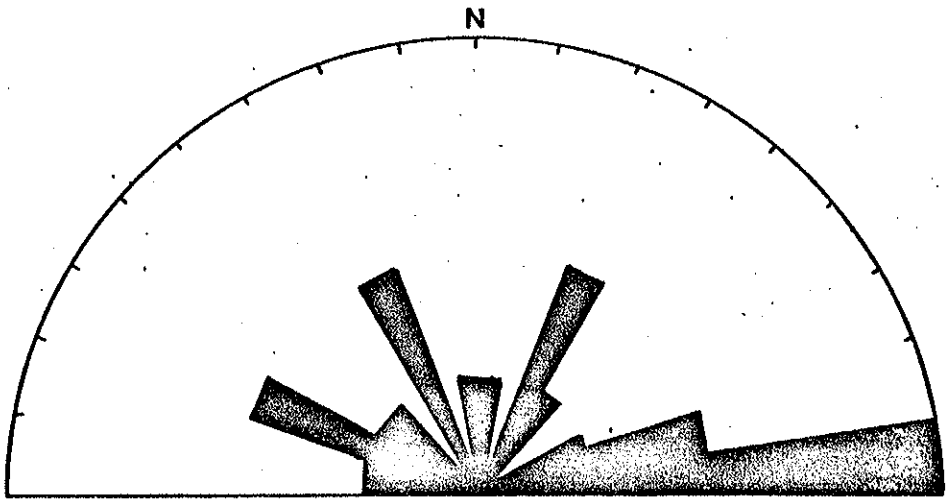


Diagrama 5.12 - Rosácea de direção de fraturas. Área de ocorrência de rochas gnáissicas e migmatíticas (Pgm), região de Viçosa (204 medidas).

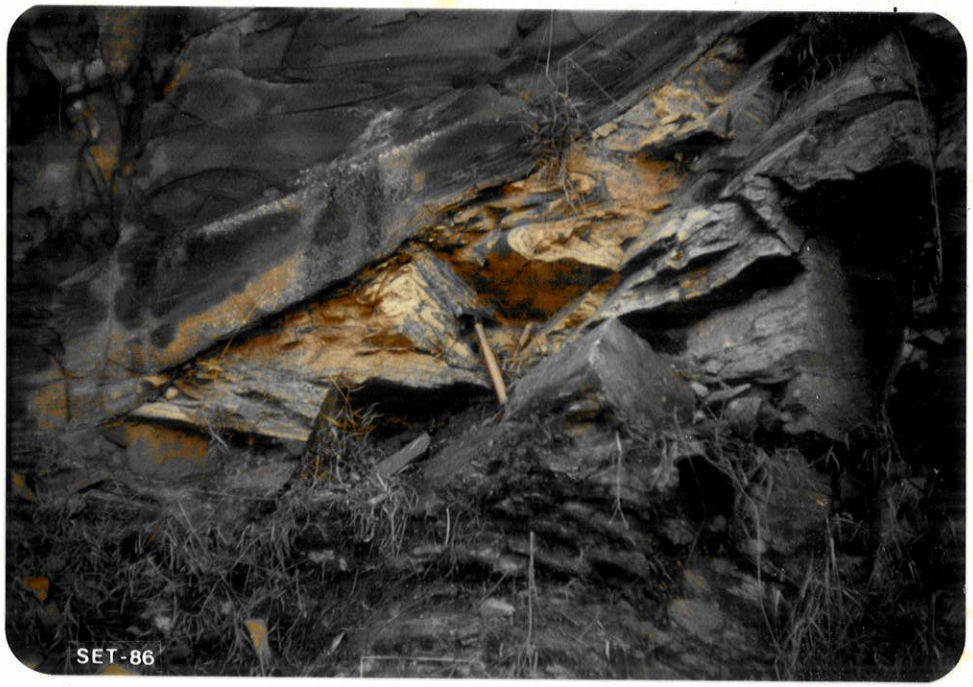


Foto 5.14 - Contato (c) do migmatito (mig) com o corpo metabásico (mb) de atitude N70°E/30°SE (região a norte da localidade de Coimbra) (Ponto nº 35, Apêndice 13, Anexos 1 e 2).

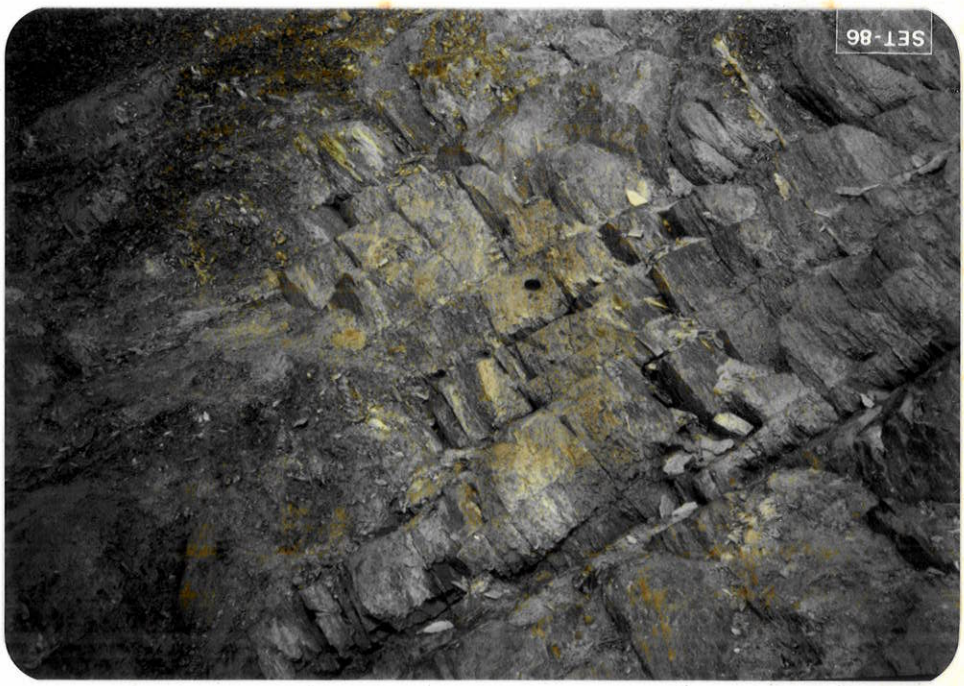


Foto 5.15 - Desenvolvimento de fraturas com direção N-S/50°W e N70°E/75°SE em filitos do Grupo Piracicaba, formando um par conjugado (Ponto nº 72, Apêndice 13 e Anexo 1).

Foto 5.16 - Fraturas com direções aproximadas N-S e E-W e mergulhos subverticais, em filitos do Grupo Nova Lima (Estrada Itabirito-Rio Acima) (Ponto nº 118, Apêndice 13 e Anexo 1).

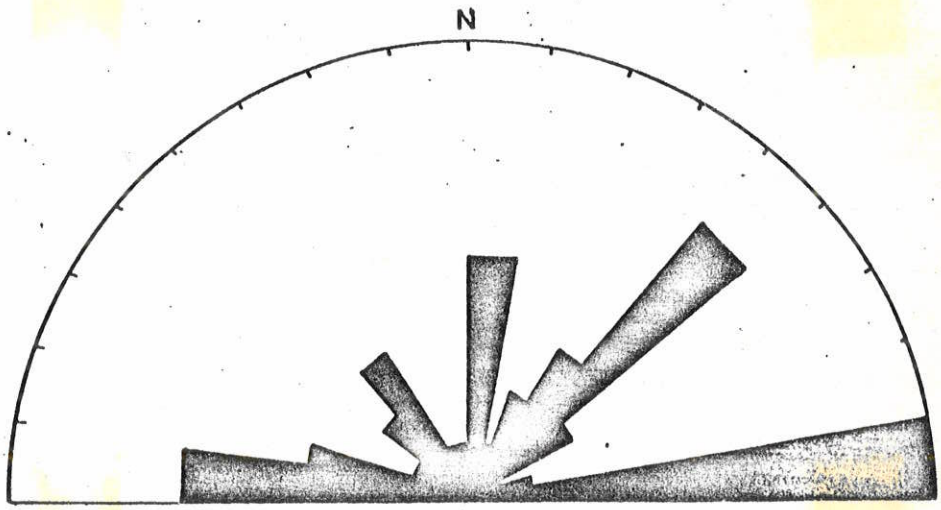


Diagrama 5.13 - Rosácea de direção de fraturas. Área de ocorrência do Grupo Nova Lima (Anl), região a norte de Itabirito (180 medidas).

- Direção NE-SW

O mapa de fotolineamentos de direção NE-SW (Apêndice 5) mostra uma distribuição diferenciada de fraturas, com uma maior frequência na parte leste do que na oeste, indicando uma maior intensidade do evento tectônico na primeira região.

No campo, as fraturas com esta direção são observadas nas rochas do Complexo Migmatito-Granulítico de Minas Gerais com mergulhos bastante variáveis, o mesmo acontecendo com relação a sua frequência. Elas não são, geralmente, as fraturas quantitativamente predominantes e nem apresentam a constância de orientação observada em outras direções de fraturamento, principalmente na NNE-SSW (Diagramas 6 e 11).

Os indícios quanto a natureza do tectonismo nestas fraturas não são sempre notáveis. Algumas observações de campo, no entanto, indicam movimentação transcorrente dextral.

A movimentação dextral das estruturas NE-SW é exemplificada em afloramento no leito do Rio Doce, em região a norte da localidade de Ponte Nova. Neste afloramento de rochas gnáissicas, ocorrem fraturas de direção NE-SW, sub-verticais, cuja movimentação transcorrente dextral interrompe e desloca as fraturas NNE-SSW/sub-verticais (Foto 5.17). Esta interrupção e deslocamento indicam, naturalmente, que a movimentação (ou a formação) das fraturas NE-SW é posterior a formação das fraturas NNE-SSW. Em outra parte deste mesmo afloramento, observa-se uma situação semelhante, porém mais evidente. Neste caso, as fraturas de orientação NNE-SSW/sub-verticais são interrompidas e curvam-se assintoticamente em direção as fraturas de direção NE-SW, indicando o movimento dextral destas últimas (Foto 5.18). Além disso, as fraturas NE-SW estão preenchidas por veios de quartzo (em alguns pontos por veios pegmatóides), os quais encontram-se, também, nas partes terminais das fraturas NNE-SSW (nas regiões onde encurvam-se e são interrompidas pelas estruturas NE-SW). Este fato indica que o movimento dextral permitiu que as terminações das fraturas NNE-SSW permanecessem abertas e possibilitassem o seu pos-

terior preenchimento pelo veio. Indica, também, uma fase de distensão para as fraturas NE-SW.

Nas áreas visitadas pelo autor, na região do Quadrilátero Ferrífero, as fraturas com esta direção são pouco características, com mergulhos bastante variáveis e com um desenvolvimento, na maioria das vezes, assistemático (Diagramas 7, 8 e 9). Os dados bibliográficos (Wallace, 1965 [Plate 3]; Dorr, 1969 [Plate 1]) mostram a existência de vários falhamentos do tipo transcorrente, com movimentação dextral, de direção NE-SW, na região do Quadrilátero Ferrífero, indicando um comportamento semelhante ao observado em outras áreas.

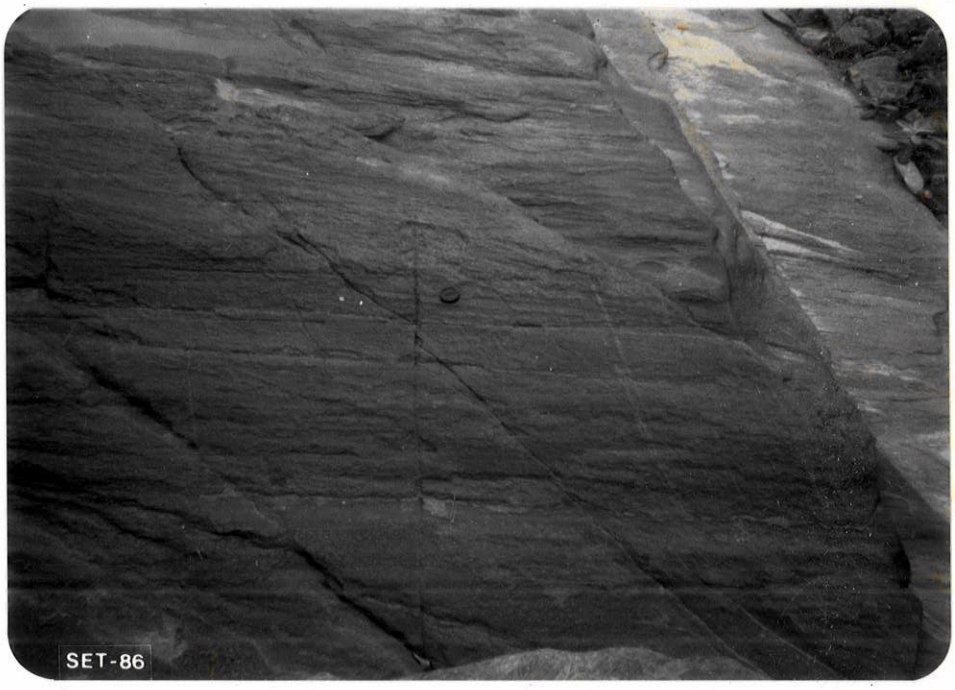


Foto 5.17 - Visada rumo NE mostrando a movimentação dextral da fratura NE-SW/vertical, deslocando a fratura NNE-SSW/vertical, em rochas gnáissicas (Pgm) do Complexo Migmatito-Granulítico de Minas Gerais (leito do Rio Doce, próximo a localidade de Ponte Nova (Ponto nº 37, Apêndice 13, Anexos 1 e 2).

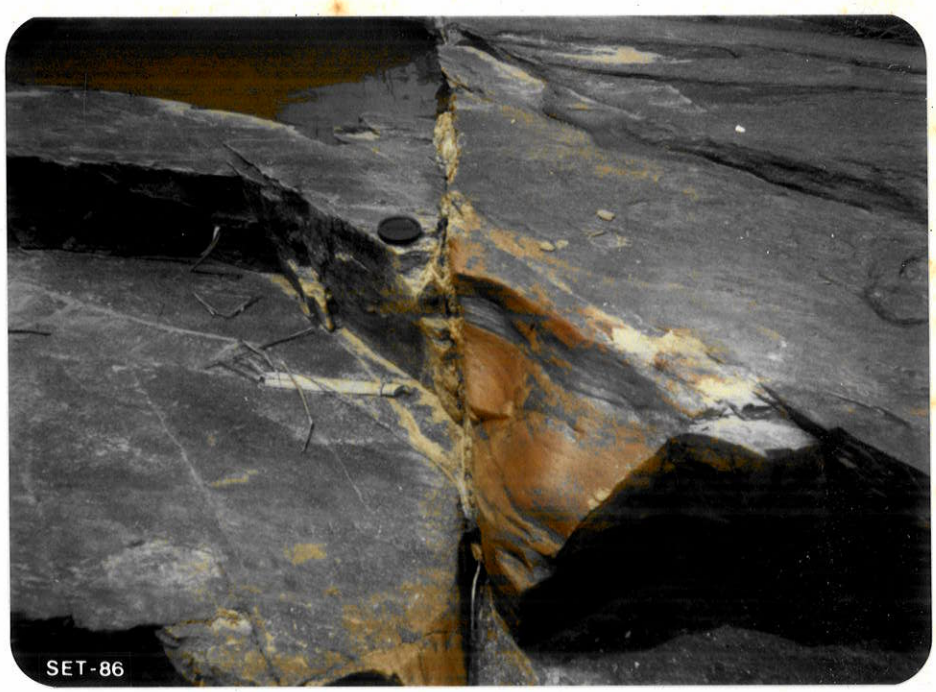


Foto 5.18 - Detalhe do falhamento dextral NE-SW/subvertical e o encurvamento e truncamento das fraturas NNE-SSW/subverticais (rumo SW), em rochas gnáissicas (Pgm) do Complexo Migmatito-Granulítico de Minas Gerais (Ponto nº 43, Apêndice 13 e Anexo 1).

- Direção NW-SE

O mapa de fotolineamentos de direção NW-SE (Apêndice 6) mostra que a área tem uma distribuição irregular de fraturas com esta direção, indicando uma atuação mais intensa do evento tectônico na parte oeste da área, onde há uma maior frequência destes fotolineamentos.

As observações de campo, nas áreas de ocorrência das rochas do Complexo Migmatito-Granulítico de Minas Gerais, mostram para estas fraturas um comportamento semelhante as de direções NE-SW, em termos de variações de atitude, frequência em afloramento, etc. Os Diagramas 3, 4 e 5 exemplificam regiões onde estas fraturas são mais características. As evidências de tectonismo indicam para estas fraturas um movimento também transcorrente,

porém sinistral. As Fotos 5.12 e 5.19 exemplificam este tipo de estrutura observada no campo. Neste afloramento, as fraturas NNE-SSW também são interrompidas e curvam-se assintoticamente para as NW-SE, indicando o movimento sinistral destas últimas. Pelo menos uma fase distensiva posterior ocorreu, evidenciada pela presença de veios de quartzo nas fraturas NW-SE.

Na região do Quadrilátero Ferrífero, as fraturas de direção NW-SE também mostram um comportamento semelhante as NE-SW (Diagramas 7 e 13). Da mesma forma, as cartas geológicas existentes (Wallace, 1965 [Plate 3]; Dorr, 1969 [Plate 1]) indicam falhamentos transcorrentes sinistrais, de direção NW-SE.

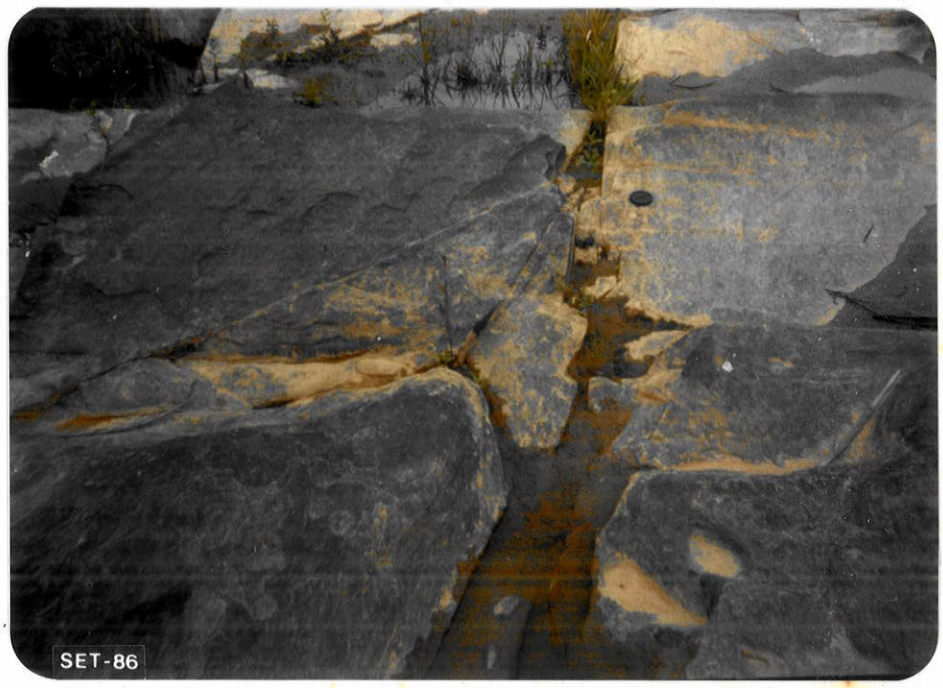


Foto 5.19 - Detalhe do falhamento sinistral NW-SE/Subvertical e o truncamento das fraturas NNE-SSW/Subverticais em rochas gnáissicas (Pgm) do Complexo Migmatito-Granulítico de Minas Gerais (Rumo SE) (Ponto nº 37, Apêndice 13, Anexos 1 e 2).

- Direção NNW-SSE

O mapa de fotolineamentos de direção NNW-SSE (Apêndice 7) mostra uma maior frequência de fraturas na parte oeste da área de estudo, indicando uma atuação mais intensa do evento tectônico nesta região.

Nas regiões de ocorrência de rochas do Complexo Migmatito-Granulítico de Minas Gerais, principalmente as localizadas na parte oriental da área, as fraturas NNW-SSE representam, muitas vezes, variações da foliação cataclástica de direção predominante NNE-SSW. Nestas regiões, foi possível observar falhas inversas de alto ângulo segundo esta direção, e a ocorrência sistemática de fraturas NNW-SSE com altos ângulos de mergulho. Em outras regiões deste mesmo complexo, representam fraturas com atitudes variáveis e nem sempre com distribuição regular. O diagrama 11 exemplifica uma área onde estas estruturas estão bem caracterizadas.

Na região do Quadrilátero Ferrífero e a oeste, os fotolineamentos de direção NNW-SSE (com variações para NW-SE, no sinclinal Vargem do Lima e no extremo noroeste da área de estudo) ocorrem com maior frequência e são característicos das áreas de ocorrência do Supergrupo Rio das Velhas (principalmente do Grupo Nova Lima) e do Complexo Migmatito-Granulítico de Minas Gerais. Foi observado no campo que, na maioria das vezes, esta direção de fotolineamentos representa a foliação principal das rochas, a partir da qual desenvolveu-se o fraturamento. Outras vezes, quando a foliação assume outras atitudes, observa-se a persistência de fraturas com direção NNW-SSE, com mergulhos variáveis. Isto indica a natureza antiga de esforços compressivos atuantes durante a gênese do Complexo Migmatito-Granulítico de Minas Gerais que resultaram nas foliações NNW-SSE e, posteriormente, ainda no Arqueano, o caráter distensivo de esforços com esta mesma direção, com efeitos generativos durante a instalação do "Greenstone Belt" Rio das Velhas.

- Integração

A partir dos dados descritos e discutidos nos itens acima, sobre cada uma das direções de fotolineamentos, a sua associação com dados de campo e bibliográficos e, através de observação e análise conjunta destas direções no mapa de fotolineamentos (Apêndice 2), algumas considerações preliminares e de caráter geral podem ser feitas.

Os fotolineamentos de direções NNE-SSW e E-W representam dois dos principais e mais antigos sistemas de fraturas da área, de caráter poliativos, e de importância fundamental na evolução da região. Os fotolineamentos de direção NNE-SSW são, em relação aos outros sistemas, os de maior frequência, pois representam o resultado de um dos principais eventos de tectônica rúptil e rúptil-dúctil que desenvolveram-se na área, afetando mais intensamente as rochas do Complexo Migmatito-Granulítico de Minas Gerais.

O caráter compressivo deste evento tectônico provocou os grandes cavalgamentos crustais na parte oriental da área e uma intensa foliação cataclástica nestas rochas. Sua atuação poliativa é atestada pela influência de rupturas desta direção, juntamente com as de direção E-W, já na sedimentação Espinhaço (Almeida Abreu e Munhoz, 1983; Almeida Abreu e Schorscher, 1984) e pelas suas fases distensivas pós-Espinhaço.

O comportamento distinto, em termos de distribuição e frequência de fotolineamentos entre as partes oriental e ocidental da área de estudo, indica tratar-se de duas províncias estruturais distintas, separadas pelo grande falhamento inverso de alto ângulo e de direção NNE-SSW, situado a oeste da localidade de Ponte Nova.

Os fotolineamentos de direção E-W são de menor frequência, porém não menos importantes que os anteriores. As fraturas com esta direção, além de um caráter distensivo poliativo desde os tempos pré-metamorfismo regional Minas-Espinhaço (Inda

et alii, 1984), mostram evidências de movimentos cisalhantes. Estas evidências de cisalhamento e o fato observado em vários pontos no campo de que esta direção de fraturas constitui, juntamente com a NNE-SSW, um par conjugado, pode indicar que estas duas direções formaram-se (ou atuaram em alguma época indeterminada) sob condições compressivas cisalhantes (par conjugado de cisalhamento).

As direções de fotolineamentos NE-SW e NW-SE representam fraturas que atuaram como direções cisalhantes, dextral e sinistral respectivamente, em uma fase compressiva de direção ESE-WNW. Os dados de campo indicam que na época em que estas fraturas atuaram como direções cisalhantes, já existiam as rupturas NNE-SSW, pois estas são interrompidas e deslocadas pelas primeiras. No entanto, as evidências ainda não permitem que se faça considerações sobre a época de formação (ainda que relativa) das fraturas com direções NE-SW e NW-SE. Estas fraturas também tem um carater poliativo, pois pelo menos uma fase distensiva, posterior ao cisalhamento, foi observada. A observação adicional de que os fotolineamentos NW-SE (juntamente com os NNW-SSE) são, também característicos de partes do Complexo Migmatito-Granulítico de Minas Gerais e do "Greenstone Belt" Rio das Velhas, inclusive condicionando algumas das áreas de ocorrência desta última unidade (Apêndice 1), pode indicar que o sistema de fraturamentos em questão já era ativo no Arqueano, atuando, provavelmente, com caráter compressivo e distensivo e controlando a deformação de alto grau em partes do embasamento e a deposição posterior do Supergrupo Rio das Velhas.

A análise do mapa de fotolineamentos fornece indícios suplementares importantes sobre o comportamento destas duas direções de fraturamento e a sua relação com os outros sistemas. A individualização de alguns feixes de fraturas (maiores detalhes sobre o método de trabalho com feixes de fraturas estão em Mattos et alii, 1982) e a análise de suas relações de intersecção permitiram caracterizar o tipo de movimentação destas estruturas (Figura 5.3) e a interrupção dos fotolineamentos de direção NNE-SSW (Figura 5.4). Estas relações de intersecção entre as diferentes direções de fraturas não são sempre claras, devido a

complexa superimposição de eventos tectônicos e reativações que desenvolveram-se sobre a área.

Os fotolineamentos de direção NNW-SSE constituem um caso particular na área de estudo. Estes fotolineamentos distribuem-se por toda a área (vide Apêndice 7), e são muitas vezes (como observado no campo) variações de foliação cataclástica de direção principal NNE-SSW, porém são características das áreas de ocorrência do Supergrupo Rio das Velhas (juntamente com os NW-SE), no Quadrilátero Ferrífero. Esta direção de fraturas caracteriza fotogeologicamente as áreas de ocorrência do Supergrupo Rio das Velhas, como exemplificado na Figura 5.2. Estas observações podem conduzir a algumas interpretações: a) os fotolineamentos NNW-SSE representam uma direção de fraturamento antiga, arqueana, já que é característica de partes do Complexo Migmatítico-Granulítico de Minas Gerais e do "Greenstone Belt" Rio das Velhas; b) esta direção de fraturamento poderia representar uma variação lateral de orientação (no sentido de leste para oeste) da direção NNE-SSW.

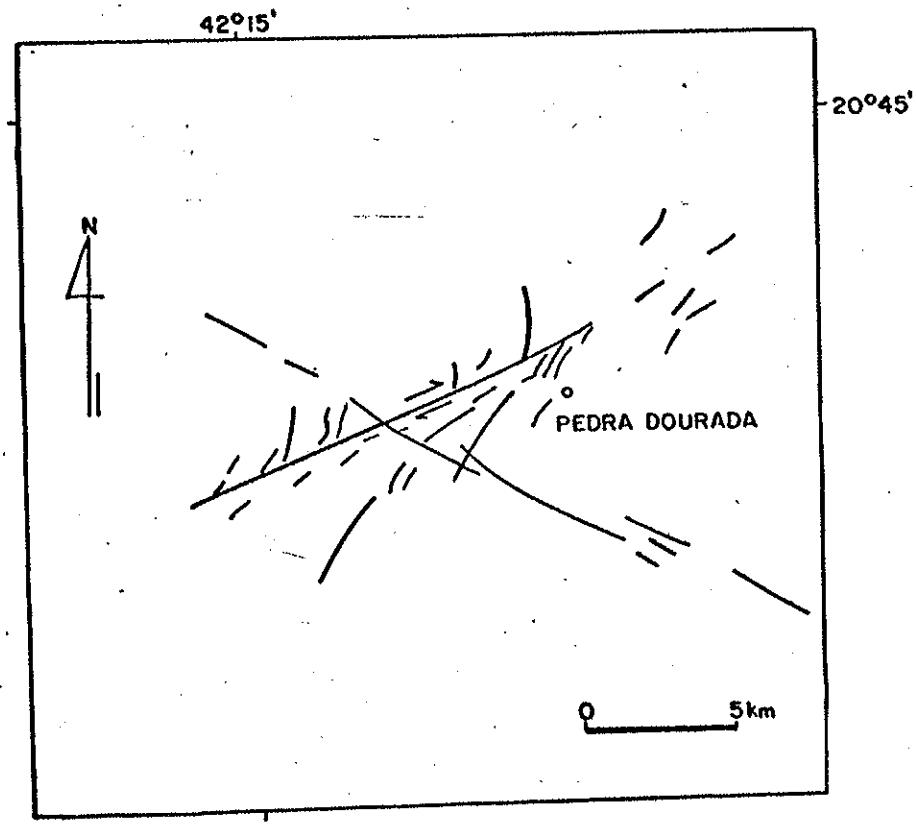
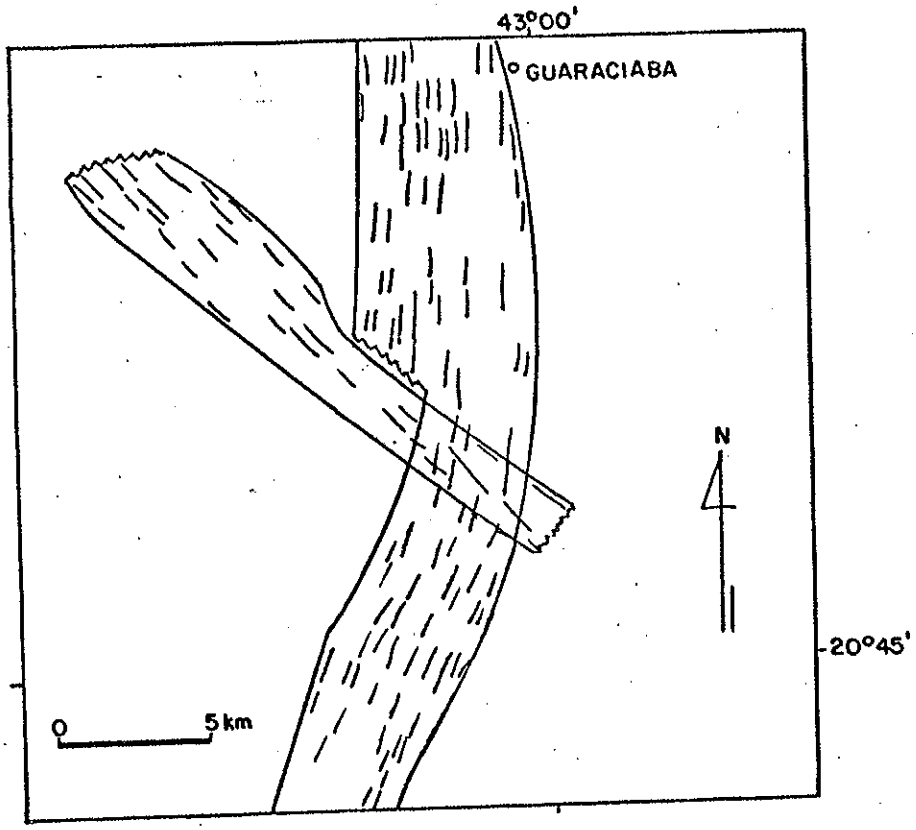
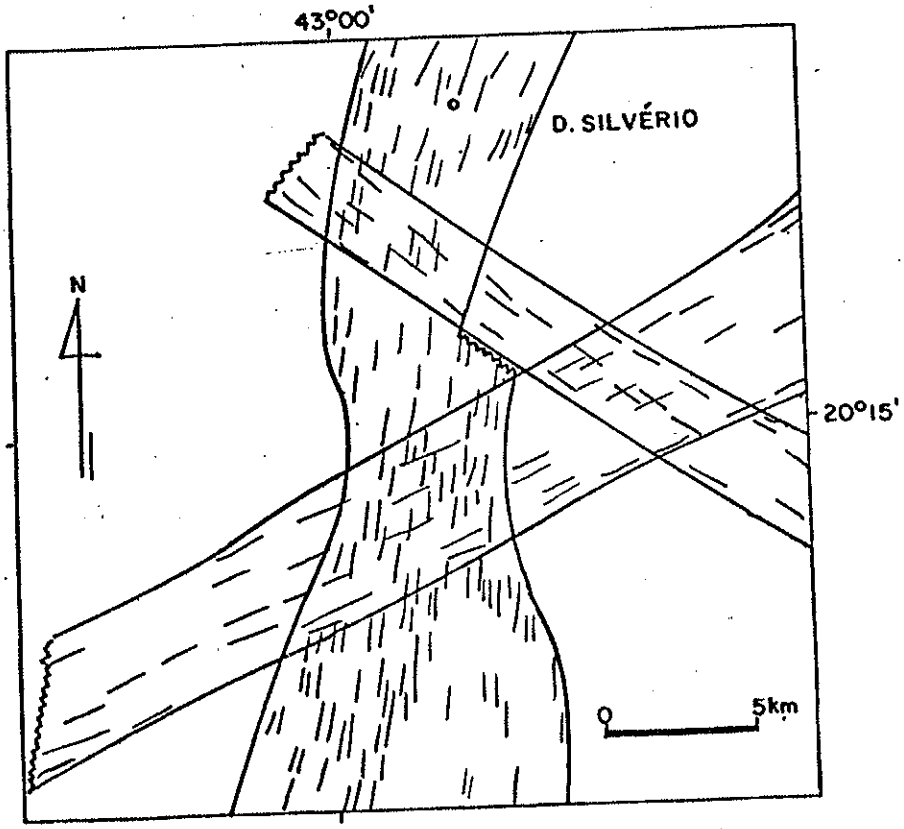


Fig. 5.3 - Relação geométrica entre os fotolineamentos indicando a movimentação dextral da fratura NE-SW (Região de Pedra Dourada).



(a)



(b)

Fig. 5.4 - Exemplos mostrando as relações de intersecção entre feixes de fraturas NNE-SSW e NW-SE na região de Guaraciaba (a) e NNE-SSW, NW-SE e NE-SW na região de D. Silvério (b).

5.3.2.2 - ANÁLISES QUANTITATIVAS

As análises quantitativas referem-se, essencialmente, as formas de tratamento estatístico de fotolineamentos. Existem diversas formas de tratar-se estatisticamente estes elementos utilizadas, geralmente, para obter informações sub-superficiais sobre estruturas do tipo sinclinal/anticlinal, importantes para a pesquisa petrolífera (Permiakov, 1949 in Huntington, 1969; Blanchet, 1957; Haman, 1961, 1964; Huntington, 1969). Estas aplicações são, normalmente, locais e, muitas utilizam-se de diagramas de rosácea, feitos a partir de fotolineamentos e controle de campo, para obter informações sobre a distribuição dos sistemas de fraturas na área, e sobre a estrutura em sub-superfície, em termos de tipo, comprimento, largura, etc.

Com o advento dos produtos fotográficos obtidos por satélites de grande altitude, os estudiosos procuraram adaptar estes métodos existentes e propuseram novas formas de abordar o tratamento estatístico de fotolineamentos, com o intuito de obter informações estruturais a nível regional. Muitos destes métodos utilizam-se dos fundamentos desenvolvidos em aplicações locais e exploram o uso de diagramas de rosácea (p. ex. Kowalik e Gold, 1974). Outros autores utilizam-se, também, de variações de densidade de fotolineamentos (p. ex. Babcock, 1974), classificações de fotolineamentos por orientação, tamanho, etc. na sua análise estatística (p. ex. Aliyev, 1980).

Entre os diversos tratamentos estatísticos analisados, o que melhor adaptou-se aos objetivos do trabalho foi o proposto por Aliyev (1980). Diversos motivos influiram na escolha deste tratamento:

- trata-se de um método originalmente desenvolvido para imagens fotográficas de pequena escala;

- o tratamento permite estudar os eventos da tectônica rúptil e rúptil-dúctil a nível regional, tanto em termos de sua distribuição espacial quanto temporal (relativa);

- o método analisa separadamente cada um dos sistemas de fraturamento da área;

- a classificação dos fotolineamentos por orientação (intervalo de variação de cada sistema de fraturamento) e por tamanho (valor ponderado de cada fotolineamento), permite quantificar as variações de intensidade de cada um dos eventos tectônicos;

- permite obter informações sobre as principais linhas de fraqueza (rupturas) que controlaram a distribuição dos eventos tectônicos, durante a evolução da área.

O trabalho estatístico baseia-se na premissa de que uma fratura é uma zona de fraqueza e, portanto, uma zona potencial no condicionamento da distribuição dos eventos rupturais posteriores que afetaram a região. Assim, a análise estatística de cada uma das direções de fraturamento (fotolineamentos) fornece indicações a respeito das principais zonas de fraqueza que condicionaram o desenvolvimento da tectônica rígida que afetou a área, bem como sobre a cronologia relativa dos eventos.

As cinco direções de fotolineamentos, descritas anteriormente e definidas através de dados de campo, bibliográficos e do mapa de fotolineamentos, tiveram os seus intervalos de variação quantificados para efeito de contagem para o tratamento estatístico, obtendo-se, assim, as seguintes direções: N15^{o}E ± 15°, N50^{o}E ± 20°, E-W ± 20°, N15^{o}W ± 15° e N50^{o}W ± 20°, equivalendo, respectivamente, as direções NNE-SSW, NE-SW, E-W, NNW-SSE e NW-SE utilizadas no tratamento qualitativo. Cada uma destas direções foi tratada estatisticamente, através da contagem ponderada das fraturas fotointerpretadas (para efeito de contagem, cada fotolineamento equivale a um número igual ao comprimento do fotolineamento/3mm) por unidade de área (3x3cm). O resultado da contagem em cada uma destas unidades foi plotado em seu centro, obtendo-se um mapa com pontos equidistantes (3cm) e com os respectivos valores de fotolineamentos para cada uma das cinco direções. Estes mapas foram submetidos a um processo de interpolação, com inter-

valos de 3 unidades, através de programa específico em computador, obtendo-se, assim, cinco mapas de frequência de fraturas, mostrados nas Figuras 5.5, 5.8, 5.9, 5.11 e 5.12. Os mapas de frequência de fraturas, na escala 1:250.000, dos Apêndices 8, 9, 10, 11 e 12, foram construídos através de interpolação manual, com intervalos de 5 unidades.

Neste ponto, é importante ressaltar o conceito de regiões homogêneas e não homogêneas, o qual deve ser considerado para que a análise tenha um significado estatístico. Este conceito é bem caracterizado por Means (1979), onde o autor afirma que a classificação de uma região como sendo homogênea, com relação aos materiais que a compõe (na realidade, na natureza os materiais são apenas aproximadamente homogêneos, já que não apresentam exatamente as mesmas propriedades em todas as partes de um mesmo corpo), depende da escala de observação. Assim, em uma escala global, pode-se tratar a crosta, o manto e o núcleo da terra como três regiões formadas por materiais homogêneos, enquanto que a nível microscópico somente os grãos dos tipos minerais podem ser considerados com as mesmas propriedades.

Aplicando-se o conceito acima descrito à área ora em análise, e considerando-se o nível regional do estudo, é possível caracterizar duas grandes entidades classificadas como aproximadamente homogêneas, as quais representam as extensas ocorrências de rochas cristalinas do Complexo Migmatito-Granulítico de Minas Gerais e as sequências predominantemente metassedimentares do Quadrilátero Ferrífero. Neste sentido, estas duas regiões foram tratadas separadamente e os resultados obtidos e as interpretações feitas integram estes procedimentos. Na região do Quadrilátero Ferrífero, adicionalmente, as áreas de ocorrência do Supergrupo Minas foram analisadas individualmente, buscando-se caracterizar o seu padrão de fraturamento, dada a controvérsia existente quanto a origem desta unidade. Para efeito de apresentação, as Figuras 5.5, 5.8, 5.9, 5.11 e 5.12 (contidas no texto) mostram a integração da análise para toda a área, e alguns exemplos mais relevantes sobre áreas específicas.

A análise destes mapas, principalmente através dos

máximos de frequência, permitiu obter informações sobre a distribuição de fraturas de um dado evento tectônico, sua associação com os dados geológicos e a influência de quebras pré-existentes na frequencia destas rupturas. Este procedimento foi feito para todas as direções, e os resultados integrados em um mapa de linhas de máximo de frequência de fraturas por direção (Figura 5.13). Da análise deste mapa, juntamente com os dados geológicos, diversas interpretações foram feitas, principalmente relacionadas aos eventos de tectônica rúptil e rúptil-dúctil. A seguir são descritos os resultados deste tratamento estatístico.

- Direção N15°E ± 15°

A direção N15°E ± 15° (Apêndice 8 e Figura 5.5) é, em termos quantitativos, a mais frequente na área, apresentando um aumento de intensidade de oeste para leste.

Analisando-se as áreas de ocorrência de rochas do Complexo Migmatito-Granulítico de Minas Gerais, algumas observações podem ser feitas com relação a esta direção de fraturamento.

- há uma significativa mudança de frequência de fraturas entre as partes leste e oeste da área (limite na altura do falhamento inverso de direção NNE-SSW situado a oeste da localidade de Ponte Nova - vide Mapa Geológico Integrado - Apêndice 1). Esta alteração é brusca e limita duas regiões com padrões de frequência de fraturas homogêneos. A região a oeste, com frequência inferior, contém máximos que raramente ultrapassam o valor 20. Já, na região a leste há uma concentração de fraturas com esta direção, atingindo máximos superiores ao valor 60;

- o padrão de distribuição dos máximos de fraturas (ou seja, a orientação das áreas com máximos de fraturas) mostra que eles orientam-se, preferencialmente, segundo a direção N15°E±15°, de acordo com a orientação do próprio evento tectônico. A disposição de máximos segundo a orientação E-W±20° mostra a influência desta direção na distribuição

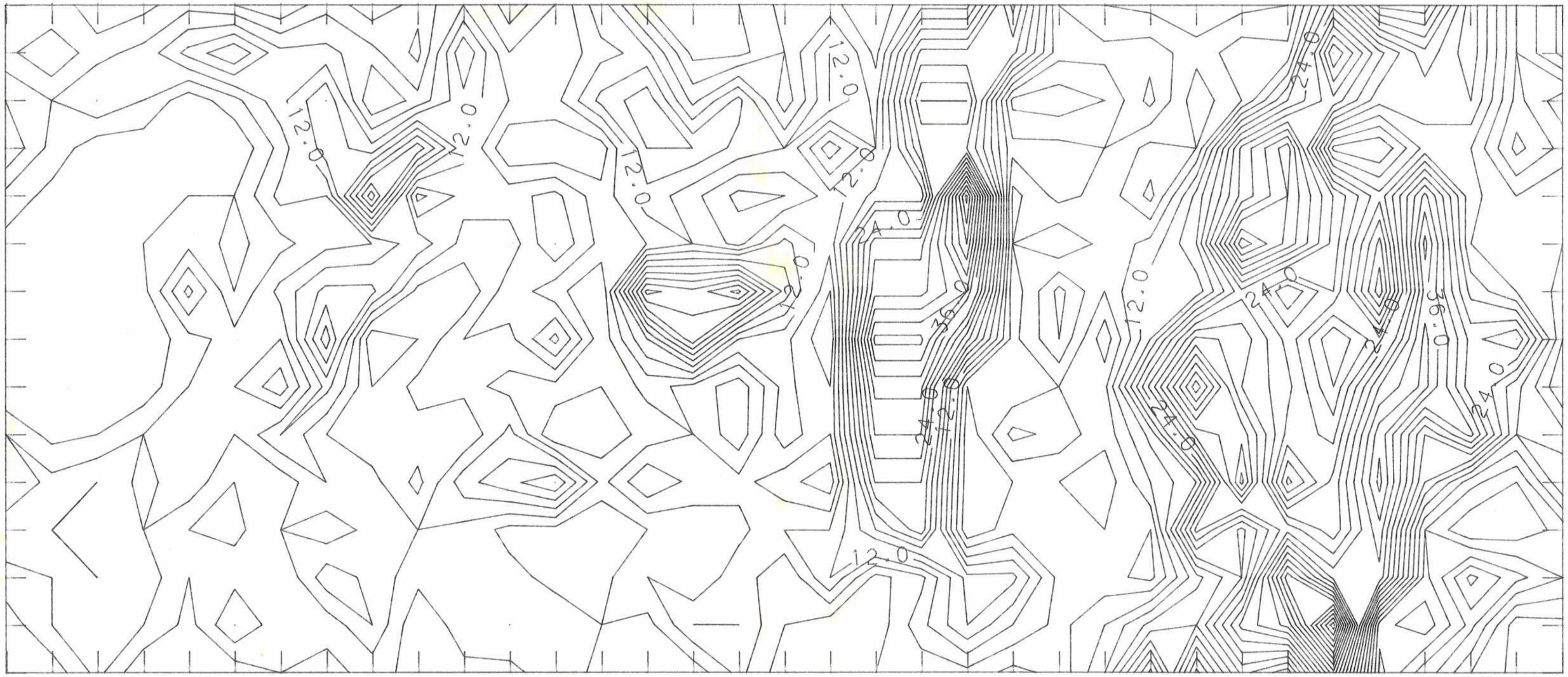


Fig. 5.5 - Mapa de frequência de fraturas de direção N15^{o}E±15°.

das fraturas com direção N15°E ± 15°. O mais proeminente destes máximos com orientação E-W ± 20° situa-se na parte central da área, correspondendo ao soerguimento embasamental que delimita a distribuição do Grupo Nova Lima a sudeste da localidade de Mariana, o qual pode ser, também, o responsável pelas falhas inversas na parte leste do Sinclinal Dom Bosco (vide Apêndice 1). A influência da direção E-W ± 20° é observada, também, em diversos pontos na parte oeste da área;

- os principais falhamentos com movimentação inversa, de direção NNE-SSW, estão representados no mapa de frequência de fraturas (Apêndice 8 e Figura 5.5). Eles situam-se, geralmente, no limite entre zonas intensamente fraturadas e zonas de baixa frequência de fraturas. Nestes casos, o bloco soerguido é sempre o mais intensamente fraturado;

- indícios sobre a influência e dinâmica de um evento tectônico mais jovem sobre a distribuição destas fraturas também podem ser obtidos através desta análise. Na porção central da área, a distribuição do principal máximo de frequência de fraturas (Figura 5.5) é, por várias vezes, seccionada e deslocada com sentido dextral, sugerindo que fraturas com direção NE-SW foram ativas, posterior a implantação do sistema N15°E±15°, com uma movimentação também dextral.

Este padrão de disposição dos máximos de frequência de fraturas segundo a direção N15°E ± 15° e E-W ± 20° ocorre em quase toda a área de estudo. Somente na área do Quadrilátero Ferrífero observa-se um padrão anômalo de disposição de máximos, não muito bem definido na Figura 5.5, porém mostrando uma certa tendência de orientação nas direções N50°E ± 20° e N50°W ± 20°. A área do Quadrilátero Ferrífero foi, então, estudada separadamente primeiro detalhando-se as curvas de isofrequência de fraturas (Figura 5.6) e, posteriormente, analisando-se apenas as áreas de ocorrência do Supergrupo Minas (Figura 5.7). Nos dois casos, observou-se uma disposição bem definida dos máximos de fraturas segundo as direções N50°E ± 20° e N50°W ± 20°.

- Direção E-W±20°

O mapa de frequência de fraturas de direção E-W±20° (Apêndice 9 e Figura 5.8) mostra uma distribuição mais irregular, com uma frequência um pouco maior na parte leste que na oeste. Esta direção é de baixa a média frequência, raramente atingindo valores superiores a 25.

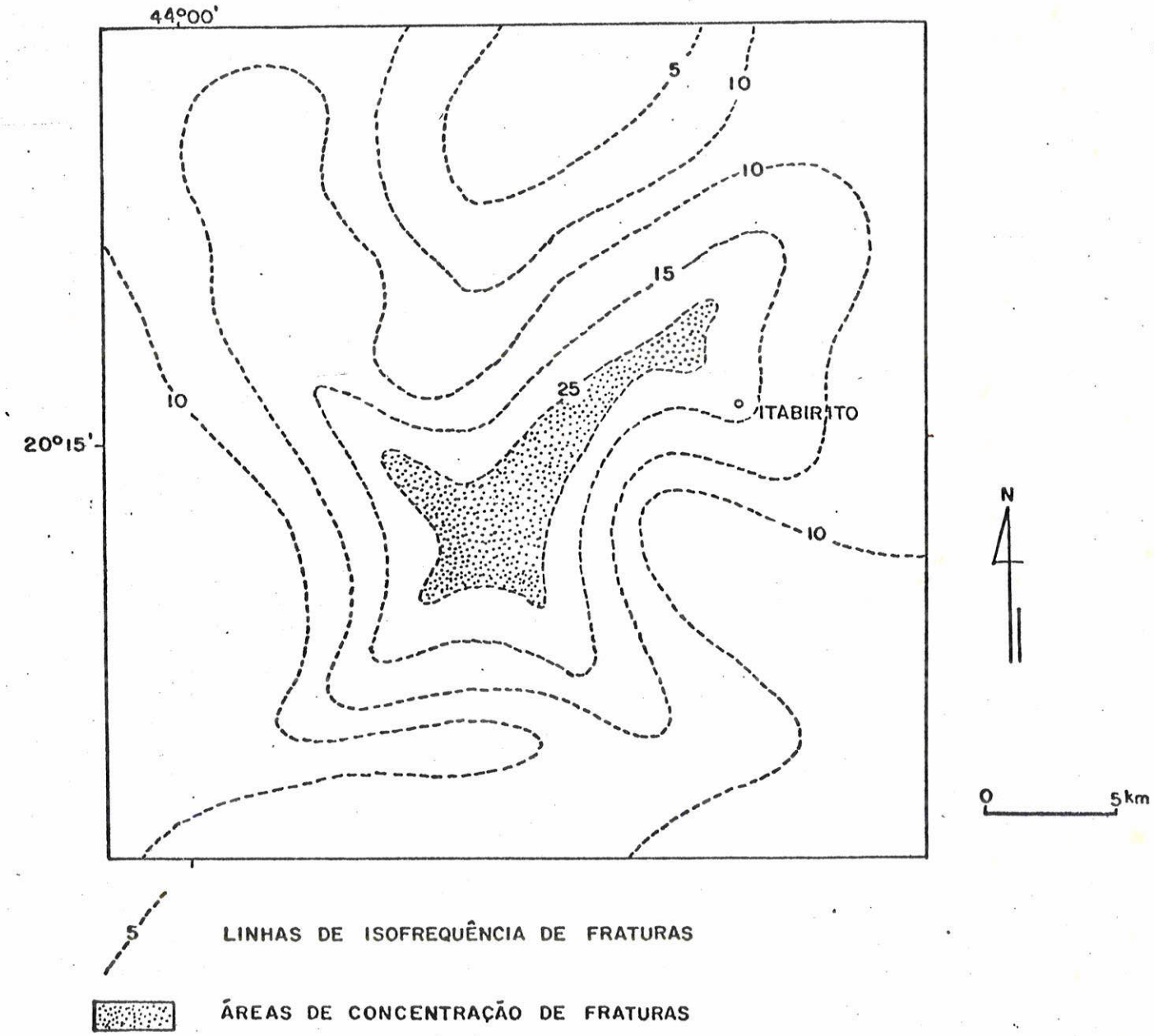


Fig. 5.6 - Mapa de frequência de fraturas de direção N15°E±15° na região de Itabirito, no Quadrilátero Ferrífero.

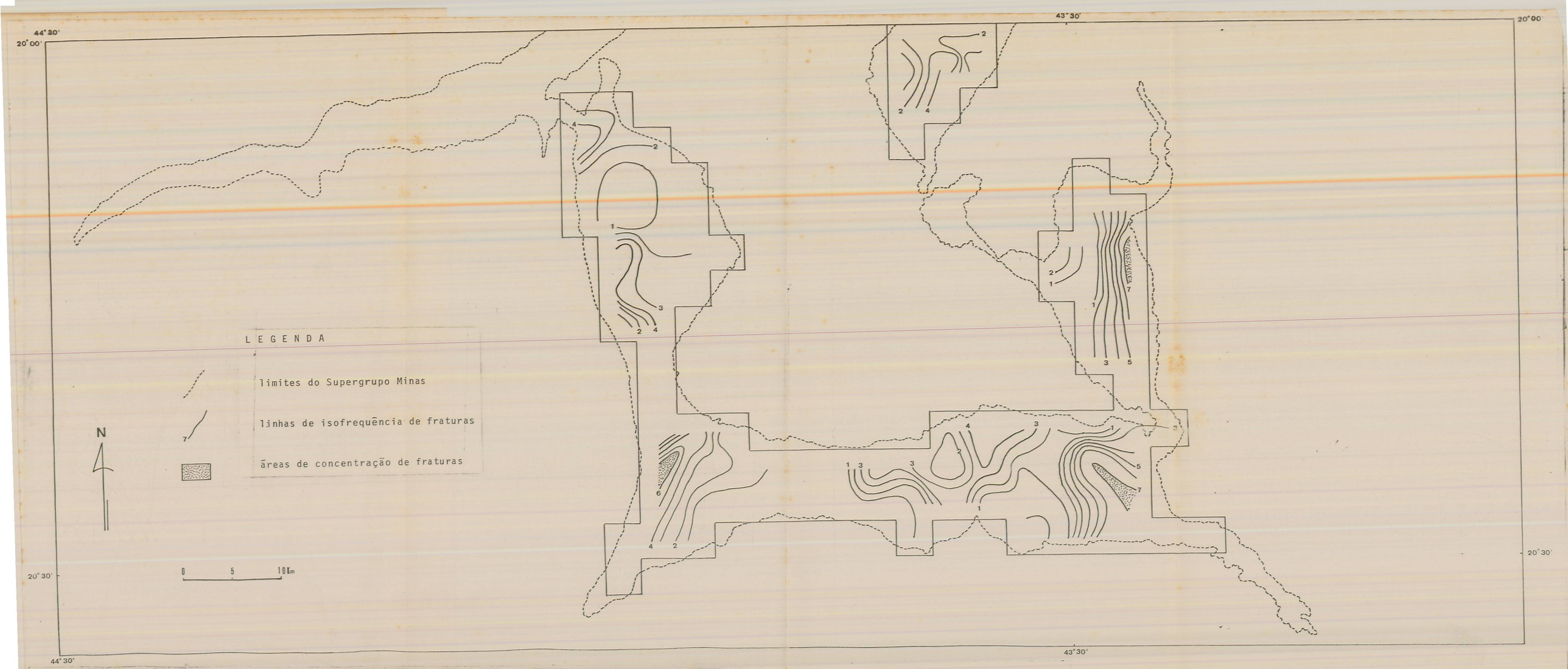


Fig. 5.7 - Mapa de frequência de fraturas de direção N 15°E ± 15° das áreas de ocorrência do Supergrupo Minas, no Quadrilátero Ferrífero.

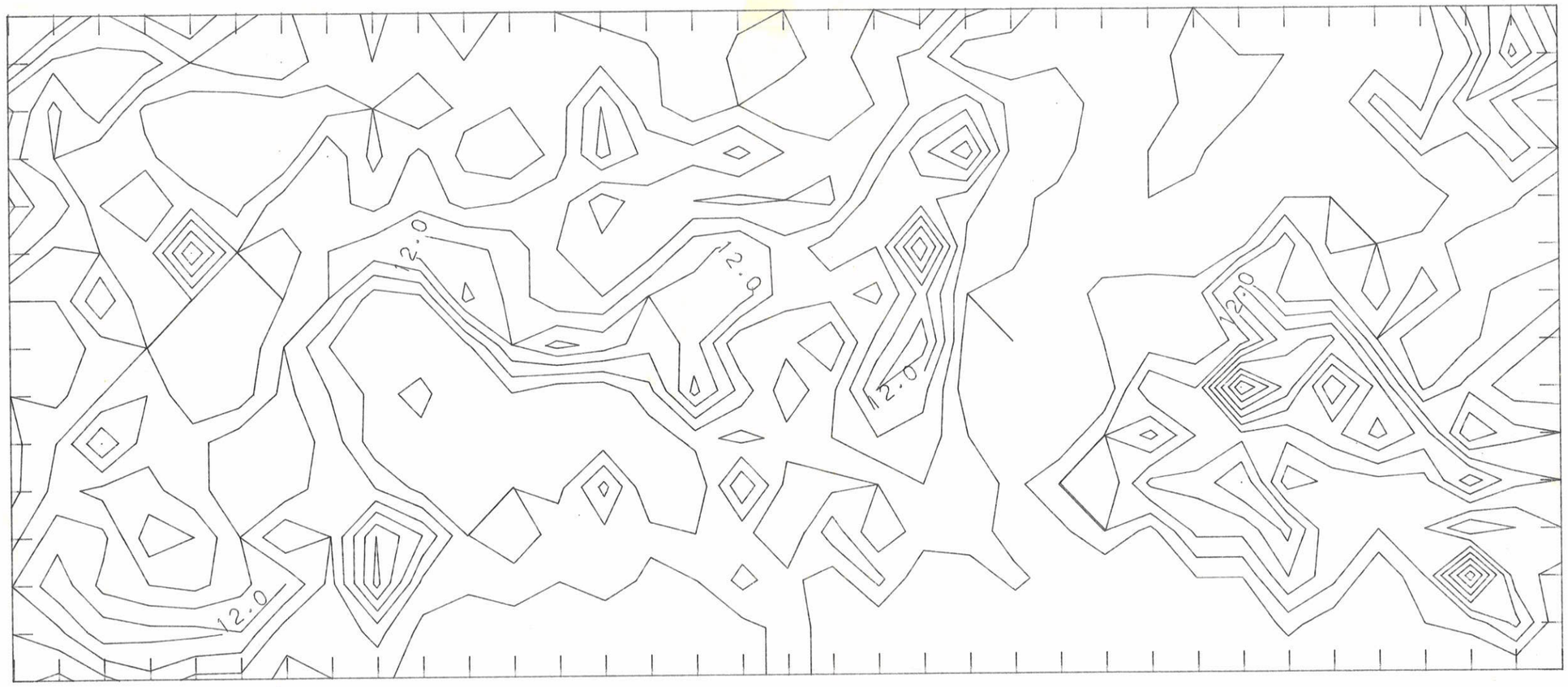


Fig. 5.8 - Mapa de frequência de fraturas de direção E-W±20°.

Analisando-se os máximos de frequência de fraturas observa-se que eles distribuem-se, preferencialmente, segundo as direções N15°E±15° e E-W±20°. O máximo de maior expressão superficial, orientado segundo a direção N15°E±15°, situa-se próximo a parte central da área, coincidindo com o falhamento inverso de alto ângulo situado a oeste da localidade de Ponte Nova (vide Mapa Geológico Integrado - Apêndice 1). Outros máximos de concentração de fraturas, orientados nesta direção e de menor expressão superficial, encontram-se, também, em áreas de ocorrência do Complexo Migmatito-Granulítico de Minas Gerais, principalmente na região leste.

Os máximos de concentração de fraturas dispostos na direção E-W±20° (ou seja, orientados segundo o próprio evento tectônico, sem mostrarem-se influenciados por outras direções de fraturamento), distribuem-se nas áreas de ocorrência do Complexo Migmatito-Granulítico de Minas Gerais. Um destes máximos ocorre na porção central do mapa, na mesma região onde foi observado um máximo de frequência de fraturas N15°E±15° orientado na direção E-W±20° (vide Figura 5.5). Outros máximos ocorrem na parte leste da área.

Na região do Quadrilátero Ferrífero, estas fraturas distribuem-se de uma maneira mais ou menos homogênea, não formando áreas de concentração e apresentando uma baixa frequência. Este resultado é, aparentemente, discrepante com os dados de campo que indicam a direção de fraturas E-W como uma das mais desenvolvidas na área do Quadrilátero Ferrífero. No entanto, algumas das fraturas de direção E-W ± 20° (e também N15°E ± 15°) observadas no campo, na região do Quadrilátero Ferrífero, são dependentes da atitude da foliação (são sempre perpendiculares ao plano desta estrutura) (vide Seção 5.3.2.1 e Foto 5.13). Esta peculiaridade permite classificar estas fraturas como juntas de acamamento, de acordo com a classificação de Plicka (1974) (vide Seção 5.3.1), as quais não tem uma distribuição sistemática (apesar de localmente frequentes), o que explicaria a sua não representatividade nos produtos fotográficos de pequena escala.

- Direção N50°E±20°

O mapa de frequência de fraturas de direção N50°E±20° (Apêndice 10 e Figura 5.9) apresenta uma frequência baixa na parte oeste, raramente ultrapassando o valor 10, e média na parte leste, atingindo valores superiores a 30.

A feição mais marcante deste mapa é o limite brusco entre as áreas de baixa e média frequência de fraturas, que, mais uma vez, situa-se ao longo de falha inversa de alto ângulo, de direção NNE-SSW, a oeste da localidade de Ponte Nova (vide Mapa Geológico Integrado - Apêndice 1).

A análise dos máximos de frequência de fraturas indica a influência de todas as cinco direções em sua distribuição, o que dificultou, inicialmente, a sua identificação, sendo necessário que algumas áreas fossem detalhadas separadamente. A influência da direção N50°E±20° (do próprio evento tectônico) é melhor representada na parte central da área, através de faixas com concentrações de fraturas posicionadas nesta direção. Estes máximos são associados a falhamentos NE-SW existentes nesta região.

No extremo sudeste da área ocorre uma concentração de fraturas, cujos máximos indicam, de forma pouco definida, influências da direção N50°W±20° (Figura 5.9). O tratamento estatístico em escala mais detalhada (Figura 5.10), confirma a influência de direção N50°W±20° na distribuição das fraturas N50°E±20°.

Máximos orientados com direção preferencial N-S, com variações para NNE-SSW e NNW-SSE, em várias partes da área, podem representar a influência das direções de fraturamento N15°E±15° e N15°W±15° na distribuição superficial das fraturas N50°E±20°. A influência da direção E-W±20° também pode ser observada pela disposição de máximos segundo esta direção na metade oriental da área.

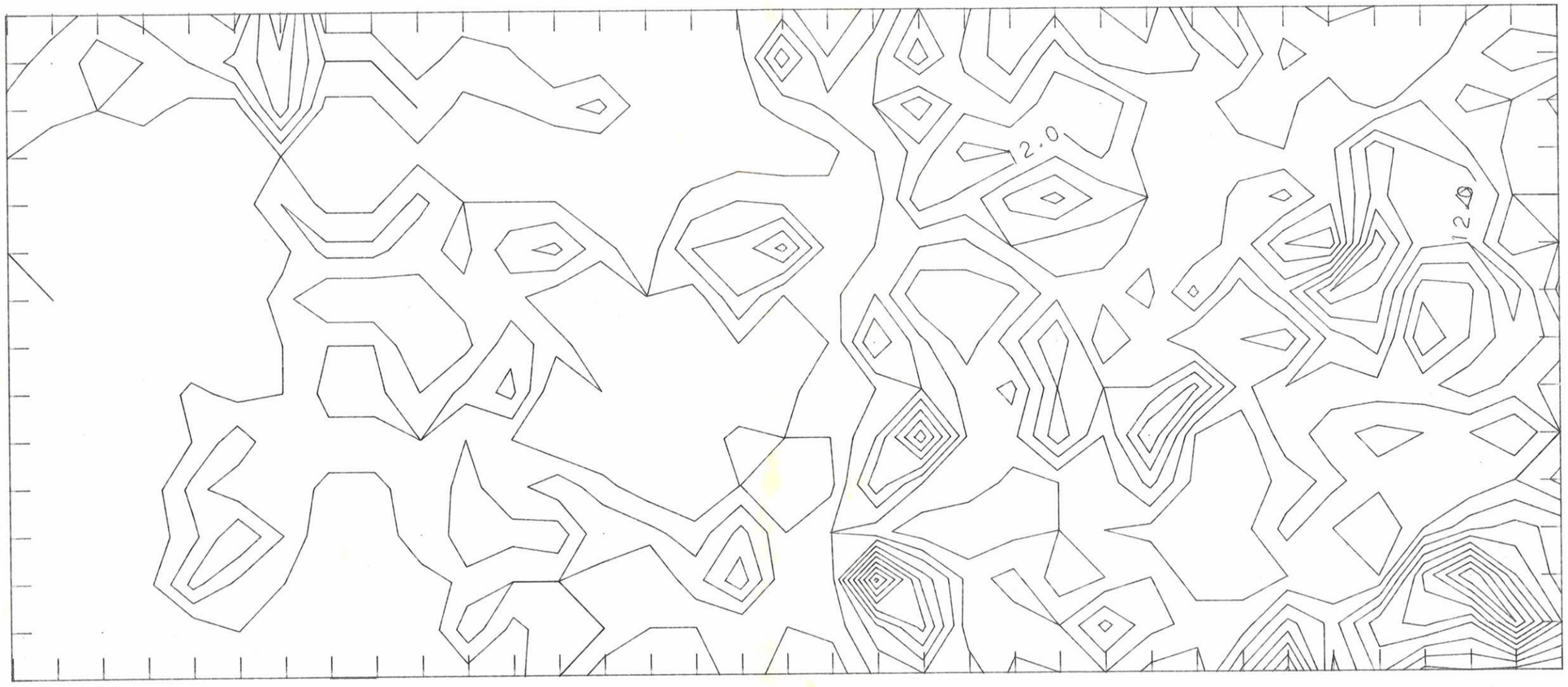


Fig. 5.9 - Mapa de frequência de fraturas de direção N50°E±20°.

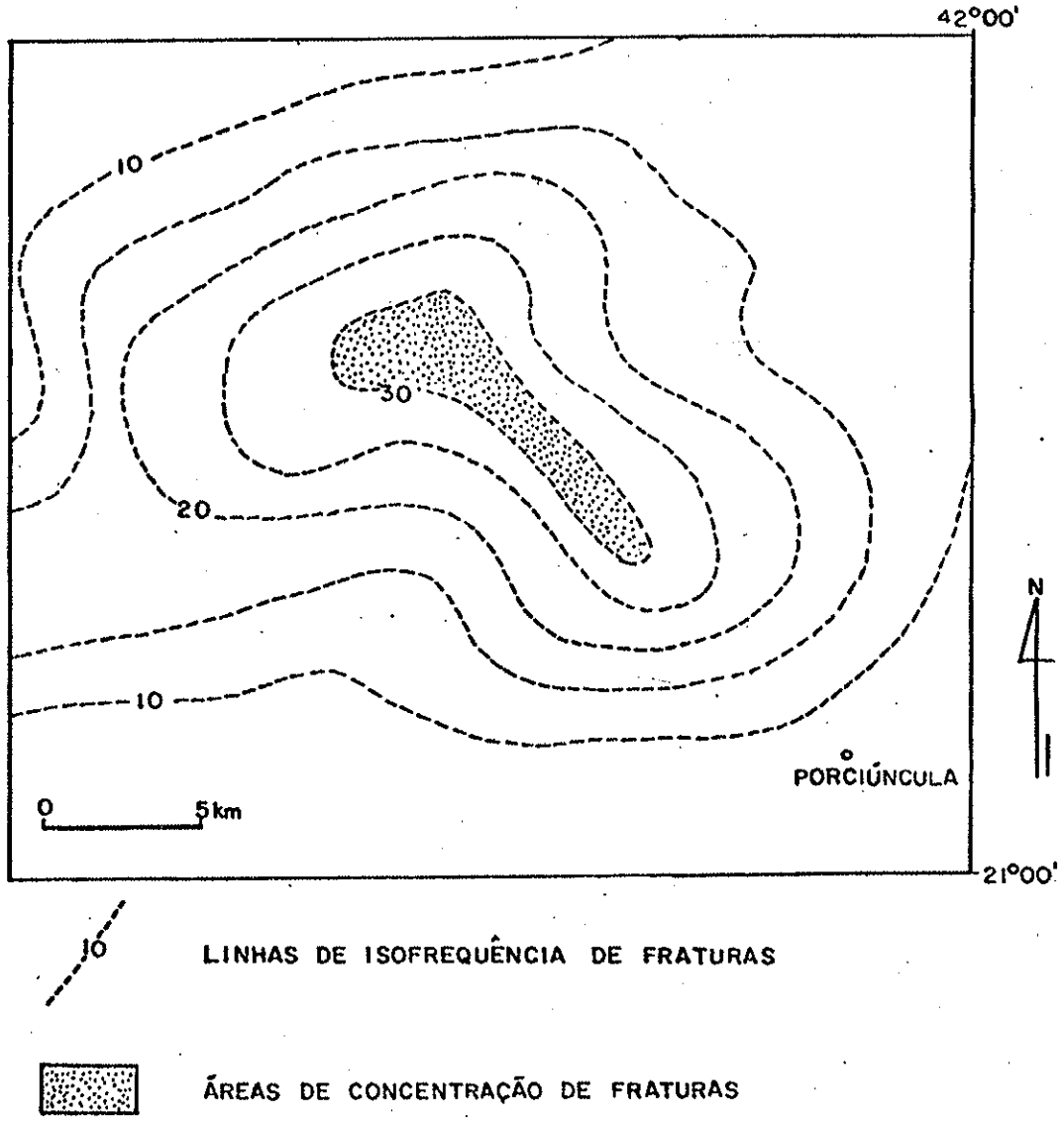


Fig. 5.10 - Detalhe do mapa de frequência de fraturas de direção N50°E±20° na região de Porciúncula. Área de ocorrência de rochas gnáissicas (Pgm) e granulíticas (Pgt).

- Direção N50°W±20°

O mapa de frequência de fraturas de direção N50°W±20° (Apêndice 11 e Figura 5.11) mostra uma distribuição irregular, com um aumento de frequência no sentido de leste para oeste. A metade leste é caracterizada pela baixa frequência de fraturas com orientação N50°W±20°, atingindo valores superiores a 10 apenas na sua porção sudeste. A metade oeste apresenta uma frequência média de fraturas, alcançando, normalmente, valores superiores a 25.

Esta direção, a exemplo da N50°E±20°, mostra a distribuição de seus máximos influenciada por todos os sistemas de fraturas. Na parte leste, os máximos de concentração de fraturas são de pequeno contraste (não há grande variação na frequência de fraturas) e orientam-se, na sua maioria, segundo uma direção aproximada N-S, acompanhando os grandes falhamentos inversos de alto ângulo que ocorrem nesta região. No limite sudeste da área ocorre um máximo orientado segundo a direção N50°W±20°.

Na porção oeste, os principais máximos de concentração de fraturas orientam-se na direção E-W±20°, observando-se, também, a influência da direção N50°E±20° na parte central da área, e das direções N15°E±15° e N15°W±15° em alguns pontos.

- Direção N15°W±15°

O mapa de frequência de fraturas de direção N15°W±15° (Apêndice 12, Figura 5.12) apresenta frequências distintas nas metades leste e oeste da área. A parte leste é caracterizada por uma baixa frequência, raramente ultrapassando o valor 15, enquanto que na parte oeste, são comuns valores superiores a 25.

Na parte leste, apenas uma área de concentração de fraturas é mais proeminente, tendo seu máximo orientado na direção E-W±20°. Outros máximos que ocorrem nesta porção leste, orientam-se em direções aproximadas N-S e E-W, indicando o controle dos sistemas de fraturamento E-W±20°, N15°E±15° e/ou N15°W±15°.

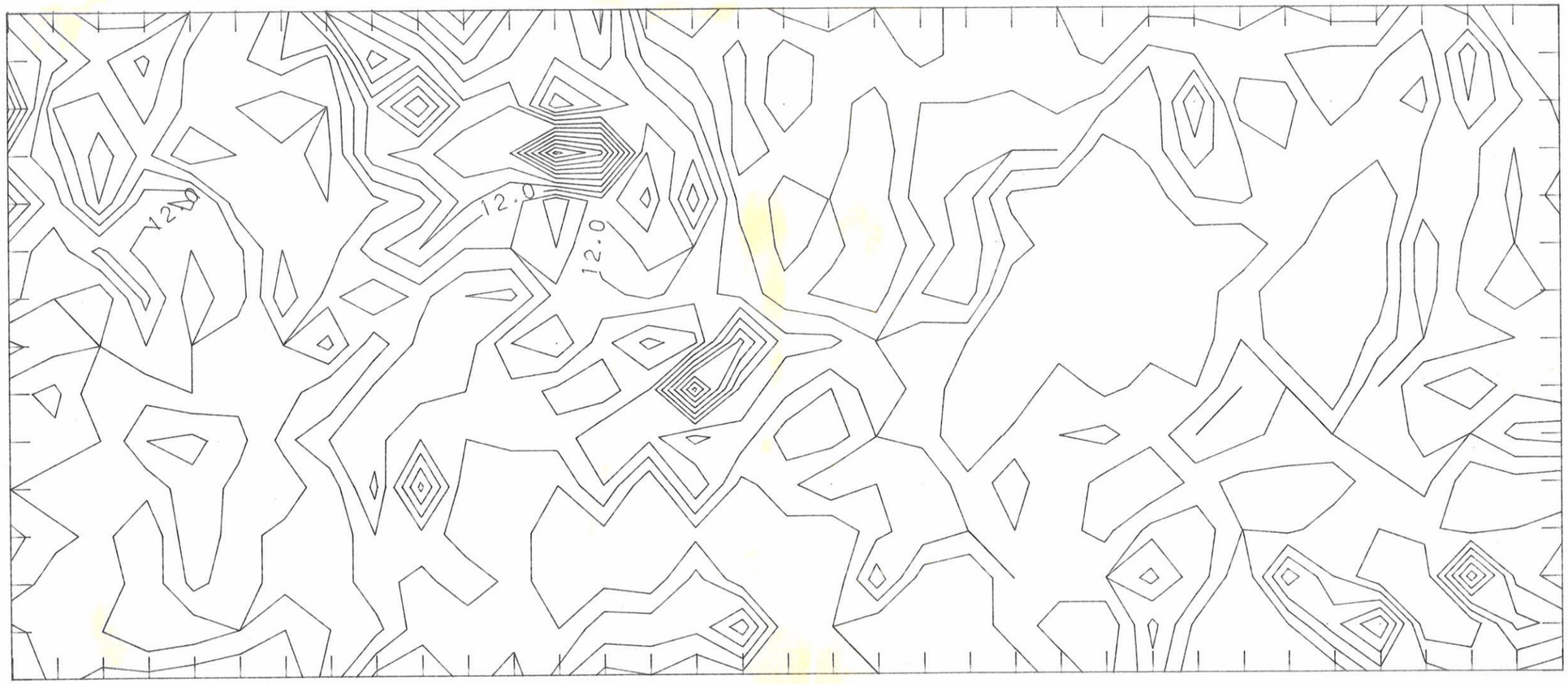


Fig. 5.11 - Mapa de frequência de fraturas de direção N50°W±20°.

Fig. 5.12 - Mapa de frequência de fraturas de direção N15°W±15°.

Na parte oeste da área, todas as principais concentrações de fraturas tem seus máximos dispostos em padrões regulares E-W e N-S, indicando o mesmo controle dos sistemas de fraturamento observados na parte leste.

As principais concentrações de fraturas de direção N15°W±15° encontram-se sobre o Quadrilátero Ferrífero, incluindo estruturas Minas (sinclinais Dom Bosco e Moeda, extremo sudoeste do Sinclinal Gandarela e as ocorrências do Supergrupo Minas que constituem a faixa leste do Quadrilátero Ferrífero) e Rio das Velhas (áreas a sudeste do Sinclinal Gandarela e ao sul do Sinclinal Dom Bosco). A principal influência na concentração destas fraturas sobre o Quadrilátero Ferrífero deve-se as áreas de ocorrência do Supergrupo Rio das Velhas.

- Integração

Os resultados obtidos em cada um dos mapas de frequência de fraturas, descritos anteriormente, foram integrados na Figura 5.13. Foram plotadas, nesta figura, as linhas de máximo de concentração de fraturas por direção, de forma que se possa ter uma idéia sintetizada do comportamento e da distribuição dos eventos tectônicos rúpteis e rúpteis-dúcteis, que desenvolveram-se na região. As diversas superposições das linhas de máximo de concentrações de fraturas, dão informações sobre o quadro geral da área em relação as principais rupturas profundas existentes, que condicionaram e controlaram a distribuição dos sistemas de fraturamento durante a sua evolução geológica.

A partir da análise dos diversos mapas de frequência de fraturas, do mapa de linhas de máximo de frequência de fraturas por direção (Figura 5.13), aliado aos dados geológicos existentes, algumas considerações podem ser feitas:

- as direções N15°E±20° e E-W±20° são duas das mais importantes e antigas direções de rupturas que influenciaram e condicionaram o arcabouço geológico da área. A análise dos máximos de frequência de fraturas permite constatar que es-

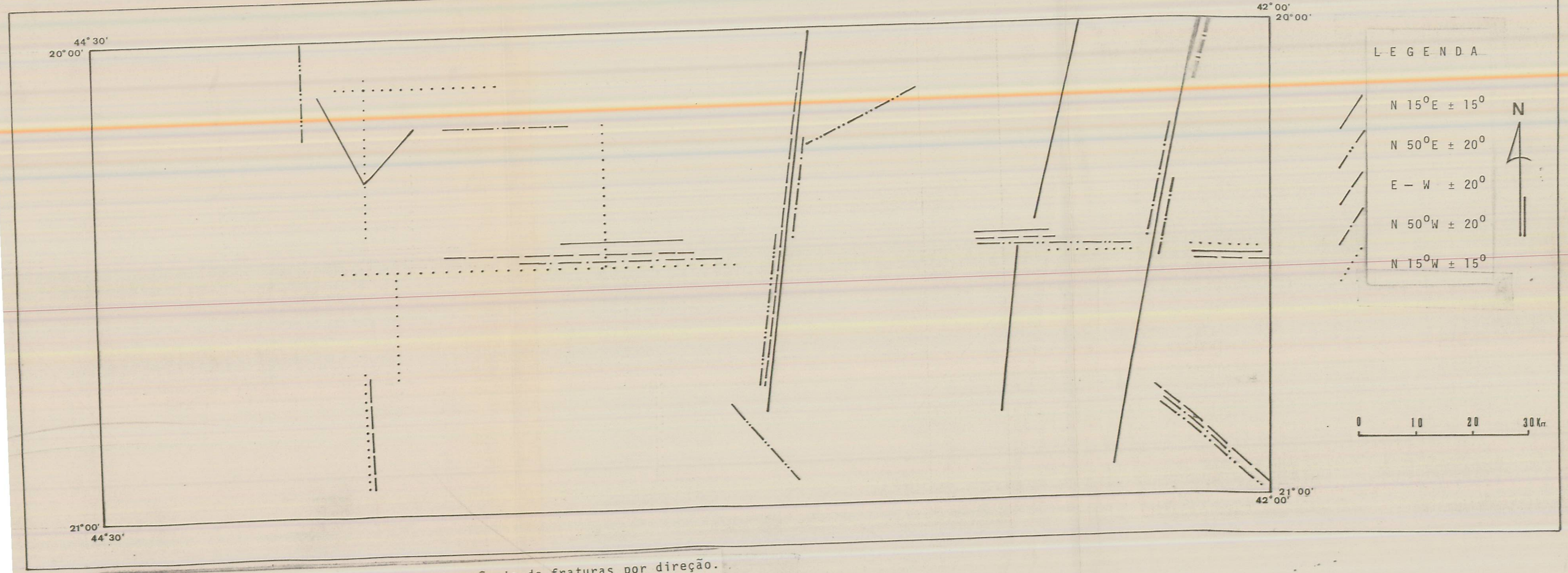


Fig. 5.13 - Mapa de linhas de máximo de frequência de fraturas por direção.

tas direções são controladas apenas por elas mesmas, ou seja, os máximos distribuem-se, preferencialmente, ao longo das direções N15°E±15° e E-W±20°. O fato de que estas duas direções controlam-se mutuamente (alguns máximos de direção N15°E±15° dispõem-se ao longo desta mesma orientação, enquanto outros seguem a direção E-W±20°, o mesmo ocorrendo com os máximos da direção E-W±20°) e condicionam todas as outras direções, indica que estes dois sistemas são os mais antigos e, talvez, contemporâneos. A importância destas duas direções rúpteis é confirmada pelos dados geológicos existentes e pelas observações de campo, que mostram as principais estruturas, de diversas idades, alinhadas preferencialmente segundo estas direções;

- as direções N50°E±20° e N50°W±20° são mais jovens que a N15°E±15° e a E-W±20° e, provavelmente, contemporâneas. A análise dos máximos de frequência de fraturas mostra um comportamento idêntico para estas duas direções, ou seja, eles são controlados por todas as outras direções e controlam-se mutuamente. Os dados geológicos de campo e bibliográficos são consistentes com este resultado (vide Seções 5.1.1 e 5.3.2.1). A exceção, possivelmente, é dada pelas foliações de alto grau na parte oeste do Complexo Migmatito-Granulítico de Minas Gerais, e pela distribuição do Grupo Nova Lima, na região central do Quadrilátero Ferrífero e no extremo noroeste da área estudada, que são preferencialmente NW-SE. Isto pode indicar uma primeira atividade arqueana da tectônica rúptil-compressional, controladora da deformação de alto grau em partes do embasamento e, posteriormente, distensional, controladora de uma direção da bacia "greenstone belt".

- A direção N15°W±15° pode representar uma variação lateral da direção N15°E±15°. A análise dos máximos de frequência de fraturas indica que esta direção é controlada somente pelas direções N-S (que pode representar a N15°E±15° e/ou a N15°W±15°) e E-W±20°. Isto pode levar a interpretação de que a direção N15°W±15° é tão antiga quanto as N15°E±15° e

E-W±20°, o que de certa forma é confirmado pelos dados geológicos (vide Seção 5.3.2.1). Um outro indício de que esta direção pode ser uma variação lateral da N15°E±15° é obtido através da comparação entre os mapas de fraturas destas duas direções (Apêndices 7 e 11, Figuras 5.5 e 5.12). A comparação dos dois mapas mostra uma complementação em termos de frequencia de fraturas, ou seja, a direção N15°E±15° é mais frequente na parte leste da área, enquanto a N15°W±15° concentra-se na parte oeste. O limite onde se dá a variação de orientação de N15°E±15° para N15°W±15° situa-se ao longo do falhamento inverso de alto ângulo, a oeste da localidade de Ponte Nova;

- o padrão anômalo observado na análise estatística da direção N15°E±15° (Apêndice 8, Figuras 5.5 e 5.6), com relação a área do Quadrilátero Ferrífero, onde esta direção se mostra condicionada pelas direções N50°E±20° e N50°W±20°, pode ser explicado pelos metassedimentos Minas, como mais uma evidência sobre a sua origem alóctone (Schorscher, 1975, 1976a; Schorscher e Guimarães, 1976). Este padrão anômalo pode indicar que as rochas do Supergrupo Minas formaram-se em outra região, e/ou foram sujeitas a regime tectônico diferente;

- o falhamento inverso de alto ângulo situado a oeste da localidade de Ponte Nova, é uma das principais estruturas rígidas profundas, definindo o limite entre duas províncias com características estruturais distintas. A análise dos diversos mapas de frequência de fraturas indica um comportamento distinto, em termos de padrão de fraturamento, para as regiões a leste e a oeste desta grande estrutura inversa. A importância deste falhamento durante toda a evolução da área pode ser comprovada pela superposição de máximos de, praticamente, todos os sistemas de fraturas, ao longo desta linha de fraqueza (Figura 5.13);

- o mapa de linhas de máximo de frequência de fraturas por direção (Figura 5.13), indica a existência de uma série de

rupturas antigas, principalmente com direções aproximadas E-W e N-S, constituindo um mosaico de blocos, a partir do qual superpuseram-se os diversos eventos de tectônica rúptil e rúptil-dúctil.

5.4 - GRAVIMETRIA

Atualmente, ainda não existe uma cobertura sistemática e homogênea de medidas gravimétricas em todo o Brasil e, por este motivo, os mapas de anomalia Bouguer existentes são, geralmente, regionais e limitados as regiões onde haja um maior número de medidas. Em especial no Estado de Minas Gerais, a rede gravimétrica (Figura 5.14) é bastante heterogênea, havendo uma concentração na região sudoeste, enquanto a norte a cobertura é praticamente inexistente.

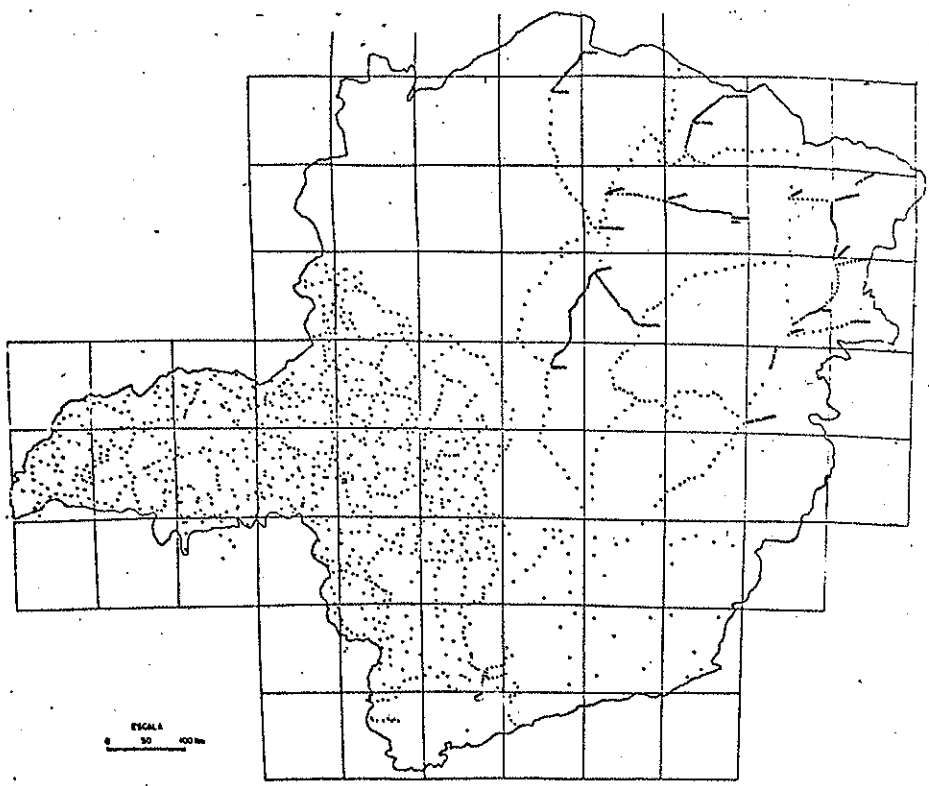


Fig. 5.14 - Rede gravimétrica do Estado de Minas Gerais (Fonte: Blitzkow e Sá, 1984).

5.4.1 - REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

Neste ítem serão descritos alguns resultados obtidos pelos principais trabalhos gravimétricos desenvolvidos na região. A maioria dos trabalhos existentes situam-se imediatamente a norte e a oeste da área do atual estudo, devido a maior quantidade de dados gravimétricos existentes nestas regiões. Os resultados destes trabalhos serão analisados no sentido de comparar e complementar os dados sobre a estruturação da área de pesquisa.

Um dos primeiros trabalhos a utilizar medidas gravimétricas para a interpretação dos grandes traços estruturais de parte do Brasil foi realizado por Haralyi et alii (1978). Utilizando-se de cerca de 4000 estações, os autores construiram um mapa de tendência Bouguer preliminar, na escala 1:500.000, da região costeira oriental do Brasil. Neste mapa destacam-se três tipos de feições gravimétricas, diretamente relacionadas com características geológico-estruturais: um gradiente positivo de 0,5 a 1,0mgal/km rumo ao Oceâno Atlântico, reflexo da transição da crosta continental para a crosta oceânica; eixos gravimétricos positivos, correspondendo aos grandes arqueamentos (p.ex. Ponta Grossa); eixos gravimétricos negativos associados a extensos falhamentos e limites de grandes unidades geotectônicas (bacia sedimentar, craton, etc.).

Blitzkow et alii (1979) efetuaram um levantamento gravimétrico no Estado de Minas Gerais, em região imediatamente a norte da área em estudo neste trabalho, com o objetivo de estender as informações sobre a estrutura crustal, obtidas através de uma prospecção sísmica. Os autores concluiram, através de interpretações qualitativas e quantitativas, que a espessura crustal na área estudada é de 38-40km, aumentando para 45km na região entre Itabira e Guanhães. Esta zona de espessamento tem 80-100km de largura e uma direção NNW-SSE e é, segundo os autores, consistente com a existência de um front compressional entre o Supergrupo São Francisco e as formações do Espinhaço.

Interpretações geofísicas e geotectônicas foram feitas por Haralyi (1980) em região contígua, a oeste da atual área de estudo. O autor individualizou unidades gravimétricas, que permitiram caracterizar os limites do Craton do Paramirim, da flexora de Goiânia, do arqueamento Transbrasiliano Central, do Craton de São Francisco, das depressões tectônicas de Caldas Novas e Perdizes, extensas zonas de falhamentos na Bacia do Paraná, bem como áreas promissoras para a prospecção de corpos alcalinos ou ultrabásicos, não conhecidos.

Almeida et alii (1980) utilizaram-se de dados gravimétricos e magnetométricos em estudo geológico-regional do oeste mineiro, e identificaram quatro tipos de anomalias gravimétricas. A anomalia do tipo A é longilínea e corresponde a forte gradiente; a do tipo B é uma anomalia negativa, geralmente adjacente a do tipo A; a do tipo C é uma anomalia positiva, relacionada, muitas vezes, a intrusões alcalinas; e o tipo D representa as anomalias de padrão regional. As feições que mais se destacam no mapa gravimétrico são: a borda espessada do Craton do Paramirim, seu limite com o cinturão móvel Alfenas e o soerguimento do Alto Parnaíba. As feições menores correspondem a corpos de rochas máficas, ultramáficas e alcalinas.

Lesquer et alii (1981) utilizaram-se de dados gravimétricos para interpretações estruturais na parte sul do Craton de São Francisco. Os autores relacionaram as anomalias gravimétricas alongadas de direção NNE-SSW, que ocorrem na área cratônica, a níveis mais elevados do embasamento sob a cobertura sedimentar do Pré-Cambriano Superior. Podem, também, estar relacionadas ao rejuvenescimento de fraturas com direção NNE-SSW.

Inda et alii (1984) caracterizaram a estruturação crustal da região leste do Brasil, com base em dados gravimétricos (Figura 5.15). Os autores identificaram dois tipos principais de anomalias gravimétricas de caráter regional:

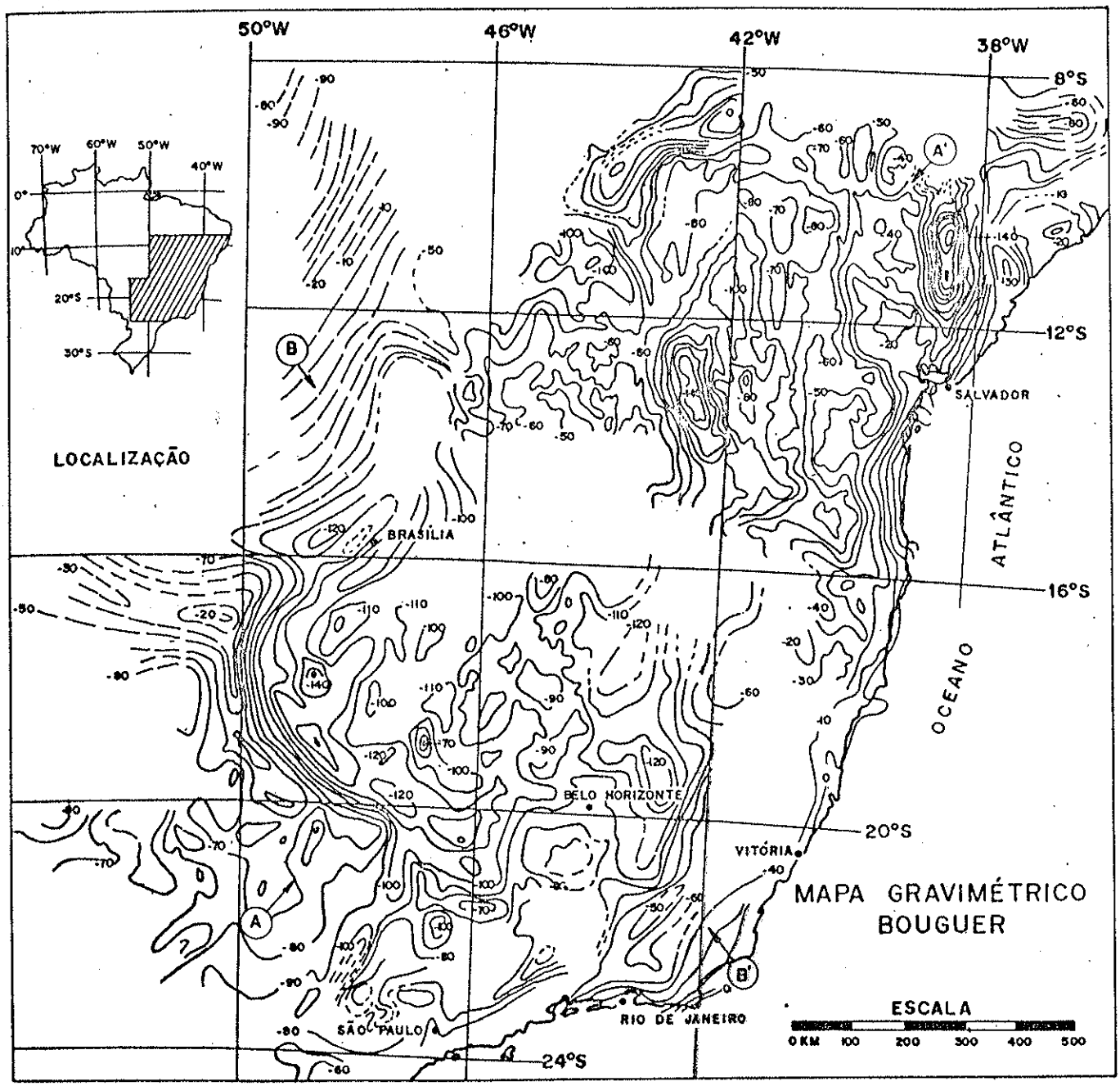


Fig. 5.15 - Mapa gravimétrico Bouguer da região leste do Brasil (Fonte: Inda et alii, 1984).

1. Anomalias do tipo I - correspondendo a faixas de alto gradiente (acima de 1mgal/km), separando áreas com valores gravimétricos mais altos de áreas com valores mais baixos, e com uma amplitude variando de 40 a 90mgal. Estas anomalias separam domínios distintos, predominando terrenos granito-gnáissicos nas áreas correspondentes aos baixos gravimétricos e terrenos de alto grau (granitos, charnockitos, etc.) nas regiões com valores gravimétricos altos. Estas anomalias representam descontinuidades profundas, com importante movimentação vertical, e delimitam grandes blocos crustais. Apesar de ser ainda incerta a idade de formação destas descontinuidades, os autores sugerem uma importante fase na sua estruturação ocorrida durante o ciclo Jequié (2,7±0,2b.a.), e atividades nos eventos posteriores.

2. Anomalias do tipo II - são similares ao tipo anterior, porém com amplitudes menores (20-25mgal). Estas anomalias dividem blocos em sub-blocos e são associadas, também, com os limites do Craton do São Francisco. Os autores associam o evento Transamazônico com a formação destas anomalias e com o desenvolvimento de falhas com importantes rejeitos horizontais.

Haralyi et alii (1985) analisaram a estruturação crustal do Estado de Minas Gerais através de diversos dados geofísicos e geológicos, obtendo várias interpretações evolutivas. A análise do Mapa Bouguer permitiu aos autores a classificação de três tipos de anomalias e a sua associação a feições geológicas:

1. Anomalias lineares - podem ser subdivididas em três tipos: Tipo 1 - são zonas de alto gradiente lateral e depressões lineares adjacentes, separando domínios gravimétricos mais ou menos regulares e basculados. O alto gradiente (1,5-2,5mgal/km) indica descontinuidade crustal, e as depressões gravimétricas (-30 a -50mgal) indicam faixas de pequeno espessamento crustal.

Tipo 2 - são semelhantes ao tipo 1, porém com variações suaves, e indicam a existência de descontinuidade, mas a sua depressão gravimétrica pequena (0 a -15mgal) pode ser explicada por variações de densidade.

Tipo 3 - Correspondem a lineamentos que truncam e deslocam segmentos das anomalias dos tipos anteriores. São interpretados como zonas de deslocamento, com importantes componentes horizontais de rejeito, alguns mostrando componentes verticais significativos, manifestados por degraus gravimétricos. Todos estes sistemas truncam e deslocam as anomalias do tipo 1, sugerindo que eles são posteriores a estas. Três sistemas principais de anomalias lineares do tipo 3 ocorrem, e suas relações de truncamento configuram a seguinte sucessão de direções no tempo: NW, NS, ENE.

2. Anomalias locais - possuem diâmetros de até 100km e podem representar altos ou baixos gravimétricos. Os altos correspondem, em parte, a intrusões alcalinas (Serra Negra/ Salitre, Catalão), ao gabro de Monte Carmelo e ao Quadrilátero Ferrífero. Os baixos gravimétricos são em maior número e coincidem, em parte, com intrusões alcalinas.

3. Anomalias regionais - estas anomalias destacam o gradiente regional dos blocos, indicando o basculamento de cada um deles.

5.4.2 - DADOS GRAVIMÉTRICOS EXISTENTES NA ÁREA

As medidas gravimétricas existentes sobre a área (Banco de dados IAG-USP) são em pequeno número e com distribuição irregular, como mostra a Figura 5.16. A partir destes dados foram confeccionados dois perfis gravimétricos. O primeiro deles (Figura 5.17), de direção N-S, engloba rochas do Complexo Migmatito-Granulítico de Minas Gerais e das sequências arqueanas e proterozóicas do Quadrilátero Ferrífero e, o segundo (Figura 5.18), de orientação NE-SW, mostra o forte gradiente gravimétrico provocado por um dos grandes falhamentos inversos de direção NNE-SSW, em rochas do Complexo Migmatito-Granulítico de Minas Gerais.

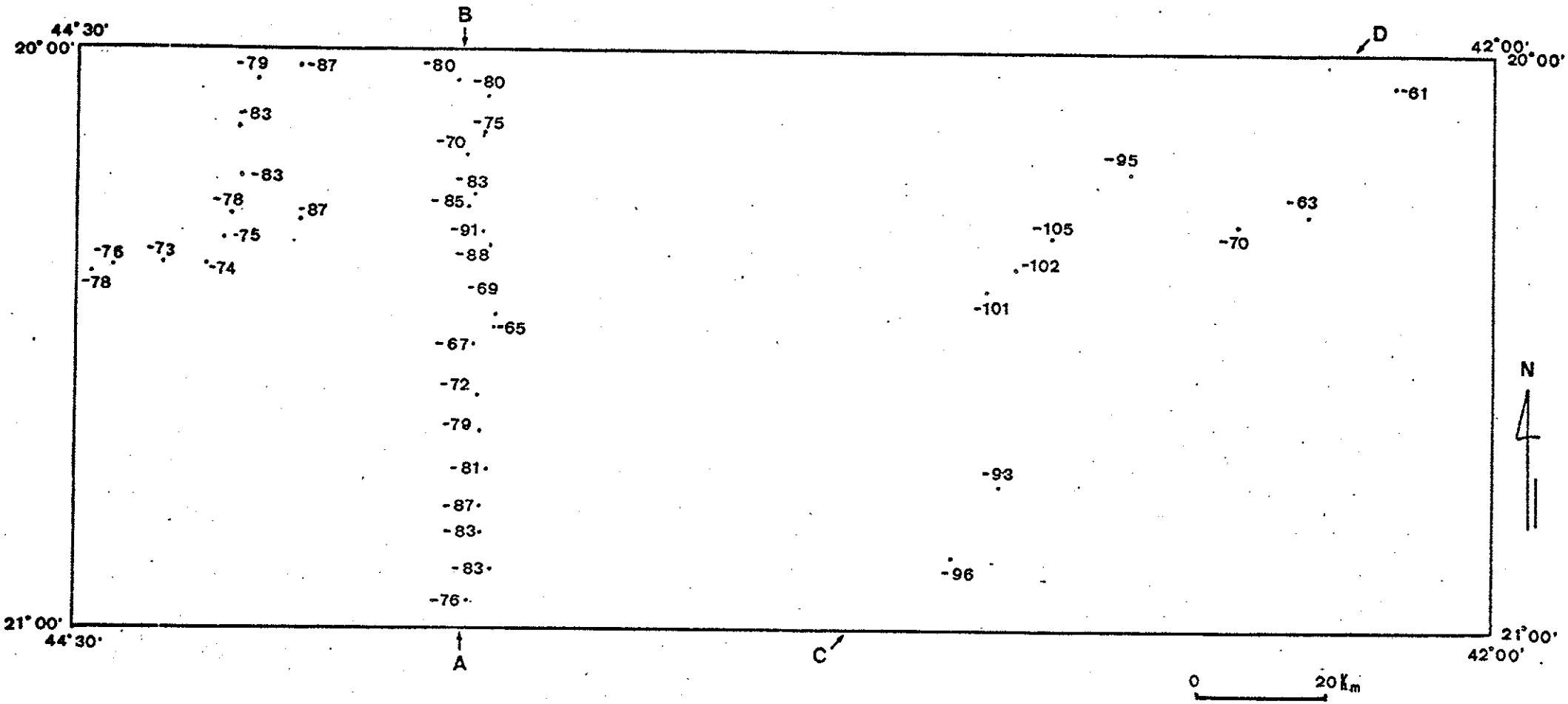
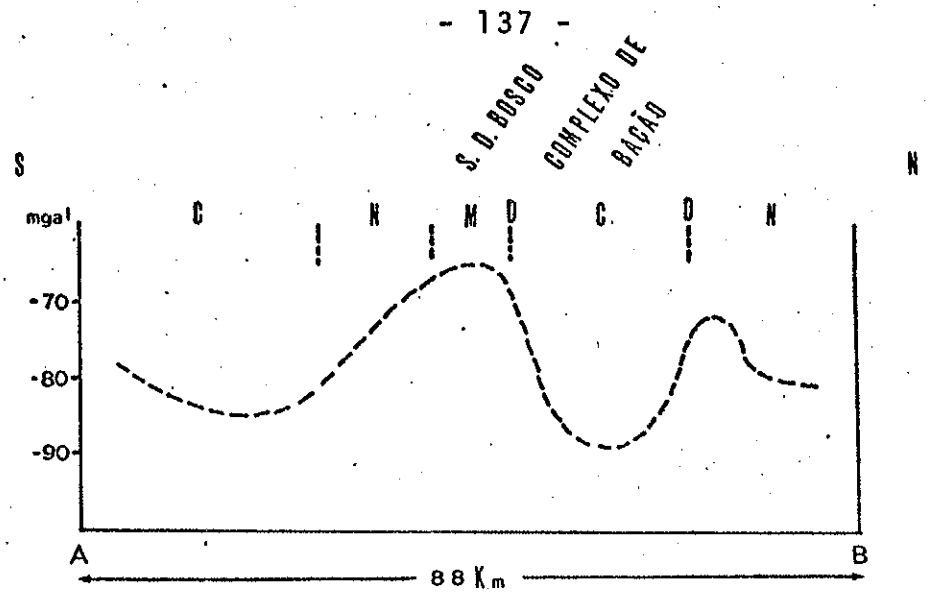
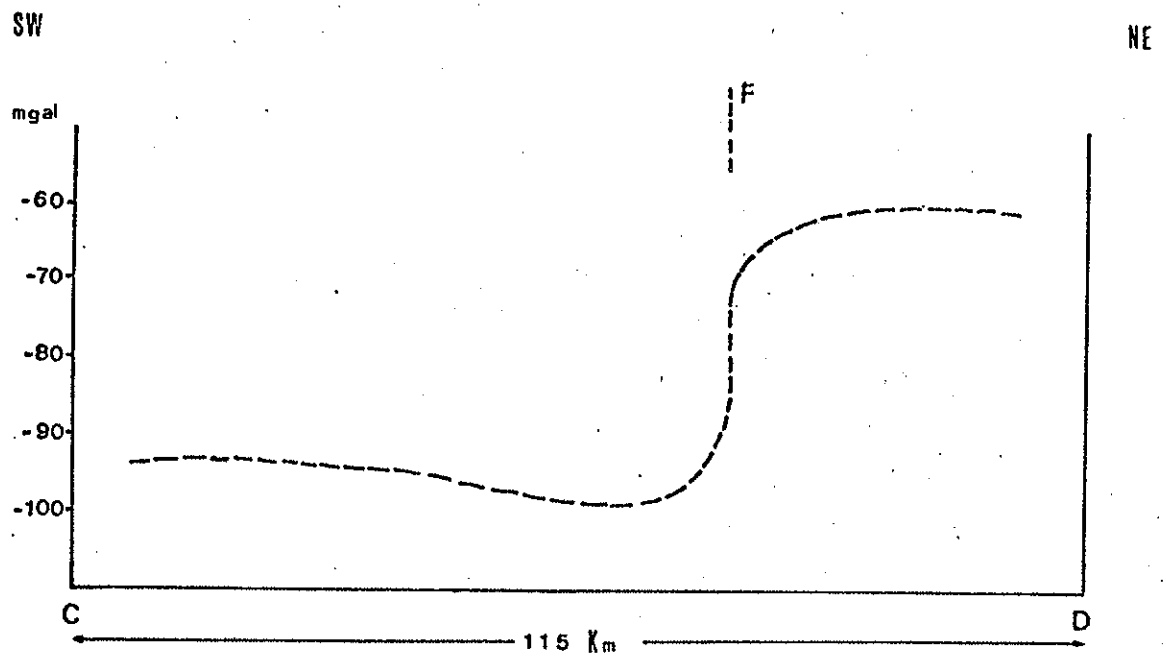


Fig. 5.16 - Mapa de localização das medidas gravimétricas (Fonte: Blitzkow e Sá, 1984).



C - Complexo Migmatito-Granulítico de Minas Gerais
N - Grupo Nova Lima
M - Supergrupo Minas
D - Descontinuidade

Fig. 5.17 - Perfil gravimétrico A-B da Fig. 5.16. A linha tracejada mostra as variações gravimétricas das rochas do Complexo Migmatito-Granulítico de Minas Gerais e das sequências do Quadrilátero Ferrífero, ao longo do meridiano 43°50'. O perfil realça um forte gradiente gravimétrico nos limites do Complexo de Bação, indicando a presença de descontinuidade/contatos falhados.



F - Falhamento

Fig. 5.18 - Perfil gravimétrico C-D da Fig. 5.16. A linha tracejada mostra as variações gravimétricas em rochas do Complexo Migmatito-Granulítico de Minas Gerais. O falhamento (F) define o limite entre dois domínios com características gravimétricas distintas: as áreas a SW onde predominam rochas gnáissico-migmatíticas apresentam valores gravimétricos baixos e os terrenos principalmente granulíticos a NE mostram valores altos.

O perfil da Figura 5.17 mostra as variações gravimétricas ao longo do meridiano 43°50', indicando valores mais baixos para as rochas do Complexo Migmatito-Granulítico de Minas Gerais, valores intermediários para as rochas do Grupo Nova Lima e valores mais altos para as unidades do Supergrupo Minas. Uma acentuada anomalia negativa marca a área de ocorrência do Complexo de Bação, e o forte gradiente gravimétrico que caracteriza o limite entre as rochas desse complexo e as dos Supergrupos Rio das Velhas e Minas, pode indicar a presença de descontinuidade/falhas delimitantes do "uplift" de Bação.

O perfil da Figura 5.18 mostra os valores gravimétricos mais baixos das rochas gnáissico-migmatíticas, a sudoeste do falhamento inverso de alto ângulo e de direção NNE-SSW, e os valores gravimétricos mais altos para as rochas granulíticas e nordeste da descontinuidade, definindo dois domínios com características gravimétricas distintas. O baixo gravimétrico (-40mgal) observado no perfil e o caráter linear desta anomalia, como pode ser visto na Figura 5.15, indicam uma faixa de pequeno espessamento crustal, adjacente a descontinuidade.

5.4.3 - DISCUSSÃO

Pelo descrito anteriormente, fica claro que a contribuição da gravimetria para o estudo deve ser encarada em um contexto bastante regional, procurando analisar a distribuição e a compartimentação das grandes descontinuidades da crosta.

Da análise dos diversos trabalhos gravimétricos existentes na região de estudo e dos perfis das Figuras 5.17 e 5.18, algumas feições gerais mais importantes podem ser destacadas:

- as fraturas de direção NNE-SSW, dentro da área de estudo, as quais se associam os grandes falhamentos inversos com esta mesma orientação, correspondem as principais anomalias gravimétricas de distribuição regional (Figura 5.15). São anomalias longilíneas, de alto gradiente lateral (tipo A de Almeida et alii, 1980; tipo I de Inda et alii, 1984 e

Haralyi et alii, 1985), e representam descontinuidades profundas da crosta, que delimitam grandes blocos embasamentais, com caráter poliativo desde o Arqueano, e com considerável movimentação vertical (Haralyi, 1980; Almeida et alii, 1980; Lesquer et alii, 1981; Inda et alii, 1984; Haralyi et alii, 1985);

- os sistemas de fraturamentos com direções NW-SE e NE-SW (e talvez E-W), dentro da área de estudo, correspondem, também, a anomalias gravimétricas lineares (do tipo 3, segundo Haralyi et alii, 1985), que truncam e deslocam os outros tipos de anomalias gravimétricas lineares, e por isto consideradas mais jovens e com importante rejeito horizontal. Haralyi et alii (1985) associaram um movimento sinistral para as anomalias com orientação NW-SE e dextral para as anomalias ENE-WSW (que poderia ser relacionado, na área de estudo, ao sistema de fraturas NE-SW ($N50^{o}E \pm 20^{o}$) ou, menos provavelmente, ao E-W($E\text{-}W \pm 20^{o}$));

- a análise do perfil da Figura 5.18 e do mapa Bouguer da Figura 5.15 indica que o espessamento crustal observado por Blitzkow et alii (1979) entre Itabira e Guanhães (a norte da área de estudo), associado a uma proeminente anomalia gravimétrica negativa, pode ser estendido para sul, até a altura do paralelo 21°. A anomalia gravimétrica, que na região de Itabira-Guanhães define uma faixa com espessamento crustal, de direção NW-SE, para sul inflete-se, progressivamente para NNE-SSW acompanhando as grandes descontinuidades existentes na região.

5.5 - INTEGRAÇÃO DOS RESULTADOS E DISCUSSÃO

Discutiu-se, nos ítens anteriores, características geológicas de interesse para o trabalho, tanto os dados bibliográficos quanto as observações de campo; os resultados obtidos através de procedimentos fotointerpretativos qualitativos e quantitativos; e os trabalhos e dados geofísicos (gravimétricos) exis

tentes. A integração destas informações permitiu, através de análises e comparações, estabelecer os pontos de concordância e discordância entre as diversas fontes, e tecer algumas considerações sobre a evolução da área, com relação aos eventos tectônicos rúpteis e rúpteis-dúcteis, como sintetizado a seguir:

- Direção NNE-SSW. Os dados geológicos indicam que fraturas com esta direção exerceram um papel fundamental na evolução da região, foram ativas, provavelmente já no Arqueano, atuaram como elemento condicionante na sedimentação Espinhaço (Almeida Abreu e Schorscher, 1984), são de caráter poliativo, atestado pelas suas fases distensivas pós-Espinhaço. A estruturação de parte da área de ocorrência de rochas do Complexo Migmatito Granulítico de Minas Gerais, por grandes cavalgamentos crustais, em um dos mais importantes eventos tectônicos compressivos que desenvolveu-se na região, deu-se através deste sistema de fraturamento. Os procedimentos fotointerpretativos, tanto os qualitativos quanto os quantitativos demonstraram a importância desta direção de fraturamento, controlando e condicionando a distribuição dos sistemas de fraturas mais jovens. Estes procedimentos demonstraram, também, a relevância do falhamento inverso de alto ângulo e de direção NNE-SSW, situado a oeste da localidade de Ponte Nova, o qual limita, bruscamente, duas áreas distintas em termos de frequência de fraturas. O padrão de fraturamento anômalo indicado para os metassedimentos do Supergrupo Minas, pelo mapa de frequência de fraturas, indica um outro ambiente tectônico para a formação destas rochas, e constitui-se, em conjunto com os recentes dados magnetométricos (Padilha, 1982), em mais um argumento favorável a sua origem alóctone. Os trabalhos e dados gravimétricos mostraram que, na área de estudo, a direção NNE-SSW corresponde a anomalias gravimétricas lineares proeminentes, de distribuição regional, e associadas a descontinuidades profundas da crosta, ativas desde o Arqueano e caracterizadas por importantes movimentos verticais. Há, portanto, uma convergência de evidências indicando que estas fraturas constituem-se em uma das direções fundamentais, que já no Arqueano definia limites entre grandes blocos crustais e que, durante a evolução geológica da área foi sucessiva

mente reativada e aproveitada pelos diversos eventos tectônicos que se superimpuseram.

- Direção E-W. Os trabalhos geológicos e as observações de campo indicam que esta é, também, uma direção de fraturamento antiga, e que constituiu, juntamente com a descrita anteriormente, um mosaico de blocos embasamentais, já nos tempos arqueanos (Almeida Abreu e Munhoz, 1983; Almeida Abreu e Schorscher, 1984; Santos e Schorscher, 1984). Esta direção de fraturamento, além de um caráter distensivo poliativo desde a época pré-metamorfismo regional Minas-Espinhaço (Inda et alii, 1984) mostra evidências de movimentos cisalhantes, observados em alguns pontos no campo. Dados de campo indicam, também, que estas rupturas e as NNE-SSW formam um par de fraturas conjugadas. a fotointerpretação indicou, através das análises quantitativas, que esta direção de fraturamento é tão antiga e importante quanto a NNE-SSW, apesar da frequência bem inferior em toda a área. Há uma diferença fundamental entre esta direção de fraturamento e a anterior, fazendo com que estes dois sistemas apresentem características fotogeológicas distintas. As fraturas NNE-SSW são representadas, comumente, por extensos fotolineamentos, dados pelas escarpas das falhas inversas e por uma frequência alta de fotolineamentos menores, refletindo a foliação cataclástica bem desenvolvida. A direção E-W, ao contrário, além de apresentar uma frequência baixa (de fraturas), raramente constitui fotolineamentos extensos e contínuos. Esta diferença marcante pode, em uma análise inicial, induzir o intérprete a considerar, erroneamente, o sistema de fraturamento E-W como de importância secundária. Porém, a relevância das descontinuidades E-W na evolução geológica da área pode ser constatada no mapa de linhas de máximo de frequência de fraturas por direção (Figura 5.13), onde observa-se que diversos sistemas de fraturas de diferentes direções foram controlados por fraturas extensas e provavelmente profundas, de direção E-W. As medidas de campo, plotadas nos diversos diagramas de rosácea, confirmam a alta frequência destas fraturas em toda a área. A explicação para a diferenciação nas características fotogeológicas destes dois sistemas, baseia-se nos diferentes papeis exercidos por

eles na evolução da área, ou seja, a tectônica compressiva que formou os falhamentos inversos de orientação NNE-SSW e a intensa foliação cataclástica associada aproveitou estas linhas de fraqueza pré-existente, realçando-as sobremaneira. O mesmo não aconteceu com as fraturas E-W, de forma que superficialmente elas não são tão bem representadas. Como discutido nos itens anteriores, os dados gravimétricos não caracterizam anomalias bem definidas para estas descontinuidades.

- Direções NE-SW e NW-SE. Os estudos geológicos e os dados de campo indicaram que os fotolineamentos NE-SW e NW-SE representam fraturas que atuaram como direções cisalhantes dextral e sinistral, respectivamente; mais jovens que a direção NNE-SSW, que é cortada e interrompida por elas; de caráter poliativo, com pelo menos uma fase distensiva, posterior ao cisalhamento. Os procedimentos fotointerpretativos qualitativos e quantitativos indicaram que estas direções são mais jovens que a NNE-SSW e E-W e, provavelmente, contemporâneas. Indicam, também, movimentos transcorrentes para estas fraturas com o mesmo sentido sugerido pelos dados geológicos. Haralyi et alii (1985) associaram anomalias gravimétricas lineares de direção NW-SE e de distribuição regional às descontinuidades crustais mais jovens que as rupturas com orientação NNE-SSW, relacionando sua formação ao evento Transamazônico e indicaram significativa movimentação transcorrente sinistral para estas estruturas. Os autores citaram, também, anomalias gravimétricas lineares de direção NE-SW, cujas relações de intersecção não são bem definidas, porém destacaram anomalias gravimétricas de direção ENE-WSW e interpretaram-nas como descontinuidades com importantes rejeitos horizontais com sentido dextral. Os dados e interpretações acima citados mostram vários pontos de concordância e indicam que estas duas direções formaram-se simultaneamente durante um episódio tectônico compressivo, como um par cisalhante conjugado, posterior a formação dos sistemas de fraturas NNE-SSW e E-W, e que sofreram reativações. Há, também, indícios de que fraturas com orientação NW-SE (e NNW-SSE) já eram ativas anteriormente, no Arqueano, em fases tectônicas rúptil-dúctil compressional associada as foliações de alto grau meta-

mórfico em partes oeste do Complexo Migmatito-Granulítico de Minas Gerais e, posteriormente, rúptil-distensional controladora de uma direção da bacia "greenstone belt" Rio das Velhas.

- Direção NNW-SSE. Os dados de campo mostram que na parte oriental da área, em rochas do Complexo Migmatito-Granulítico de Minas Gerais, as fraturas com esta orientação representam, muitas vezes, variações da foliação cataclástica de direção predominante NNE-SSW. Já, em outras regiões deste mesmo complexo, representam fraturas com distribuição irregular. No Quadrilátero Ferrífero, são comuns em áreas de ocorrência do Supergrupo Rio das Velhas, onde representam fraturas instaladas a partir da foliação principal. Os procedimentos fotointerpretativos indicaram que os fotolineamentos com esta direção representam fraturamentos antigos (arqueanos), característcos das foliações de alto grau metamórfico do Complexo Migmatito-Granulítico de Minas Gerais, a oeste do Quadrilátero Ferrífero, e do "Greenstone Belt" Rio das Velhas, sendo que talvez representem uma variação lateral da direção NNE-SSW. A análise dos mapas de frequência de fraturas destas duas direções indica que esta variação lateral dá-se abruptamente ao se cruzar o falhamento inverso de alto ângulo e de direção NNE-SSW, situado a oeste da localidade de Ponte Nova. Na interpretação gravimétrica de Haralyi et alii (1985) foram individualizadas, no sudeste do Estado de Minas Gerais, anomalias lineares de direção NNW-SSE, as quais foram relacionadas a descontinuidades com idade mínima do Proterozóico Inferior e que sofreram movimentação horizontal dextral. No entanto, os dados acima citados e a própria distribuição regional do Supergrupo Rio das Velhas (além dos limites da área de estudo), que mostra-se condicionada pela direção NNW-SSE a NW-SE, indicam que este sistema de fraturamentos já era ativo no Arqueano.

- Outros estudos. A indicação dada pelo trabalho, de que 4 direções principais de fraturamento (N-S, E-W, NE-SW e NW-SE) tiveram uma atuação preponderante na evolução geológica da área, mostra resultados compatíveis com os obtidos por outros autores, em diversos continentes. A tendência para uma distribui-

ção regular dos sistemas de fraturamento tem sido percebida desde há muito tempo. Já no início do século, Hobbs (1911) notou a tendência geral para as relações ortogonais entre os conjuntos de fraturas que se interseptam e, considerou como mais importante, e de distribuição quase universal, a persistência de conjuntos com direções N-S, E-W, NW-SE e NE-SW. Posteriormente, Sonder (1947) e Vening Meinesz (1947) sugeriram um padrão global de distribuição de fraturas de cisalhamento, formadas nas fases iniciais da evolução da terra, modelo este adotado de forma semelhante por Moody e Hill (1956). Mais recentemente, Kutina (1974) estudou o fraturamento em quatro continentes, e identificou quatro conjuntos principais de sistemas de fraturas, com direções N-S, E-W, NE-SW e NW-SE. Outros autores chegaram, também, a conclusões semelhantes, identificando sistemas coincidentes e adicionais (Kvet, 1974; Pilger, 1974). Bryukhanov et alii (1982), através de dados geológicos, geofísicos e de um mapa de feições lineares de toda União Soviética, construido a partir de imagens de satélite identificaram, entre outras, uma rede de falhas ("trans-secting faults"), de distribuição ampla, formada por estruturas antigas, poliativas, profundas e de importância fundamental no controle da evolução geológica. Esta rede é subdividida em falhas ortogonais (meridional e latitudinal) e falhas diagonais (NE-SW e NW-SE).

- Modelos. Os principais modelos desenvolvidos para a análise de falhamentos, tanto em um contexto regional como local, fundamentam-se no estudo de falhas transcorrentes (Riedel, 1929 in Sadowski, 1983; Moody e Hill, 1956; Moody, 1973; Harding, 1974; Reading, 1980). A aplicação destes modelos, no entanto, requer um conhecimento bem detalhado da área, razão pela qual procurou-se apenas comentar alguns de seus aspectos, voltando-se para os objetivos do trabalho. Estes modelos foram idealizados para zonas de cisalhamento (dentro de um binário de falhas transcorrentes sub-paralelas. Maiores detalhes sobre os aspectos deformacionais em zonas de cisalhamento podem ser encontrados, entre outros, em Ramsay, 1967, 1980 e Sadowski, 1983), não sendo, portanto característico da área de estudo (ao menos no

nível atual de conhecimento). Porém, Sadowski (1983), analisando cinturões de cisalhamento de diversas partes do mundo, observou a associação existente entre falhamentos inversos (mesmo fora do binário de falhas) e grandes falhas transcorrentes, ainda que dissociados no tempo, porém relacionados ao mesmo sistema de esforços. O mesmo autor, estudando as zonas de falhamentos do Nordeste e do Sudeste brasileiro propôs uma sequência de deformações iniciada pelos falhamentos de empurrão e finalizada pelos falhamentos transcorrentes, que virgariam as estruturas inversas. Sugere, também, esta mesma sequência para outras regiões do Brasil, incluindo o Sudeste do Estado de Minas Gerais. Analisando-se o modelo de Harding (1974) (utilizado com outro enfoque por Reading,1980) observa-se que, independente do binário de falhamentos, o posicionamento dos principais tipos de estruturas são condizentes com muitas das características geológicas da área de estudo. Assim, se supusermos um eixo de compressão ESE-WNW (com variações para E-W),. o modelo explicaria o posicionamento de falhamentos inversos de direção NNE-SSW, os dois sistemas de falhas transcorrentes NE-SW e NW-SE, dextrais e sinistrais respectivamente, e um caráter distensivo para a direção E-W, coerente dom a presença de corpos básicos intrusivos de várias gerações, alinhados segundo esta orientação. Estas suposições indicariam apenas que durante a evolução da área desenvolveram-se fases compressivas com eixos máximos ESE-WNW, não excluindo a ocorrência de outros eventos tectônicos, com diferentes distribuições de esforços. As evidências de movimentos transcorrentes encontrados em fraturas E-W, assim como as diferentes gerações de rochas básicas em fraturas NNE-SSW, indicam rearranjos de esforços em épocas distintas. O modelo de Riedel (1929) in Sadowski (1983), também definido para uma zona de cisalhamento, identifica 4 famílias de fraturas, e tem em comum com o modelo anterior a fratura de tração na direção de máxima compressão e o par cisalhante conjugado formando entre si o ângulo de 60°-70°, e simétricas em relação a direção principal de compressão. Estes comentários assumem apenas um caráter comparativo, já que não são conhecidos grandes falhamentos transcorrentes na área em foco, mas tem nas estruturas inversas ("nappes" e empurrões no

Quadrilátero Ferrífero e falhas inversas de alto ângulo nas rochas do Complexo Migmatito-Granulítico de Minas Gerais) suas mais proeminentes feições estruturais rúpteis. O mecanismo de movimentação dos empurrões vem sendo discutido a décadas. Os primeiros modelos desenvolvidos supunham que os empurrões movem-se inteiramente sob a influência da gravidade. Outros modelos surgiram (Elliott, 1976; Chapple, 1978; Siddans, 1984), nos quais a força gravitacional não tem, necessariamente, o papel preponderante na física dos falhamentos de empurrão. Estes modelos analíticos procuram explicar o mecanismo de transporte de grandes massas por longas distâncias, sem uma deformação intensa, pela combinação dos seguintes elementos: declives superficial e basal da fatia de empurrão ("thrust sheet"), compressão horizontal, e um nível basal de menor resistência (evaporitos e folhelhos, de grande plasticidade) por onde se daria o movimento. Um melhor entendimento dos conceitos, elementos geométricos e mecânica dos falhamentos de empurrão é dado por Boyer e Elliott (1982), caracterizando de forma sistemática os elementos geométricos envolvidos, desde em um único falhamento até em complexos sistemas, classificando os diversos tipos de estruturas e propondo sequências evolutivas a partir de exemplos estudados e experimentos de laboratório. Outras classificações, como as propostas por Billings (1942) e Badgley (1965), em que o falhamento de empurrão é relacionado ao dobramento, abordam os diversos tipos de gênese dessas estruturas, levando-se em consideração, principalmente, o grau de competência das rochas envolvidas, associado a situações geológicas diferentes. Elas são úteis no sentido que permitem um melhor entendimento dos falhamentos de empurrão que afetaram os metassedimentos Minas no Quadrilátero Ferrífero, onde as variações de competência das rochas exerceram um importante papel na evolução destas estruturas. A formação de extensos falhamentos inversos de alto ângulo tem sido associada a processos de tectônica de placas, observados atualmente. Estes processos ocorrem, mais modernamente, nos limites entre um continente ou um arco de ilhas e o oceano, mais exatamente em uma trincheira profunda (Condie, 1976; Le Pichon et alii, 1976; Beloussov, 1980; Kato, 1983). Para ambientes pré-cambrianos antigos, extensos e ensiá

licos, foi proposto modelo aqui considerado bastante atraente, de "moderada tectônica de placas ensiálicas" (Wynne-Edwards, 1976).

CAPÍTULO 6

CONCLUSÕES

Os resultados obtidos mostraram-se, em termos de aplicação da metodologia utilizada, coerentes e complementares com os dados geológicos conhecidos. A sistematização na aplicação de produtos de sensores remotos e o controle das interpretações pelo conhecimento geológico da área, são, como já frizado anteriormente, de importância fundamental para que se alcance os objetivos propostos. As diversas análises e procedimentos efetuados apresentaram evidências, muitas delas convergentes, as quais permitem fazer algumas considerações sobre a estruturação e evolução geológica da área, como resumido a seguir:

1. Ao menos dois sistemas de rupturas, com direções aproximadas N-S e E-W (e, provavelmente, um terceiro NW-SE), definiam, já no Arqueano, um mosaico de blocos embasamentais.

2. Os eventos tectônicos rúpteis e rúpteis-dúcteis que desenvolveram-se na área foram influenciados e condicionados por estes sistemas antigos de fraturas.

3. Há indícios de que as direções de fraturamento NNE-SSW e NNW-SSE correspondem a um único sistema de rupturas com variação lateral de orientação, no sentido E-W. A explicação para esta variação lateral, que se dá de forma brusca na altura do falhamento inverso localizado a oeste de Ponte Nova, pode ser dada pela movimentação diferencial dos extensos falhamentos inversos de direção NNE-SSW situados na porção oriental da área. A movimentação diferencial destes falhamentos, com soerguimentos mais acentuados nas regiões mais a sul (e consequentemente maior transporte de leste para oeste), com relação as situadas a norte, provocou uma rotação no sentido horário nas porções a leste do falhamento inverso localizado próximo a Ponte Nova.

4. As fraturas de orientação N-S e E-W tiveram um ca

ráter poliativo durante a evolução geológica da região, atestado pelas diversas gerações de rochas básicas conhecidas ao longo destas descontinuidades. Estas duas direções evidenciam estágios compressivos e distensivos, através de falhas inversas, normais, diques, etc., além de indícios de movimentação transcorrente em fraturas E-W.

5. Observações de campo indicam que as fraturas E-W e N-S formam um par conjugado, sugerindo uma contemporaneidade para a sua formação. Os procedimentos fotointerpretativos quantitativos obtiveram resultados semelhantes.

6. As direções NE-SW e NW-SE representam fraturas que sofreram movimentação do tipo transcorrente, dextral e sinistral, respectivamente.

7. Estas duas direções de fraturas são mais jovens que as anteriores (N-S e E-W). Os dados de campo, fotointerpretativos, gravimétricos e bibliográficos suportam esta interpretação.

8. Estas fraturas (NE-SW e NW-SE) formam um par conjugado cisalhante, sendo, portanto, contemporâneos, de evolução poliativa, com pelo menos uma fase distensiva posterior a movimentação transcorrente.

9. Os metassedimentos do Supergrupo Minas no Quadrilátero Ferrífero apresentam um padrão de fraturamento distinto e único para a região, indicando um outro ambiente tectônico para a sua formação, e interpretado como mais uma evidência de sua origem alóctone, sustentada, também, por recentes dados aeromagnetométricos (Padilha, 1982).

10. O "Greenstone Belt" Rio das Velhas constitui uma unidade fotogeológica marcada por um padrão de lineamentos NNW-SSE a NW-SE que a caracteriza e a distingue das demais unidades. Além disso, as ocorrências do Supergrupo Rio das Velhas distribuem-se, em um contexto regional, em faixas alongadas na direção NNW-SSE a NW-SE. Estas observações levaram a interpretação de

que estes fotolineamentos representam fraturas de idade arqueana.

11. O falhamento inverso de alto ângulo e de direção NNE-SSW, situado a oeste de Ponte Nova, delimita duas províncias estruturais diferentes, interpretadas como dois grandes blocos, os quais expõem, atualmente, níveis crustais diferentes.

12. Os dados gravimétricos indicam que a faixa de espessamento crustal de direção NW-SE observada na região de Itabira-Guanhães, por Blitzkow et alii (1979), pode estender-se para a área de estudo, infletindo-se no sentido SSW.

13. Generalizando-se, o papel das grandes linhas de fraturas na evolução geológica da região pode ser interpretado da seguinte forma: no Arqueano, fraturas profundas, com direções aproximadas N-S (com variações para NNE-SSW e NNW-SSE) e E-W, delimitavam grandes blocos crustais. Na época da deposição e da tectônica Rio das Velhas, as fraturas NNW-SSE a NW-SE tiveram uma importante atuação. No Proterozóico Inferior as fraturas N-S e E-W foram ativas, provavelmente com movimentação predominante vertical, controlando a formação da bacia a paleogeografia e a sedimentação Espinhaço. Com a orogênese Minas-Espinhaço formaram-se os grandes cavalgamentos crustais em rochas do Complexo Migmatito-Granulítico de Minas Gerais, aproveitando as rupturas preexistentes de disposição sub-meridional. A continuidade desta tectônica provocou prolongado soerguimento da parte oriental da região e culminou com a colocação das "nappes" Minas no Quadrilátero Ferrífero, e por obducções crustais ao longo da borda do Espinhaço, estendendo-se, provavelmente, também para sul. Posterior aos grandes cavalgamentos de direção aproximada N-S, talvez em uma das fases compressivas E-W desta mesma orogenia Minas-Espinhaço, formaram-se as falhas NE-SW e NW-SE com movimentação dextral e sinistral, respectivamente. Todos estes sistemas foram reativados posteriormente, principalmente no ciclo Brasiliano e no Mesozóico, onde predominaram os movimentos verticais.

BIBLIOGRAFIA

ALIYEV, A.: Regional fracturing of the Pamirs and its metallogenic significance. Doklady Akad. Nauk. SSSR, 250:90-93, Moscow, 1980.

ALLUM, J.A.E.: Photogeology and regional mapping. 108 pp. Pergamon Press, London, 1969.

ALMEIDA, F.F.M. de: Origem e evolução da plataforma brasileira. In: SEMANA DE DEBATES GEOLÓGICOS, 2, p. 45-89. Porto Alegre, Centro Acadêmico de Estudos Geológicos da UFRGS, 1966.

ALMEIDA, F.F.M. de: Estruturas do pré-cambriano inferior brasileiro. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 29, Resumos dos trabalhos, p. 201, Belo Horizonte, 1976.

ALMEIDA, F.F.M. de: O Cráton do São Francisco. Rev. Bras. Geoc., 7(4):349-364, 1977.

ALMEIDA, F.F.M. de: O Cráton do São Francisco. Anais da Reunião Preparatória para o Simpósio sobre o Craton do São Francisco e suas Faixas Marginais, p. 13, S.B.G., Núcleo da Bahia, Salvador, 1978(a).

ALMEIDA, F.F.M. de: Regimes tectônicos arqueanos na evolução proterozóica e mineralizações do leste brasileiro. An. Acad. Bras. Ciênc., 50(4):601-602, 1978(b).

ALMEIDA, F.F.M. de; LITWINSKI, N.: Província Mantiqueira. Setor Setentrional, p. 282-307. In: ALMEIDA, F.F.M. de; HASUI, Y. (coords.) O Pré-Cambriano do Brasil, 378 pp., Editora Edgard Blücher Ltda, 1984.

ALMEIDA, F.F.M. de et alii: Mapa tectônico da América do Sul, 1:5.000.000, nota explicativa, 22 pp., DNPM/CGMW/UNESCO, Brasília, 1978.

ALMEIDA, F.F.M. de; HASUI, Y.; NEVES, B.B. de B.; FUCK, R.A.: Províncias estruturais brasileiras. Atas Simp. Geol. Nordeste, p. 363-391, Campina Grande, 1977.

ALMEIDA, F.F.M. de; HASUI, Y.; DAVINO, A.; HARALYI, N.L.E.: Informações geofísicas sobre o oeste mineiro e seu significado geotectônico. An. Acad. Bras. Ciênc., 52(1):49-60, 1980.

ALMEIDA ABREU, P.A.; MUNHOZ, D.T.V.: A reconstituição paleogeográfica e o estudo dos minerais pesados como indicativos de áreas fontes primárias de diamantes da Serra do Espinhaço, Minas Gerais. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 2., Anais, Bol. 3:219-234, Soc. Bras. Geol., Núcleo MG, Belo Horizonte, 1983.

ALMEIDA ABREU, P.A.; SCHORSCHER, H.D.: Archean basement configuration and influences of the evolution of the lower Proterozoic Espinhaço Supergroup in Minas Gerais, Brazil. In: INTERNATIONAL GEOLOGYCAL CONGRESS, 27. Abstracts, v. II (sections 04 and 05), p. 248, Moscow, 1984.

ALONSO, M.T.A.: Vegetação. In: FUNDAÇÃO INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA. Geografia do Brasil. Região Sudeste. v. 3, 667 pp., Rio de Janeiro, 1977.

AMERICAN SOCIETY OF PHOTOGRAMMETRY: Manual of Photographic interpretation. 868 pp., Washington, DC, 1960.

AMERICAN SOCIETY OF PHOTOGRAMMETRY: Manual of Remote Sensing. 2 v., 2144 pp., Falls Church, 1983.

ANDERSON, E.M.: The geology of mid strathspey and strathdearn. In: HINXMAN, W. et alii Explanation of sheet 74, 97 pp., Geol. Survey Scotland Mem. 74, 1915.

ANHAEUSSER, C.R.: Geotectonic Evolution of the Archean Succession in the Barberton Mountain Land, South Africa, p. 137-160. In: KRÖNER, A. (ed.) Precambrian Plate Tectonics. Elsevier Publ. Co., Amsterdam, 1981.

ANHAEUSSER, C.R.: Archean Greenstone Terranes: Geologic Evolution and Metallogenesis. Rev. Bras. Geoc., 12(1-3):1-6, São Paulo, Mar.-Sept., 1982.

ARNDT, N.T.; NISBET, E.G.: What is a komatite. In: ARNDT, N.T.; NISBET, E.G. (eds.) Komatites. 526 pp. George Allen & Unwin, 1982.

BABCOCK, E.A.: A statistical analysis of photolineaments and joints, terrain parameters and lineament density near Lethbridg Alberta. p. 437-448. Proceedings of the First International Conference on the New Basement Tectonics. Salt Lake City, Utah, 1974.

BADGLEY, P.C.: Structural and tectonic principles. 521 pp. Harper & Row, Publishers, New York, 1965.

BARBOSA, A.L.M.: Mapa Geológico da Quadrícula de Antonio Pereira, Minas Gerais, Brasil. Escala 1:25.000. In: DORR, J.V.N. Physiographic, stratigraphic and structural development of the Quadrilátero Ferrífero. U.S.G.S. Prof. Pap. 641-A, Plate 8, Washington, DC, 1969a.

BARBOSA, A.L.M.: Mapa Geológico da Quadrícula de Mariana e da metade norte da Quadrícula de Rio das Bandeiras. Escala: 1:25.000. In: DORR, J.V.N. Physiographic, stratigraphic and structural development of the Quadrilátero Ferrífero. U.S.G.S. Prof. Pap. 641-A, Plate 10, Washington, DC, 1969b.

BARBOSA, A.L.M.: Mapa Geológico das Quadrículas de Ouro Preto e Santa Rita do Ouro Preto, Minas Gerais, Brasil. Escala 1:25.000. In: DORR, J.V.N. Physiographic, stratigraphic and structural development of the Quadrilátero Ferrífero. U.S.G.S. Prof. Pap. 641-A, Plate 9, Washington, DC, 1969c.

BARBOSA, A.L.M.: Mapa Geológico da Quadrícula de São Bartolomeu. Escala 1:25.000. In: DORR, J.V.N. Physiographic, stratigraphic and structural development of the Quadrilátero Ferrífero. U.S.G.S. Prof. Pap. 641-A, Plate 7, Washington, DC, 1969d.

BARBOSA, O.: Evolution du géosynclinal Espinhaço. In: CONGRES GEOLOGIQUE INTERNATIONAL, 19. Alger, 1952. Comptes Rendus, Section 13, v. 14, p. 17-36, Alger, 1954.

BARBOSA, M.P.; SANTOS, A.R. dos; VENEZIANI, P.; SCHORSCHER, H.D.; ALMEIDA ABREU, P.A.: Geologia do Espinhaço Meridional incluindo o Quadrilátero Ferrífero; integração através de dados de Sensoriamento Remoto. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 3., Anais, Rio de Janeiro, 1984 (a sair).

BELLOUSSOV, V.V.: Geotectonics. 330 pp. Mir Publishers, Moscow, 1980.

BILLINGS, M.P.: Structural Geology. 473 pp. 1st ed. Prentice Hall, Inc., New York, 1942.

BILLINGS, M.P.: Structural Geology. 606 pp. 3rd ed. Prentice Hall, New Jersey, 1972.

BLANCHET, P.H.: Development of fracture analysis as exploration method. Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 41(8):1748-1759, 1957.

BLITZKOW, D.; SÁ, N.C. de: Levantamentos gravimétricos realizados pelo IAG-USP. 4 pp. Departamento de Geofísica, IAG, USP, Publ. Int., 1984.

BLITZKOW, D.; GASPARINI, P.; SÁ, N.C. de; MANTOVANI, M.S.M.: Structure of Southeastern Minas Gerais, Brazil, deduced from gravity measurements. Rev. Bras. Geoc., 9(1):39-42, São Paulo, 1979.

BOYER, S.; ELLIOTT, D.: Thrust systems. Am. Ass. Petr. Geol., 66(9):1196-1230, 1982.

BROCK, B.B.: A global approach to geology. 365 pp. A.A. Balkema, Cape Town, South Africa, 1972.

BRYUKHANOV, V.N.; BUSH, B.A.; YELOVICH, YE. L.; IKONNIKOV, YU.N.; KOZITSKAYA, M.T.; KOTELKOV, R.P.; LEBEDEV, S.P.; POSOSHKOVA, N.S.: Linear and ring structures (as interpretated from satellite photographs). Geotectonics, 16(1):1-7, 1982.

BUSH, V.A.: Transcontinental lineaments and problems of mobilism Geotectonics, 17(4):271-279, 1983.

CANTOS FIGUEROLA, J.: Tratado de geofísica aplicada. 520 pp. Instituto Geológico y Minero de España. Madrid, 1974.

CHAPPLE, W.M.: Mechanics of thin-skinned fold-and-thrust belts. Geol. Soc. Am. Bull., 89(8):1189-1198, 1978.

CONDIE, K.C.: Plate tectonics and crustal evolution. 288 pp. Pergamon Press, Inc., New York, 1976.

CONDIE, K.C.: Origin and Early Development of the Earth Crust. Precambrian Research, 11:138-197, 1980.

CONDIE, K.C.: Archean greenstone belts. 434 pp. Elsevier Publ. Co., Amsterdam, 1981.

CORDANI, U.G.: Evolução Geológica Pré-cambriana da Faixa Costeira do Brasil entre Salvador e Vitória. São Paulo, Instituto de Geociências da USP, 98 pp. (Tese de Livre Docência), 1973.

CORDANI, U.G.; TEIXEIRA, W.: Comentários sobre as determinações geocronológicas existentes para as regiões das folhas Rio de Janeiro, Vitória e Iguape. p. 175-207. In: SCHOBBENHAUS, C. Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo. DNPM, Brasília, DF, 1979.

CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K.; MULLER, G.; QUADE, H.; REIMER, V.; ROESER, H.: Interpretação tectônica e petrológica de dados geocronológicos do embasamento na borda sudeste do Quadrilátero Ferrífero, MG. Anais Acad. Bras. Cienc., Rio de Janeiro, 52(4):785-799, 1980.

DAVINO, A.: Delineamento dos limites e estruturas do Craton do Paramirim por Gravimetria. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31, Anais, v. 5, p. 2573-2582, Balneário de Camboriú, 1980.

DENNIS, J.G.: International Tectonic Dictionary - English Terminology. 196 pp. Am. Assoc. Geol. Memoir 7, 1967.

DENNIS, J.G.: Structural Geology. 523 pp. The Ronald Press Co., New York, 1972.

DERBY, O.A.: The Serra do Espinhaço, Brazil. J. Geol., Chicago, 14(3):394-401, 1906.

DOBRIN, M.B.: Introduction to Geophysical Prospecting. 446 pp. McGraw-Hill Book Co., New York, 1960.

DORR, J.V.N.: Physiographic, Stratigraphic and Structural Development of Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. U.S.G.S. Prof. Pap. 641-A, 110 pp, Washington, 1969.

DORR, J.V.N.; GAIR, J.E.; POMERENE, J.B.; RYNEARSON, G.A.: Revisão da estratigrafia pré-cambriana do Quadrilátero Ferrífero. DNPM-DFPM, Avulso 81, 31 pp, 1957.

EBERT, H.: Beltrag zur Gliederung des Prakambriums in Minas Gerais. Geol. Rdsch., Stuttgard, 45(3):471-521, 1957.

EBERT, H.: Discordâncias pré-cambrianas em Carandaí, Minas Gerais. Bol. Div.Geol. Mineral., 183, 48 pp, Rio de Janeiro, 1958.

EBERT, H.: The manganese-bearing Lafaiete-Formation as a guide-horizon in the Pre-Cambrian of Minas Gerais. Anais Acad. Bras. Ci., 35(4):545-559, 1963.

EBERT, H.: A estrutura precambriana do sudoeste do Estado de Minas Gerais e áreas adjacentes. B. Paran. Geociênc., 26:42-45, Curitiba, 1967.

EBERT, H.: Ocorrências de facies granulítica no sul de Minas Gerais e em áreas adjacentes, em dependência da estrutura orogênica (hipóteses sobre sua origem). An. Acad. Bras. Ciênc., 40 (suplemento): 215-219, 1968.

EL-ETR, H.A.: Proposed terminology for natural linear features. p. 480-489. Proceedings of the First International Conference on the New Basement Tectonics. Salt Lake City, Utah, 1974.

ELLIOTT, D.: The motion of thrust sheets. Jour. Geoph. Res., 81(5):949-963, 1976.

EVANGELISTA, H.J.: Petrologische untersuchungen im gebiete awischen Mariana und Ponte Nova, Minas Gerais, Brasilien. Mathematisch-Naturwissenchaftlinchen Fakultät der Technischen Universität Clausthal, 183 pp. (Tese de Doutoramento), 1984.

FLEISCHER, R.: Le gisement aurifere à tourmaline de Passagem de Mariana, Minas Gerais, Brésil et son cadre, influence de l'évolution structurale e du metamorphisme sur une mineralization syngénétique familière. Paris, Université de Paris, 110 pp. (Tese de Doutoramento), 1971.

FOGAÇA, A.C.C.; ALMEIDA ABREU, P.A.; SCHORSCHER, H.D.: Estratigrafia da sequência supracrustal arqueana na porção mediana-central da Serra do Espinhaço, Minas Gerais. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33, Anais, v. 6, p.2654-2667, Rio de Janeiro, 1984.

FONSECA, M.J.G.; SILVA, Z.C.G. da; CAMPOS, D. de A.; TOSATTO, P.: Folhas Rio de Janeiro (SF. 23), Vitória (SF. 24) e Iguape (SG. 23). In: SCHOBBENHAUS, C. (coord.) Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, 240 pp, DNPM, Brasília, DF, 1979.

FONTES, C.Q.; NETTO, C.; COSTA, M.R.A.; BALTAZAR, O.F.; SILVA, S.L. da; VIEIRA, V.S.: Projeto Jequitinhonha; relatório final. 12 v. DNPM-CPRM, Belo Horizonte, 1978.

FREYBERG, B. VON: Ergebnisse geologischer Forschungen in Minas Gerais, Brasilien. Neues Jahrb. Mineral. Palaeontol. Abh. Mineral. Petrogr., Stuttgart, n. 2, 403 pp., 1932.

GAIR, J.E.: Geology and ore deposits of the Nova Lima and Rio Acima quadrangles, Minas Gerais, Brazil. U.S.G.S. Prof. Pap. 341-A, 67 pp. 1962.

GARSON, M.S.; MITCHEL, H.G.: Precambrian ore deposits and plate tectonics. p. 689-731. In: KRÖNER, A. (ed.) Precambrian Plate Tectonics. Elsevier Publ. Co., Amsterdam, 1981.

GAY Jr., S.P.: Aeromagnetic lineaments. 121 pp. American Stereo Map. Co., Salt Lake City, Utah, 1972.

GIESE, P.; SCHUTTE, G.: Resultados das medidas de sísmica de refração a leste da Serra do Espinhaço, MG, Brasil. Nuevos resultados de la investigacion Geocientífica Alemana en Latinoamérica. p. 44-50. Deutsche Forschungemeischaft, Bonn, y el Instituto de Colaboracion Científica, Tübingen. República Federal da Alemania, 1980.

GLIKSON, A.Y.: Uniformitarian Assumptions, Plate Tectonics and the Precambrian Earth. p. 91-104. In: KRÖNER, A. (ed.) Precambrian Plate Tectonics. Elsevier Publ. Co., Amsterdam, 1981.

GLÖCKNER, K.H.: Lithostratigraphie, Sedimentologie, Tektonite and Metamorphose der Proterozoischen Itacolomi - Serie bei Ouro Preto, Minas Gerais, Brasilien. T.U. Clausthal. Clausthal-Zellerfeld, 175 pp. (Tese de Doutoramento), 1981.

GOODWIN, A.M.: Archean Plates and Greenstone Belts. p. 105-135. In: KRÖNER, A. (ed.) Precambrian Plate Tectonics. Elsevier Publ. Co., Amsterdam, 1981.

GRACHEV, A.F.; FEDEROVSKY, V.S.: On the Nature of Greenstone Belts in the Precambrian. Tectonophysics, 73:195-212, 1981.

GRANT, F.S.; WEST, G.F.: Interpretation Theory in Applied Geophysics. 584 pp. McGraw-Hill Book Co., New York, 1965.

GREEN, D.H.: Archean Greenstone Belts may include terrestrial equivalents of lunar Maria, 1972. p. 47-54. In: McCALL, G.J.H. (ed.). The Archean. Search for the beginning. Dowden, Hutchingon & Ross, Inc. Pennsylvania, 1977.

GREEN, D.H.: Petrogenesis of Archean Ultramafic Magmas and Implications for Archean Tectonics. p. 469-489. In: KRÖNER, A. (ed.) Precambrian Plate Tectonics. Elsevier Publ. Co., Amsterdam, 1981.

GROSS, W.H.: A statistical study of topographic linears and bedrock structures. Geol. Assoc. Canada Proc., 4:77-87, 1951.

GROSS, G.A.: Geology of iron deposits in Canadã. Geol. Surv. Can. Econ. Geol. Rep., 22:181, 1965.

GROSS, G.A.: Tectonic systems and the deposition of iron-formation. Precambrian Research, 20:171-187, 1983.

GUBA, I.: Tektonik, Texturem und Mineralogie der Präkambrischen Eisenerze und Nebengesteinsserien der Lagerstattle Morro Agudo in NE des Quadrilãtero Ferrífero/Minas Gerais, Brasilien. T.U. Clausthal, Clausthal-Zellerfeld, 342 pp. (Tese de Doutoramento), 1982.

GUILD, P.W.: Geology and mineral resources of the Congonhas District, Minas Gerais, Brazil. U.S.G.S. Prof. Pap. 290, 90 pp., Washington, DC, 1957.

GUIMARÃES, D.: Contribuição a geologia do Estado de Minas Gerais. B. Serv. Geol. Mineral. Rio de Janeiro, 55, 36 pp., 1931.

GUIMARÃES, D.: Arqui-Brasil e sua evolução geológica. B. Div. Fom. Prod. Min., DNPM, Rio de Janeiro, 88, 314 pp., 1951.

GUY, M.: Quelques principles et quelques experiences sur la metodologie de la photo interpretation. In: SYMPOSIUM INTERNATIONAL DE PHOTOINTERPRETATION, 2. Acte, v. 1, p. 21-24, Paris, 1966.

HACKSPACHER, P.C.: Análise estrutural na sequência proterozóica Minas na área de Águas Claras, Minas Gerais. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31, Anais, v. 5, p. 2605-2615, Balneário de Camboriú, 1980.

HAMAN, P.J.: Lineament analysis on aerial photographs exemplified in the North Sturgeon Lake Area, Alberta. Calgary West Canadian Research Publ., serie 2, nº 1, 23 pp., 1961.

HAMAN, P.J.: Geomechanics applied to fracture analysis on aerial photographs. West Canadian Research Publ. Ser. 2, nº 3, 31 pp., 1964.

HARALYI, N.L.E.: Depressões tectônicas no Craton do Paramirim. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31, Anais, v. 5, p. 2634-2638, Balneário de Camboriú, 1980.

HARALYI, N.L.E.; DAVINO, A.; MELLO, M.P. de: Esboço da carta gravimétrica Bouguer da Região Costeira Oriental do Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30, Anais, v. 5, p. 2278-2284, Recife, 1978.

HARALYI, N.L.E.; HASUI, Y.: Compartimentação geotectônica do Brasil Oriental com base na informação geofísica. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32. Anais, v. 1, p. 374-385, Salvador, SBG, 1982.

HARALYI, N.L.E.; HASUI, Y.: The gravimetric information and the Archean-Proterozoic structural framework of Eastern Brazil. Rev. Bras. Geoc., 12:160-166, 1983.

HARALYI, N.L.E.; HASUI, Y.; MIOTO, J.A.; HAMZA, V.M.; RODRIGUES, C.R.V.: Ensaio sobre a estruturação crustal no Estado de Minas Gerais com base na informação geofísica e geológica. p. 71-94. Contribuição a Geologia e Petrologia. Bol. Esp., Núcleo Minas Gerais, S.B.G., Belo Horizonte, agosto de 1985.

HARDER, E.C.; CHAMBERLIN, R.T.: The geology of central Minas Gerais, Brazil. J. Geol., Chicago, 23(4):341-424, 1915.

HARDING, T.P.: Petroleum traps associated with wrench faults. Bull. Am. Ass. Petrol. Geol., 58:1290-1304, 1974.

HARGRAVES, R.B.: Precambrian Tectonic Style: A liberal uniformitarian interpretation. p. 21-56. In: KRÖNER, A. (ed.) Precambrian Plate Tectonics. Elsevier Publ. Co., Amsterdam, 1981.

HASUI, Y.; OLIVEIRA, M.A.F. de: Província Mantiqueira. Setor Central, p. 308-344. In: ALMEIDA, F.F.M. de; HASUI, Y. (coords.) O Pré-Cambriano do Brasil, 378 pp., Editora Edgard Blücher Ltda, 1984.

HASUI, Y.; FONSECA, M.J.G.; RAMALHO, R.: A parte central da Região de Dobramentos Sudeste e o Maciço Mediano de Guaxupé. Cap. VII, p. 307-328. In: SCHOBBENHAUS, C. et alii (coords.) Geologia do Brasil. Texto Explicativo do Mapa Geológico do Brasil e da Área Oceânica Adjacente incluindo Depósitos Minerais. 501 pp. Escala 1:2.500.000. DNPM, Brasília, DF, 1984.

HERZ, N.: Gneissic and igneous rocks of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. U.S.G.S. Prof. Pap. 641-B. 58 pp. Washington, DC, 1970.

HILLS, E.S.: Outlines of Structural Geology, 3rd. ed., 182 pp, John Wiley & Sons, New York, 1953.

HOBBS, W.H.: Lineaments of the Atlantic Border Region. Geol. Soc. Am. Bull., 15:482-506, 1904.

HOBBS, W.H.: Earth features and their meaning. 506 pp, MacMillan Co., 1912.

HOBBS, B.E.; MEANS, W.D.; WILLIANS, P.F.: An outline of Structural Geology. 571 pp. John Willey & Sons, Inc., New York, 1976.

HUNTINGTON, J.F.: Methods and applications of fracture trace analysis in the quantification of structural geology. Geol. Mag., 106(5):430-451, 1969.

HUTCHINSON, R.W. Metallogenic Evolution and Precambrian Tectonics. p. 733-759. In: KRÖNER, A. (ed.) Precambrian Plate Tectonics. Elsevier Publ. Co., Amsterdam, 1981.

INDA, H.A.V.; SCHORSCHER, H.D.; DARDENNE, M.A.; SCHOBBENHAUS, C.; HARALYI, N.Z.E.; BRANCO, P.C. de A.; RAMALHO, R.: O Craton do São Francisco e a Faixa de Dobramentos Araçuaí. Cap. V, p. 193-248. In: SCHOBBENHAUS, C. et alii (coords.) Texto Explicativo do Mapa Geológico do Brasil e da Área Oceânica Adjacente Incluindo Depósitos Minerais, 501 pp., escala 1:2.500.000, M.M.E., DNPM, Brasília, DF, 1984.

JAKOSKY, J.J.: Exploration Geophysics. 1195 pp., Trija Publishing Co., Los Angeles, 1950.

JAMES, H.L.: Sedimentary facies of iron-formation. Econ. Geol., 49:235-293, 1954.

JOHNSON, R.F.: Geology and Ore Deposits of the Cachoeira do Campo, Dom Bosco, and Ouro Branco Quadrangles, Minas Gerais, Brazil. U.S.G.S. Prof. Pap. 341-B, 37 pp., Washington, DC, 1962.

KARFUNKEL, J.; NOCE, C.M.: Desenvolvimento faciológico do Pré-Cambriano Superior da Região de Carandaí - São João del Rei, Minas Gerais. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 2, Anais, p. 16-29, Belo Horizonte, 1983a.

KARFUNKEL, J.; NOCE, C.M.: A Formação Carandaí, no Centro-Sul do Estado de Minas Gerais; Gênese, ambiente de deposição e correlações. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 2, Anais, p. 30-37, 1983b.

KATO, T.: High-angle reverse faulting associated with 1946 Nankaido Earthquake. Tectonophysics, 96:31-44, 1983.

KAZANSKI, V.I.: Metallogenic Processes in the Early History of the Earth. Rev. Bras. Geoc., 12(1-3):476-483, São Paulo, Mar-Sept, 1982.

KELLEY, V.C.: Regional Tectonics of the Colorado Plateau and Relationship to the origin and distribution of uranium. 120 pp. Univ. New Mexico Press, 1955.

KOGAN, A.B.; KHITAROV, YU. N.: Fundamental Patterns of Fault Tectonics of Cratonic Areas of the USSR. Geotectonics, 16(6):486-492, 1982.

KOWALIK, W.S.; GOLD, D.P.: The use of LANDSAT-1 imagery in mapping lineaments in Pennsylvania. p. 236-249. Proceedings of the First International Conference on the New Basement Tectonics. Salt Lake City, Utah, 1974.

KRÖNER, A.: Precambrian Plate Tectonics. p. 57-90. In: KRÖNER, A. (ed.) Precambrian Plate Tectonics. Elsevier Publ. Co., Amsterdam, 1981.

KRÖNER, A.: Archean to Early Proterozoic Tectonics and Crustal Evolution: A Review. Rev. Bras. Geoc., 12(1-3):15-31, São Paulo, Mar-Sept, 1982.

KUPSCH, W.O.; WILD, J.: Lineaments in the Avonlea Area, Saskatchewan. Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., 42(1): 127-134, 1958.

KUTINA, J.: Relationship between the distribution of big endogenic ore deposits and basement fracture pattern — examples from four continents. p. 565-593. Proceedings of the First International Conference on the New Basement Tectonics. Salt Lake City, Utah, June, 3-7, 1974.

KVET, R.: Planetary equidistant rupture systems — A new concept based on the study of joint zones. p. 594-603. Proceedings of the First International Conference on the New Basement Tectonics. Salt Lake City, Utah, June, 3-7, 1974.

LADEIRA, E.A.: Metallogenesis of Gold at the Morro Velho Mine and in the Nova Lima District, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. 272 pp. (Tese de Doutoramento). University of Western Ontario, 1980.

LADEIRA, E.A.; ROESER, H.M.P.; TOBSCHALL, H.J.: Evolução petrogenética do cinturão de rochas verdes Rio das Velhas, Quadrilátero Ferrífero, MG. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 2, Anais, Bol. nº 3, p. 149-165, SBG, núcleo MG, Belo Horizonte, 1983.

LADEIRA, E.A.; VIVEIROS, J.F.M. de: Hipótese sobre a estruturação do Quadrilátero Ferrífero com base nos dados disponíveis. SBG, Núcleo de Minas Gerais, Bol. nº 4, Belo Horizonte, 1984.

LAMBERT, R.St.J.: Earth Tectonics and Thermal History: Review and a Hot-Spot Model for the Archaean. In: KRÖNER, A. (ed.) Precambrian Plate Tectonics. Elsevier Publ. Co., Amsterdam, 1981, p. 453-467.

LATTMAN, L.H.: Technique of mapping geologic fracture traces and lineaments on aerial photographs. Photogramm. Eng., 24:568-576, 1958.

LATTMAN, L.H.; RAY, R.G.: Aerial Photographs in Field Geology. 612 pp. Holt, Rinehart and Winston, Inc., New York, 1965.

LE PICHON, X.; FRANCHETEAU, J.; BONNIN, J.: Plate Tectonics. Development in Geotectonics G. 311 p. Elsevier Scientific Publ. Co., Amsterdan, 1976.

LESQUER, A.; ALMEIDA, F.F.M. de; DAVINO, A.; LACHAUD, J.C.; MAILARD, P.: Signification structurale des anomalies gravimétriques de la partie sud du Craton de São Francisco (Brésil). Tectonoph., 76:273-293, 1981.

LILLESAND, T.M.; KIEFER, R.W.: Remote Sensing and Image Interpretation. 612 pp. John Wiley & Sons. New York, 1979.

LINTZ JR., J.; SIMONETT, D.S. (eds.): Remote Sensing of Environment. 694 pp. Addison-Wesley Publishing Co. Massachusetts, 1978.

LOWE, D.R.; BYERLY, G.R.; NOCITA, B.W.: Tectonic Breaks in the Archean Onverwacht and Fig Tree Groups, Barberton Mountain Land, South Africa. Intern. Simp. on Prec. Crustal Evol., Abstracts, p. 76, China, 1983.

LUEDER, D.R.: Aerial Photographic Interpretation: Principles and Application. 462 pp. McGraw-Hill Book Co., New York, 1959.

MACHADO FILHO, L.M.; RIBEIRO, M.W.; GONZALEZ, S.R.; SCHENINI, C.A.; SANTOS NETO, A. dos; PALMEIRA, R.C. de B.; PIRES, J. de L.; TEIXEIRA, W.; CASTRO, H.E.F. de: Geologia. p. 27-304. In: PROJETO RADAMBRASIL: Folhas SF. 23/24, Rio de Janeiro/Vitória, vol. 32, 775 pp., M.M.E., Rio de Janeiro, 1983.

MARSTON, R.J.; GROVES, D.I.: The Metallogenesis of archaean base metal deposits in Western Australia, p. 410-420. In: GLOVER, J.E.; GROVES, D.I. (eds.) Archean Geology. Second International Symposium, Perth 1980. Spec. Publs. Geol. Soc. Aust., 7, 1981.

MASCARENHAS, J. de F.; PEDREIRA, A.J.; MISI, A.; MOTTA, A.C.; SÁ, J.H. da S.: Província São Francisco, p. 46-122. In: ALMEIDA, F.F.M. de; HASUI, Y. (coords.) O Pré-Cambriano do Brasil, 378 pp., Editora Edgard Blücher Ltda, 1984.

MATTAUER, M.: Les déformations des matériaux de l'écorce terrestre. 493 pp. Hermann, éditeurs des science et des arts. Paris, 1980.

MATTOS, J.T. de; BALIEIRO, M.G.; SOARES, P.C.; BARCELLOS, P.E.; MENESES, P.R.; CSORDAS, S.M.: Análise Morfoestrutural com uso de imagens MSS-LANDSAT e RADAR para a pesquisa de hidrocarbonetos no Estado de São Paulo. 3 v., 211 pp., 40 mapas. INPE-2445-RTR/015. São José dos Campos, jun. 1982.

MAXWELL, C.H.: Geology and ore deposits of the Alegria District, Minas Gerais, Brazil. U.S.G.S. Prof. Pap. 341-J, 72 pp., Washington, DC, 1972.

MEANS, W.D.: Stress and Strain. Basic Concepts of Continuum Mechanics for Geologists. 339 pp. Springer-Verlag, New York, 1979.

MEHNERT, K.R.: Migmatites and origin of granitic rocks. 405 pp. Elsevier Publishing Co., 1971.

MENEZES FILHO, N.R. de; MATTOS, G.M.M. de; FERRARI, P.G.: Projeto Três Marias. Rel. Final, v. 1, 339 pp., Conv. DNPM/CPRM, Belo Horizonte, 1977.

MILLER, V.C.; MILLER, C.F.: Photogeology. 248 pp. McGraw-Hill Book Co., New York, 1961.

MITCHELL-THOMÉ, R.C.: Lineaments and Vincula. Trans. Proc. Geol. Soc. South Africa, v. LXIV, p. 257-271, 1961.

MOODY, J.D.: Petroleum exploration aspects of wrench-faults tectonics. Bull. Am. Ass. Petrol. Geol., 57:449-476, 1973.

MOODY, J.D.; HILL, M.J.: Wrench Fault Tectonics. Bull. Geol. Soc. Am., 67:1207-1248, 1956.

MOORE, S.L.: Geology and ore deposits of the Antonio Santos, Gongo Soco, and Conceição do Rio Acima Quadrangles, Minas Gerais, Brazil. U.S.G.S. Prof. Pap. 341-I, 50 pp., Washington, DC, 1969.

MOREIRA, A.A.N.; CAMELIER, C.: Relevo. In: FUNDAÇÃO INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA. Geografia do Brasil. Região Sudeste. v. 3. 667 pp. Rio de Janeiro, 1977.

MULLER, G.; QUADE, H.: Pesquisas geológicas, petrográficas e geoquímicas no Quadrilátero Ferrífero e embasamento cristalino adjacente em Minas Gerais, Brasil. p. 51-62. Nuevos Resultados de la Investigacion Geo-científica Alemana em Latinoamerica. 144pp. Dt. Forschungemeischaft, Bonn, y el Instituto de Colaboracion Científica, Tübingen, República Fed. da Alemania, 1980.

NICKELSEN, R.P.: Early jointing and cumulative fracture patterns. p. 193-199. Proceedings of the First International Conference on the New Basement Tectonics. Salt Lake City, Utah, June, 3-7, 1974.

NIMER, E.: Clima. In: FUNDAÇÃO INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA. Geografia do Brasil. Região Sudeste, v. 3, 667 pp. Rio de Janeiro, 1977.

NORMAN, J.W.: Linear geological features as an aid to photogeological research. Photogrammetria, 25:177-187, 1970.

O'LEARY, D.W.; FRIEDMAN, J.D.; POHN, H.A.: Lineament, linear, lineation: some proposed new standards for old terms. Geol. Soc. of Am. Bull., 87:1463-1469, 1976.

O'ROURKE, J.E.: Mapa Geológico da Quadrícula de Gandarela, Minas Gerais, Brasil. Escala 1:25.000. In: DORR, J.V.N.: Physiographic, Stratigraphic and Structural Development of Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. U.S.G.S. Prof. Pap. 641-A, 110 pp., Washington, DC, 1969a.

O'ROURKE, J.E.: Mapa Geológico da Quadrícula de Rio das Pedras, Minas Gerais, Brasil. Escala 1:25.000. In: DORR, J.V.N.: Physigraphic, Stratigraphic and Structural Development of Quadrilatero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. U.S.G.S. Prof. Pap. 641-A, 110 pp., Washington, DC, 1969b.

PADILHA, A.L.: Implementação de metodologia para interpretação magnética e sua aplicação aos dados do Quadrilátero Ferrífero (MG), 147 pp. (Dissertação de Mestrado), IAG, USP, São Paulo, 1982.

PFLUG, R.: A geologia da parte meridional da Serra do Espinhaço e zonas adjacentes, Minas Gerais. B. Div. Geol. Mineral. Dep. Nac. Prod. Min., n. 226, 55 pp., Rio de Janeiro, 1965.

PFLUG, R.: Die prakambrische Miogeosynklinale der Espinhaço Kordillere, Minas Gerais, Brasilien. Geol. Rundsch., 56(1): 825-844, Stuttgard, Nov. 1967.

PFLUG, R.: Observação sobre a estratigrafia da série Minas na Região de Diamantina, Minas Gerais. Notas Prelim. e Est. Div. Geol. Mineral., DNPM, nº 142, 20 pp., Rio de Janeiro, 1968.

PFLUG, R.; SCHOBBENHAUS, C.; RENGER, F.: Contribuição a geotectônica do Brasil Oriental. Sudene, Série Especial, 9, 59 pp. Recife, 1969.

PFLUG, R.; RENGER, F.: Estratigrafia e evolução geológica da margem SE do Cráton Sanfranciscano. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 27. Anais, v. 2, p. 5-19, Aracaju, 1973.

PILGER, A.: The importance of lineaments in the tectonic evolution of the earth's crust and in the ocurrence of ore deposits in Middle Europe. p. 555-564. Proceedings of the First International Conference on the New Basement Tectonics. Salt Lake City, Utah, June, 3-7, 1974.

PIRES, F.R.M.: Geologia do distrito mangamesífero de Conselheiro Lafaiete. Instituto de Geociências, UFRJ, 344 pp. (Dissertação de Mestrado), Rio de Janeiro, 1977.

PIRES, F.R.M.: Structural geology and stratigraphy at the junction of the Curral Anticline and the Moeda Syncline, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. Michigan Tecnological University, 220 pp. (Tese de Doutoramento), 1979.

PIRES, F.R.M.; PALLERMO, N.; SARCIÁ, M.N.G.: Análise de deformação e revisão lito-estratigráfica do Supergrupo Minas no Sinclinal Dom Bosco, Quadrilátero Ferrífero. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33, Anais, v. 7, p. 3151-3165, Rio de Janeiro, 1984.

PLICKA, M.: Observations on joint zones in Moravia, Czechoslovakia. p. 279-289. Proceedings of the First International Conference on the New Basement Tectonics. Salt Lake City, Utah, June, 3-7, 1974.

POMERENE, J.B.: Geology and ore deposits of the Belo Horizonte, Ibirité, and Macacos quadrangles, Minas Gerais, Brazil. U.S.G.S. Prof. Pap. 341-D, 84 pp., Washington, DC, 1964.

QUEMENEUR, J.: Contribuição a tectônica e ao metamorfismo da região de Rodrigo Silva a Oeste de Ouro Preto - MG. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33, Anais, v. 7, p. 3307-3318, Rio de Janeiro, 1984.

RAMSAY, J.G.: Folding and Fracturing of Rocks. 568 pp. McGraw-Hill, New York, 1967.

RAMSAY, J.G.: Shear zone geometry: a review. Journal of Structural Geology, 2(12):83-89, 1980.

READING, H.G.: Characteristics and recognition of strike-slip fault systems. Spec. Publ. Ass. Sediment, 4:7-26, 1980.

RENGER, F.: Evolução dos conceitos geológicos da Serra do Espinhaço. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS - GEOLOGIA DO ESPINHAÇO, 1, Atas, p. 9-27, SBG, Núcleo de MG, Belo Horizonte, 1979.

RENNER, J.G.A.: The structural significance of lineaments. Delft, the Netherlands, publications of the Intern. Inst. of Aerial Survey and Earth Sciences (ITC), Series B, nº 45, 27 pp., 1968.

RICCI, M.; PETRI, S.: Princípios de aerofotogrametria e interpretação geológica. 226 pp. Companhia Editora Nacional, São Paulo, 1965.

RIEDEL, W.: Zur Mechanik geologischer Brucherscheinungen. Zentralblatt f. Mineral. und Pal., 1929B, p. 354-368, 1929, cit in SADOWSKI, G.R.: Sobre a Geologia Estrutural de Cinturões de Cisalhamento Continentais. Instituto de Geociências, USP, 108 pp. (Tese de Livre Docência), 1983.

RIVERAU, J.C.: Notas de aula do curso de fotointerpretação. Publicado pelo Departamento de Geociências da Universidade de Brasília. Série Didática nº 4, Brasília, DF, 1970.

SABINS JR., F.F.: Remote Sensing Principle and Interpretation. 426 pp. W.H. Freeman & Company. San Francisco, 1978.

SADOWSKI, G.R.: Sobre a Geologia Estrutural de Cinturões de Cisalhamento Continentais. Instituto de Geociências, USP, 108 pp. (Tese de Livre Docência), 1983.

SADOWSKI, G.R.; SOUZA, A.P.; BERGMAANN, M.; BERTACHINI, A.C.; ANGELI, N.: Análise estrutural preliminar ao longo de uma secção gransversal ao sinclinal da moeda. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33, Anais, v. 7, p. 3393-3399, Rio de Janeiro, 1984.

SANTOS, A.R. dos; BARBOSA, M.P.; VENEZIANI, P.: Relatório da Excursão Geológica a Região de Santa Bárbara (MG). 34 pp., INPE-2452-RPI/071. São José dos Campos, 1982.

SANTOS, A.R. dos; BARBOSA, M.P.; VENEZIANI, P.: Relatório do trabalho de campo realizado nas bacias dos Rios Quebra Osso e Tanque Preto, na Quadrícula de Catas Altas, Minas Gerais. 44 pp., INPE-3268-NTE/225. São José dos Campos, 1984.

SANTOS, A.R. dos; SCHORSCHER, H.D.: O padrão de fraturamento e o condicionamento tectônico na região do Quadrilátero Ferrífero e parte do Complexo Migmatito-Granulítico de Minas Gerais (Brasil). In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 3. Rio de Janeiro, 1984 (a ser publicado).

SCHNEIDERHOHN, P.: Brasilianische Gesteine. Neues Jahrb. Geol. Min. Pal., BB70, Abt. A., 1936.

SCHOBBENHAUS, C.; CAMPOS, D. de A.; DERZE, G.R.; ASMUS, H.E. (coords.): Mapa Geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais. Escala 1:2.500.000, DGM-DNPM, Brasília, DF, 1982.

SCHOLL, W.U.; FOGAÇA, A.C.C.: Estratigrafia da Serra do Espinhaço na região de Diamantina, MG. B. Nucl. Minas Gerais, (1): 55-73, SBG, Belo Horizonte, 1980.

SCHORSCHER, H.D.: Entwiklung des polijmetamorphen prakambrischen Raumes Itabira, Minas Gerais, Brasilien. Heidelberg. Universitat Heidelberg, 304 pp. (Tese de Doutoramento), 1975.

SCHORSCHER, H.D.: Alpinotype Deckentektonik in Prakambrium des Eiserner Vierecks, Minas Gerais, Brasilien-5. Geowiss. Lateinamerika Kolloquium, Resumos 33-35, Clausthal-Zellerfeld, 1976a.

SCHORSCHER, H.D.: Polimetamorfismo do Pré-Cambriano na Região de Itabira, Minas Gerais, Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 29, Resumo dos trabalhos, p. 194-195, Belo Horizonte, 1976b.

SCHORSCHER, H.D.: Komatiitos na estrutura "greenstone belt" Série Rio das Velhas, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30. Resumos das comunicações, 292-293, Recife, 1978.

SCHORSCHER, H.D.: Evolução arqueana e proterozóica do Quadrilátero Ferrífero e de partes meridionais da Serra do Espinhaço. 1º Simpósio sobre a Geologia do Cráton do São Francisco e de suas faixas Marginais. Resumos, Salvador, 1979a.

SCHORSCHER, H.D.: Evolução Geotectônica e Petrogenética do Embasamento Arqueano do Quadrilátero Ferrífero. Anais Acad. Bras. Ci., 51(4):767-768, 1979b.

SCHORSCHER, H.D.: Contribuição a estratigrafia proterozóica do Quadrilátero Ferrífero. Anais Acad. Bras. Ci., 52(1):195, 1980.

SCHORSCHER, H.D.; GUIMARÃES, P.F.: Estratigrafia e tectônica do Supergrupo Minas e geologia do distrito ferrífero de Itabira. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 29. Ouro Preto, 1976. Roteiro das excursões. Belo Horizonte, SBG, p. 75-86, 1976.

SCHORSCHER, H.D.; SANTANA, F.C.; POLONIA, J.C.; MOREIRA, J.M.P.: Quadrilátero Ferrífero - Minas Gerais State: Rio das Velhas Greenstone Belt and proterozoic rocks. Intern. Symp. Archean. & Early Proterozoic Crustal Evol. & Metall. ISAP. Excursion Guide (annex) - Field Trip N. 3, 44 pp. CPM-SME, Salvador, 1982.

SEIXAS, S.R.; SILVA, J.N. da: Projeto Mantiqueira - Furnas; relatório preliminar, 2v., CPRM-DNPM, Belo Horizonte, 1976.

SIDDANS, A.W.B.: Thrust tectonics - A mechanistic view from the West and Central Alps. Tectonophysics, 104(3-4):257-281, 1984.

SIMMONS, G.C.: Geology and Iron Deposits of the Western Serra do Curral, Minas Gerais, Brazil. U.S.G.S. Prof. Pap. 341-G, 57 pp., Washington, DC, 1968.

SIMMONS, G.C.; MAXWELL, C.H.: Grupo Tamanduá da Série Rio das Velhas. B. Div. Geol. Min. DNPM, Nº 211, 30 pp. Rio de Janeiro, 1961.

SOARES, P.C.; FIORI, A.P.: Lógica e sistemática em análise e interpretação de fotografias aéreas em geologia. Not. Geomorfológicas, 16(32):71-104, dezembro de 1976.

SONDER, R.A.: Die Lineament Tektonik und ihre Probleme. Eclogae Geol. Helvetiae, 31:199-238, 1938.

SONDER, R.A.: Discussion of shear patterns of the earth's crust. Am. Geophys. Union. Trans., 28:939-945, 1947.

STEFFEN, C.A.; LORENZETTI, J.A.; STECH, J.L.; SOUZA, R.C.M. de: Sensoriamento Remoto: Princípios Físicos; Sensores e Produtos e Sistema LANDSAT. 72 pp., INPE-2226-MD/013. São José dos Campos, set. 1981.

TANKARD, A.J.; ERIKSSON, K.A.; HUNTER, D.R.; JACKSON, M.P.A.; HOBDAY, D.K.; MINTER, W.E.L.: Crustal Evolution of Southern Africa. 3,8 billion years of Earth History. 523 pp. Springer-Verlag, New York, 1982.

TARNEY, J.; DALZIEL, I.W.D.; WIT, M.J. de: Marginal Basin Rocas Verdes Complex from S. Chile: A model for Archean Greenstone Belt Formation. p. 113-130. In: WINDLEY, B.F. (ed.) The early History of the Earth. John Wiley & Sons Ltda, New York, 1975.

TARNEY, J.; WEAVER, B.L.; WINDLEY, B.F.: Geological and Geochemical Evolution of the Archaean Continental Crust. Rev. Bras. Geoc., 12(1-3):53-59, São Paulo, Mar-Sept, 1982.

TEIXEIRA, W.: A evolução geotectônica da porção meridional do Craton do São Francisco, com base em interpretações geocronológicas. Universidade de São Paulo, 207 pp. (Tese de Doutoramento), São Paulo, 1985.

TELFORD, W.M.; GELDART, L.P.; SHERIFF, R.E.; KEYS, D.A.: Applied Geophysics. 860 pp. Cambridge Press, New York, 1978.

THORPE, R.I.; CUMMING, G.L.; KRSTIC, D.: Lead isotope evidence regarding age of gold deposits in the Nova Lima District, Minas Gerais, Brazil. Rev. Bras. Geoc., 14(3):147-152, São Paulo, 1984.

VENEZIANI, P.; ANJOS, C.E. dos: Metodologia de interpretação de dados de sensoriamento remoto e aplicações em geologia. 61 pp., INPE-2227-MD/014. São José dos Campos, nov. 1982.

VENING MEINESZ, F.A.: Shear patterns of the earth's crust. Am. Geophys. Union Trans., 28:1-61, 1947.

VERGARA, L.M.L.: Manual de fotogeologia. 286 pp. Servicio de Publicaciones de la J.E.N., Madrid, 1971.

VIALON, P.; RUHLAND, M.; GROLIER, J.: Éléments de Tectonique Analytique. 102 pp. Masson, Paris, 1976.

VILJOEN, M.J.; VILJOEN, R.P.: The geology and geochemistry of the Lower Ultramafic Unit of the Onverwacht Group and a proposed new class of igneous rocks. Geol. Soc. S. Afr. Spec. Publ., 2:153-180, 1969, cit in WINDLEY, B.F.: The Evolving Continents. 385 pp. John Wiley & Sons, New York, 1976.

VON BANDAT, H.F.: Aerogeology. 360 pp. Gulf Publishing Co., Houston, Texas, 1962.

WALLACE, R.M.: Geology and mineral resources of the pico Itabirito district, Minas Gerais, Brazil. U.S.G.S. Prof. Pap. 341-F, 68 pp., Washington, DC, 1965.

WILSON, J.T.: Structural features in the Northeast Territories. Am. Jour. Sci., 239:493-502, 1941.

WILSON, J.T.: Some aspects of Geophysics in Canada with special reference to structural research in the Canadian Shield, Part 2, an approach to the structure of the Canadian Shield. Am. Geophys. Union Trans., 29:671-726, 1948.

WINDLEY, B.F.: The Evolving Continents. 385 pp. John Wiley & Sons, New York, 1976.

WINDLEY, B.F.: Precambrian Rocks in the light of the Plate Tectonic Concept. p. 1-19. In: KRÖNER, A. (ed.) Precambrian Plate Tectonics. Elsevier Publ. Co., Amsterdam, 1981.

WYNNE-EDWARDS, H.R.: Proterozoic ensialic orogenesis: the millipede model of ductile plate tectonics. Am. Journ. Sci., 276(8):927-953, 1976.

ANEXO 1

DESCRIÇÃO RESUMIDA DOS PONTOS VISITADOS NO CAMPO (LOCALIZAÇÃO NO APÊNDICE 13)

Descrição Resumida dos Pontos

Ponto 1

Migmatito estromático intemperizado.
Foliação: N25°E/Subvert-SE
Fraturas: N65°W/Vert (principal)
Subhorizontal

Ponto 2

Migmatito estromático.
Foliação: N15°E/Subvert-SE
Fraturas: N70°W/Vert (principal)
N65°W/50°NE } (conjugado)
E-W/Subvert N }

Ponto 3

Migmatito estromático, tectonizado, passando para um granitóide cinza.
Foliação: N10°E/70°SE
Fraturas: N70°W/70°NE (principal)
N10°E/45°SE
N60°W/70°SW (veio de quartzo)
Amostra 3-1: Granitóide

Ponto 4

Granulito maciço.
Foliação incipiente: N10°W/Subvert-NE

Ponto 5

Migmatito estromático com paleossoma granulítico contendo granada.
Foliação: N10°E/Subvert-SE

Fraturas: N70°E/Vert
Subhorizontal

Ponto 6

Granulito maciço de granulação média a grosseira.

Ponto 7

O mesmo granulito com foliação pouco desenvolvida.
Foliação: N10°E/50°SE
Fraturas: N65°W/Vert (principal)
Subhorizontal

Ponto 8

Granulito maciço, granulação média a grosseira.
Fraturas: N80°W/Vert } principais
N20°E/Vert
Subhorizontal

Ponto 9

Granulito.
Foliação: N05°E/70°SE
Fratura: N80°W/Vert (principal)

Ponto 10

Granulito.
Foliação: N10°E/70°NW (estria N10°E/55°SW)
Fraturas: N40°W/Vert
Subhorizontal
Amostra 10-1 - Granulito

Ponto 11

Granulito maciço.
Fraturas: N40°W/Vert } principais
N30°E/70°NW
N65°W/50°NE
Subhorizontal

Ponto 12

Granulito.
Foliação: N-S/Vert
Fraturas: N70°W/Vert
N85°W/40°NE
N70°E/Vert
Subhorizontal

Ponto 13

Granulito grosseiro.
Fraturas: N85°E/Vert
N15°E/65°NW

Ponto 14

Migmatito estromático com paleossoma granulítico e com bastante granada.
Foliação: N05°E/60°SE
Fraturas: N25°E/Vert
N70°W/Vert

Ponto 15

Granulito maciço com granada.
Fraturas: N60°W/70°NE
N-S/35°W
N10°E/30°SE

Ponto 16

Migmatito estromático com paleossoma granulítico.
Foliação: N10°W/Vert
Fratura: N70°W/Vert

Ponto 17

Granulito maciço.
Fraturas: N85°W/Vert
N30°E/Vert
Subhorizontal

Ponto 18

Zona de falha.
Atitude: N10°W/80°NE (estria N10°W/50°SE)

Ponto 19

Granulito maciço (blocos rolados).

Ponto 20

Granulito maciço e migmatito estromático, as vezes bandado.
Fraturas: N10°E/55°SE (veio de quartzo) } sistema conjugado
N50°W/Vert
N30°E/50°NW
N15°W/55°NE

Ponto 21

Migmatito complexo, muito dobrado, com paleossoma granulítico. Granada disseminada na rocha.
Fraturas: N10°E/Vert } principais
N50°W/Vert
N60°E/40°SE
Subhorizontal

Ponto 22

Zona de falha.
Atitude: N05°E/50°SE
Fratura: N70°E/Vert

Ponto 23

Zona de falha.
Atitude: N70°E/40°SE (estria N70°E/15°NE)
Dobras associadas: eixo N80°W/10°NW
Amostra 23-1 - migmatito

Ponto 24

Migmatito intemperizado (?).
Foliação: N10°E/45°SE
Fratura: N75°W/Vert

Ponto 25

Zona de falha.
Atitude: N55°E/40°SE
Dobras associadas: eixo N20°W/40°SE
Fraturas: N55°W/55°SW

Ponto 26

Migmatito complexo, tectonizado.

Ponto 27

Rocha básica.
Fraturas: N10°E/Vert
N80°E/25°SE
N50°W/30°NE
Amostra 27-1 - rocha básica

Ponto 28

Migmatito estromático e com dobras ptigmáticas.
Foliação: N25°E/60°NW
Fraturas: N50°W/55°NE

Ponto 29

Migmatito muito dobrado e tectonizado.
Foliação: N20°W/30°SW (estria N20°W/40°NW)

Ponto 30

Zona de falha.
Atitude: E-W/20°S (estria E-W/10°W)
Amostras 30-1 e 30-2 - zona de falha

Ponto 31

Gnaisse e migmatito estromático.
Foliação: N10°E/25°SE
Fraturas: N70°E/45°SE (veio de quartzo)
N40°E/Vert } sistema conjugado
N70°W/Vert }

Ponto 32

Biotita-gnaisse.
Foliação: N05°W/20°NE
Fraturas: N70°W/Vert
N25°E/Vert
N65°E/Vert

Ponto 33

Biotita-gnaisse (fora da posição original).

Ponto 34

Biotita-gnaisse.
Fraturas: NS/80°SE
N60°W/60°SW
N35°E/Vert

Ponto 35

Migmatito complexo com dique de rocha básica.
Atitude do dique: N80°E/30°SE
Fraturas de dique: N60°E/50°SE (foliação da rocha básica)
N25°W/Vert
N50°W/15°NE
NS/Vert
Fratura no migmatito: N80°W/65°SW
N70°E/50°SE
N20°W/30°SW
Amostra 34-1 - Rocha básica

Ponto 36

Migmatito complexo (estromático, dobrado, schlieren).
Foliação: N80°E/30°SE
Dobras associadas: plano axial N20°W/30°NE
Fraturas: N20°W/Vert
N70°E/Vert

Ponto 37

Biotita-gnaisse.
Foliação: N20°E/20°NW
Fraturas: N30°W/Vert (veios pegmatóides)
N85°E/Vert
N20°E/Subv-SE
A Fratura N20°E/Sub-SE encurva-se e termina sempre na N30°W/Vert. indicando um movimento sinistral para esta última.
Amostra 36-1 - biotita gnaisse e material de preenchimento da fratura.

Ponto 38

Biotita-gnaisse.
Foliação: N45°E/80°SE

Ponto 39

Biotita-gnaisse.
Foliação: N10°W/Subv-NE

Ponto 40

Biotita-gnaisse.
Foliação: N10°E/60°SE

Ponto 41

Quartzito esbranquiçado e arroxeado. Subordinadamente, mica-xisto.
Foliação: N20°E/40°SE
Amostra 39-1 - quartzito

Ponto 42

Biotita-gnaisse.
Foliação: N50°W/15°SW
Fraturas: N25°E/Vert
E-W/Vert
N40°W/Vert
N60°W/Vert

Ponto 43

Biotita-gnaisse.
Foliação: N15°E/15°SE
Fraturas: N70°E/70°SE (veio de quartzo)
N25°E/75°SE
A fratura N25°E/75°SE encurva-se e termina sempre na N70°E/70°SE indicando um movimento dextral desta última.

Ponto 44

Biotita-gnaisse.
Foliação: N20°E/25°SE
Fraturas: N30°W/55°NE (veio de quartzo)
E-W/Vert
N65°W/75°NE
NS/75°S

Ponto 45

Biotita-gnaisse.
Foliação: N05°W/70°NE

Ponto 46

Biotita-gnaisse, micaxisto (?).
Foliação: N20°E/70°SE

Ponto 47

Quartzito e micaxisto com intercalações de biotita-gnaisse.
Foliação: N05°E/70°SE
Fraturas: N80°E/Vert
N50°W/Vert
N25°E/20°NW
Amostra 44-1 - quartzito

Ponto 48

Migmatito complexo, dobrado.
Foliação: N-S/Subvert-E
Dobras associadas: eixo N25°E/45°SW

Fraturas: N65°W/Vert
N25°E/50°SE

Ponto 49

Biotita-gnaisse, parcialmente migmatizado.
Foliação: N05°E/50°SE (estria N05°E/40°SW)
Fraturas: N65°E/55°NW (principal)
N15°E/60°NW
N30°W/45°SW

Ponto 50

Quartzito cinza claro, granulação média.
Foliação: N70°E/30°SE
600m adiante
Biotita gnaisse.
Foliação: N20°E/25°SE
Fraturas: N45°W/50°NE (estria N45°W/45°NW)
E-W/Vert } conjugado (?)
N30°W/Vert }
Dique básico N-S (o mergulho não foi observado).
Veio de quartzo no dique: N80°E/60°SE
Fraturas no dique (todas interrompem o veio de quartzo)
N70°W/Vert
N15°E/Vert
N30°W/Vert
N45°E/20°SE
100m adiante
Migmatito complexo dobrado e tectonizado.
Foliação: N30°E/55°SE (estria N30°E/45°SW)
Amostra 47-1 - Rocha básica

Ponto 51

Quartzito de coloração clara, caulínico, granulação média.
Foliação: N35°E/40°SE

Ponto 52

Biotita-gnaisse (?).
Foliação: N70°E/30°SE
Fraturas: N40°W/70°NE
EW/60°N

Ponto 53

Quartzito claro, rico em mica (sericita?), de granulação média a grosseira.
Foliação: N45°E/40°SE (estria N45°E/20°SW)

Ponto 54

Biotita-gnaisse.
Foliação: N-S/80°E (veio de quartzo)

Ponto 55

Filito esverdeado e, subordinadamente, xistos de cor marrom.
Foliação: N10°E/70°SE

Ponto 56

Quartzito micáceo, de granulação média a fina, branco, bem laminado.
Foliação: N10°W/45°NE
Fraturas: N80°W/Vert
N10°E/45°SE
N60°E/65°NW

Ponto 57

Filito e quartzito ferruginoso.
Foliação: N-S/25°E

Ponto 58

Quartzito de coloração amarela e avermelhada, micáceo e em placas.
Foliação: N70°W/20°SW
Fraturas: E-W/80°N (veios de quartzo)
N35°W/80°NE

Ponto 59

Rocha compacta de coloração escura com tons avermelhados.
Formação ferrífera
Amostra 56-1 - formação ferrífera

Ponto 60

Quartzito ferruginoso intemperizado.
Foliação: N35°W/35°SW

Ponto 61

Filitos e quartzitos ferruginosos.
Foliação: N30°E/40°SE

Ponto 62

Quartzito de coloração cinza claro com níveis escuros, granulação média. Filitos de coloração cinza prateada.
Foliação: NS/45°E
Fraturas: N20°W/40°SW
N40°E/Vert
E-W/50°S
N-S/70°E

Ponto 63

Rocha calcárea bandada, de cor verde claro, esbranquiçado.
Foliação: N10°W/55°NE
Fraturas: N20°E/70°SE
N35°E/70°NW
Amostra 59-1 - Rocha calcárea

Ponto 64

Gnaisse.

Ponto 65

Gnaisse com dobras ptigmáticas.
Fraturas: N75°W/Vert (veios de quartzo)
N50°E/Vert

N60°W/30°NE (principal, constitui uma série)
N35°E/30°SE (veio)

Ponto 66

Gnaisse (?) alterado.
Foliação: N60°E/60°NW
Fraturas: N10°E/70°SE } sistema conjugado
N60°W/70°NE

Ponto 67

Xisto arroxeado.
Foliação: N20°W/60°NE
Fraturas: E-W/75°S
N40°E/45°SE
N05°W/Vert (veio de quartzo)
N70°E/35°SE (veio de quartzo)

Ponto 68

Quartzito, compacto, granulação média.
Foliação: N30°E/70°SE
Fraturas: N50°W/30°SW (veio de quartzo)
N40°E/Vert (talco-xisto?) (estria N40°E/60°NE)
Amostra 64-1 - material de preenchimento de fratura N40°E/Vert (talco-xisto?).
Amostra 64-2 - quartzito
Fraturas: N10°E/30°SE
N40°E/Vert
N10°E/45°NW
N80°E/Vert

100m adiante
Rocha de granulação muito fina, compacta, acamadada, coloração vermelha.
Foliação: N40°W/65°NE (estria N40°W/65°NW)

Ponto 69

Itabirito intemperizado.

Foliação: N70°E/30°NW
N20°E/Subvert-NW
N55°E/55°SE (interrompe as outras duas)

Ponto 70

Quartzito esbranquiçado.
Fraturas: N80°E/80°NW (estria N80°E/70°NE, veio de quartzo) conjugado
N05°E/25°NW
N40°E/30°SE
N80°E/45°NW

Ponto 71

Itabirito.
Foliação: N10°W/45°NW
Fraturas: N85°E/70°SW
N-S/35°W
Amostra 67-1 - Itabirito

Obs.: Estas duas fraturas são muito comuns em toda a área. A fratura aproximadamente E-W mostra sempre fortes mergulhos (subverticais), enquanto a N-S apresenta mergulhos variáveis.

Ponto 72

Filito avermelhado.
Foliação: N35°E/45°SE
Fraturas: N-S/50°W, N70°E/75°SE } conjugado
Amostra 68-1 - Filito

Ponto 73

Filito intemperizado.
Foliação: N45°W/40°NE

Ponto 74

Rocha de coloração clara sem orientação bem definida. Provavelmente granitóide.

Fraturas: N80°E/70°SE
N10°W/65°SW
N05°E/45°SE (foliação?)
N15°E/Vert (interrompe todas outras)

Amostra 70-1 - granitóide

Ponto 75

Xisto Nova Lima muito intemperizado.

Ponto 76

Gnaisse com foliação pouco definida.

Fraturas: N50°W/70°SE } mais frequentes
N40°E/80°SE }
N-S/55°E
N05°W/25°SW

Ponto 77

Afloramento muito intemperizado (filito?).
Foliação aproximada: N-S/30°W

Ponto 78

Rocha muito intemperizada (filito?).
Foliação aproximada: N50°W/60°NE

Ponto 79

Biotita-gnaisse.
Foliação: N40°W/80°SW
Fraturas: N-S/65°E
N05°E/35°SE
N60°W/50°NE
N35°E/40°SE (veio de quartzo)

Ponto 80

Biotita-gnaisse.
Foliação: N-S/Vert

Fraturas: N60°W/70°SW
N60°E/80°SE

Ponto 81

Filito parcialmente intemperizado.
Foliação: N60°W/40°SW

Ponto 82

Ocorrência de filito e gnaisse intemperizados.
Provavelmente contato entre Grupo Nova Lima e embasamento.

Ponto 83

Gnaisse intemperizado.
Foliação provável: E-W/45°S
Fraturas: N-S/70°SE
E-W/Vertical
Subhorizontal, interrompendo as outras duas, provavelmente formada por alívio de carga.

Ponto 84

Xisto bastante intemperizado de tons verdes e amarelos.
Foliação: varia entre N10°W/50°SW - N30°E/65°SE
Fraturas: E-W/60°N
N10°W/60°SW
N20°E/75°SE
Amostra 78-1 - xisto

Ponto 85

Granitóide de coloração bem clara, granulação média, cortado por veios muito possantes (mais de um metro de largura). Estes veios são muito ricos em biotita e com fragmentos de granitóide.
Foliação média: N75°E/75°NW
A fratura N45°E/75°SE, que faz contato com o veio, observa-se uma estria de atitude N45°E/40°NE.
Amostra 79-1 - granitóide (leucossoma)
Amostra 79-2 - níveis biotíticos (melanossoma)

Ponto 86

Gnaisse muito alterado.

Ponto 87

Gnaisse muito alterado, com possantes veios de quartzo (até 40cm de espessura) com atitude N50°W/30°SW.

Ponto 88

Blocos rolados de um granitóide claro, de granulação média a grosseira.
Amostra 82-1 - granitóide

Ponto 89

Rocha fortemente foliada, muito intemperizada, com níveis de quartzo. Talvez falhamento.
Foliação: N70°W/55°NE
100m adiante
Biotita-gnaisse intemperizado.
Foliação: E-W/45°N
Fraturas: N05°W/Vert
N40°E/80°NW
N80°W/70°SW

Ponto 90

Rocha de coloração verde-clara, de granulação fina, parcialmente intemperizada. Provavelmente, um granitóide.
Foliação provável: N80°W/20°NE
Fraturas: N40°E/60°SE (principal, interrompe as outras)
N10°W/60°NE
N60°W/80°NE
Amostra 84-1 - granitóide

Ponto 91

Material muito intemperizado, em camadas perfeitas, constituindo uma matriz com material muito fino com grãos de quartzo maiores. Falhamento (?).

Foliação: N70°E/70°SE

Amostra 85-1 - material de preenchimento de falha (?)

Ponto 92

Afloramento intemperizado com possantes veios de quartzo com camadas de feldspato caulinizado.

Atitude: N60°W/Vert.

Foi encontrado também uma rocha bastante alterada de cor avermelhada, que assemelha-se a um filito.

Amostra 86-1 - filito

Em ambos os lados deste veio ocorre uma rocha formada quase que exclusivamente de quartzo com leitos finos de feldspato caulinizado.

A atitude destes leitos é variável, mas no geral é subhorizontal.

A 30m do veio ocorre uma rocha muito intemperizada que parece ser um migmatito estromático.

Foliação: N30°/45°SW

Ponto 93

Camada de uns 30cm de formação ferrífera.

Esta rocha está associada, de um lado, a um grande veio de quartzo cristalino (mais de 1m de espessura) e de outro, a um arenito parcialmente intemperizado, de coloração bem escura (itabirito?). Ainda do lado do veio de quartzo ocorre uma rocha bastante intemperizada (quartzito?), de coloração clara em tons alaranjados, muito bem acamadado (em placas).

Foliação: N10°E/65°NW

Fraturas: E-W/Vertical (é a principal, juntamente com a foliação).
N15°W/30°NE

Amostra 87-1 - formação ferrífera.

Ponto 94

Gnaisse bem bandado, intemperizado.

Foliação: N40°E/40°NW

Ponto 95

Gnaisse bem bandado, intemperizado.
Foliação: N35°E/25°NW
Fraturas: N50°E/75°SW
N05°E/Vert

Ponto 96

Rocha de coloração escura, foliada, intensamente fraturada.
Metaultramáfica (?)
Foliação: N60°E/65°SE
Fraturas: N50°W/80°NE, N05°W/75°NE, N85°W/35°SW } aparentemente formam um sistema conjugado
Amostra 90-1 - rocha metaultramáfica

Ponto 97

Rocha gnaissica (?) muito intemperizada.

Ponto 98

Não há afloramento, porém uma mudança no solo tornando-se mais arenoso e com cores claras (creme).

Ponto 99

Gnaisse parcialmente intemperizado.
Foliação: N80°E/20°NW
Próximo ocorre uma rocha parcialmente intemperizada, muito bem foliada, com muitos veios de quartzo, as vezes milonitizados.
Atitude: N40°W/45°NE

Ponto 100

Filito parcialmente intemperizado de cor vermelho escuro (Grupo Nova Lima?).
Foliação: N80°E/60°NW

Ponto 101

Rocha de coloração cinza claro, maciça, de granulação média e composição granítica (granitóide).

Fraturas: N55°E/80°SE

N70°W/55°NE } sistema conjugado
N10°E/85°SE

N30°W/75°SW } veios de quartzo
N15°E/80°NW

Amostra 95-1 - granitóide

Ponto 102

Filito muito intemperizado.

Ponto 103

Xisto intemperizado.

Foliação: N70°E/45°SE

Ponto 104

Filito avermelhado e amarelado, intemperizado.

Foliação: N20°E/45°SE

Fraturas: N35°W/60°SW

Amostra 98-1 - filito

Ponto 105

Filito amarelo claro, parcialmente intemperizado.

Foliação: N10°E/30°SE

Fraturas: N-S/Vertical

N85°W/70°SW

Ponto 106

Filito amarelado.

Foliação: N10°E/30°SE

Fraturas: N10°E/60°NW

N85°W/70°NE

Ponto 107

Filito semelhante ao ponto anterior.
Foliação: N45°E/55°SE (veios de quartzo)
Fraturas: N85°W/85°NE

200m adiante ocorre uma zona de falha, bastante milonitizada.
Atitude: N65°W/80°SW (estria indicando movimento vertical).
Fraturas: N35°E/55°NW
N05°E/60°SE

Ponto 108

Itabirito.
Foliação: N70°W/50°SW
Fraturas: N05°E/70°SE } principais
N65°W/70°NE }
N40°E/50°NW
Amostra 102 - Itabirito

Ponto 109

Filito arroxeado e quartzito amarelado, intemperizados.
Foliação: E-W/65°S

Ponto 110

O mesmo filito do ponto anterior.
Foliação: N70°E/40°SE (veio de quartzo)

Ponto 111

Rocha muito intemperizada, talvez um filito arroxeado.

Ponto 112

Xisto intemperizado.
Foliação: N30°E/80°NW
Fraturas: N85°E/65°SE

100m adiante
mesmo xisto.
Fraturas: N85°E/65°SE (bem desenvolvida)

500m adiante
Ocorre uma lente de quartzito dentro do xisto.
Foliação: N40°E/70°NW
Fraturas: N-S/25°E } principais
N80°W/75°SW
N70°W/50°NE
N45°E/65°SE
Amostra 106-1 - quartzito

Ponto 113

Quartzito muito intemperizado, de granulação fina e de cor amarelada e avermelhada.
Foliação: N30°E/80°NW
Fraturas: N75°W/85°NE } principais
N-S/75°E
N40°W/50°SW

Ponto 114

Filito intemperizado.
Foliação: N20°E/55°SE (material intemperizado, caulin?)
Fraturas: N85°W/70°NE (mais importante)
N50°E/80°SE
N55°W/70°SW

300m adiante
Rocha compacta, com foliação não muito definida, de coloração esverdeada, parcialmente intemperizada (Quartzito silicificado?).
Foliação provável: N40°W/45°NE
Fraturas: N10°E/60°SE
N85°W/70°NE
N85°E/40°SE
Amostra 108-1 - quartzito

Ponto 115

Quartzito esverdeado bem acamadado.
Foliação: N40°E/65°SE
Fraturas: N65°W/75°NE

Ponto 116

Rocha semelhante ao ponto anterior, porém finamente bandada. Provável zona de falha.
Foliação: N30°E/40°SE
Fraturas: N50°E/80°NW
E-W/70°N
Amostra 110-1

Ponto 117

Zona de falha. Evidências de milonitização. No plano da foliação foram observadas algumas marcas de arrancadura que indicam movimentação normal.
Foliação: N70°E/35°NW
Fraturas: N40°E/75°NW (principal)
N85°E/60°NW
N25°E/70°SE
Amostra 111-1 - quartzito milonitizado

Ponto 118

Xisto avermelhado.
Foliação: N80°E/80°NW
Fraturas: N30°W/85°SW
N10°W/45°SW
Amostra 112-1 - xisto

Ponto 119

Xisto igual ao do ponto anterior.
Foliação: N30°W/30°NE

Ponto 120

Filito de coloração prateada.
Foliação: N20°W/50°NE
Fraturas: N25°E/75°NW
N80°E/Vert
Amostra 114-1 - filito

Ponto 121

Xisto cinza prateado, crenulado.
Foliação: N20°W/20°NE
Fraturas: N20°E/80°NW } sistema conjugado
N80°E/80°SE
Amostra 115-1 - xisto

Ponto 122

Itabirito bastante intemperizado, com crenulação.
Foliação: N35°W/40°NE
Crenulação: N05°E/80°NW
Fraturas: N60°W/50°NW

Ponto 123

Xisto avermelhado, parcialmente intemperizado e crenulado.
Foliação: N20°W/40°NE
Crenulação: N15°E/70°NW
Fraturas: As principais ocorrem na direção da foliação da crenulação.
E-W/60°S
Amostra 117-1 - xisto

Ponto 124

Quartzito de coloração clara, levemente esverdeado, de granulação média, com pequenas intercalações xistosas onde observa-se uma crenulação.
Foliação: N75°W/30°NE
Crenulação: N10°E/caimento não identificado
Fraturas: N30°E/Vert } principais
N80°W/85°SW
N-S/75°W
Amostra 118-1 - quartzito

Ponto 125

Quartzito semelhante ao do ponto anterior, com intercalações de filito.

Foliação: N60°W/40°NE
Fraturas: N15°E/Vert.
N80°W/40°SW

Ponto 126

Filito cinza prateado.
Foliação: N10°E/40°SE
Fraturas: N80°E/85°SE

Ponto 127

Filito esverdeado, muito intemperizado.
Foliação: N-S/45°E
Fraturas: N80°E/70°NW
N15°E/55°NW

Pontos 128 e 129

Estes pontos referem-se a duas etapas de campo, a nível de detalhe, realizadas na região de Santa Bárbara e nas bacias dos rios Quebra Osso e Tanque Preto. As informações coletadas estão em Santos et alii (1982, 1984).

ANEXO 2

DESCRIÇÃO DAS LÂMINAS PETROGRÁFICAS

Lâmina: A-3.1

Localização: ponto 3, Apêndice 13

Unidade: Pgm, Apêndice 1

Rocha: granitóide

Descrição petrográfica:

Granitóide com estrutura gnáissica, com faixas de deformação cataclástica, constituida por recristalizados de granulação fina (menores que 0,5mm) de microclínio, quartzo e plagioclásio, com formas aproximadamente poligonais. Ocorrem, também, porfiroblastos (provavelmente, porfiroclastos) de feldspatos-K e plagioclásio, estes levemente saussuritizados. Os feldspato-K mostram-se recristalizados, em suas partes periféricas (com estrutura de fluxão cataclástica), para o microclínio e, em suas partes centrais são constituídos de ortoclásio. A biotita é o principal constituinte máfico, com cores de pleocroismo marrom avermelhado a amarelo claro, alternando-se, raramente, para sericita e muscovita. Ocorrem, também, calcita secundária em pequena quantidade, opacos (em parte sulfetos-pirita, em parte óxidos-magnetita e ilmenita), zircão e titanita parcialmente alterada para rutilo, e minerais acessórios.

Lâmina: A-10.1

Localização: ponto 10, Apêndice 13

Unidade: Pgt, Apêndice 1

Rocha: granulito

Descrição petrográfica:

Granulito composto essencialmente de quartzo, plagioclásio, orto-piroxênio e biotita com cores de pleocroismo marrom avermelhado e amarelo. O ortopiroxênio é o hiperstênio. Os

opacos ocorrem de forma substancial e são oxídicos (titanomagnetita ou ilmenita). O feldspato-K pertítico ocorre em quantidade não muito significativa. O plagioclásio está frequentemente deformado mostrando curvatura das lamelas de geminação, sendo comum inclusões fluidas, provavelmente de CO_2 secundário. O plagioclásio é, às vezes, antipertítico. A presença de mirmequita em reações entre o plagioclásio e o feldspato alcalino foi observada em porcentagens restritas. A calcita secundária ocorre em pequena quantidade e a apatita é entre os minerais acessórios, bastante frequente. Observou-se, também, a presença de zircão. Os opacos não chegam a ser um constituinte principal, mas são bastante significativos (±10% do vol.), mostrando uma distribuição irregular em faixas ou níveis onde estão concentrados.

Lâmina: A-23.1

Localização: ponto 23, Apêndice 13

Unidade: Pgm, Apêndice 1

Rocha: migmatito

Descrição petrográfica:

A rocha é constituída, essencialmente, por quartzo, plagioclásio e feldspato alcalino, as vezes com mirmequitização entre o plagioclásio e o feldspato. Caracteriza-se por porções muito ricas em microclínio. Nestas porções ricas, o microclínio é grosseiro e o máficos ocorrem em pequenas quantidades (pegmatóide). Nas demais porções, onde o microclínio não é tão abundante o principal máfico é a biotita, com cores de pleocroismo de marron-verde oliva para amarelo claro. Ocorre anfibolio porfiroblástico que substitui parcialmente a biotita, dando origem também a titanita. A titanita ocorre também independente desta reação. Ocorre anfibolio altamente negativo, bi-axial. Tem-se, também, allanita (epídolo cálcico, com terras raras), parcialmente circundada por clinozoisita (epídolo cálcico, essencialmente sem ferro). Ocorre em pequenas quantidades apatita, opacos e zircão.

Lâmina: A-34.1

Localização: ponto 35, Apêndice 13

Unidade: Pgm, Apêndice 1

Rocha: Anfibolito

Descrição petrográfica:

Anfibolito com foliação pronunciada, constituido por anfibólio, biotita com cores de pleocroismo marrom-vermelho a amarelo claro, opacos oxídicos (ilmenita, magnetita) também distribuídos em níveis na foliação. Os principais constituintes claros são plagioclásio e quartzo. Menos frequentemente ocorrem a titanita, apatita e calcita secundária.

Lâmina: A-36.1

Localização: ponto 37, Apêndice 13

Unidade: Pgm, Apêndice 1

Rocha: gnaisse granítico

Descrição petrográfica:

Gnaisse granítico com microclínio, plagioclásio, quartzo e biotita. O plagioclásio apresenta-se parcialmente saussuritizado e a biotita está em parte cloritizada e transformada também para muscovita. Ocorre ainda muscovita sem relação genética com as biotitas (parece produto de hidrotermalização) em quantidades substanciais, sob a forma de indivíduos grosseiros, poikiloblásticos. Em menores quantidades ocorrem opacos e zircão.

Lâmina: A-36.2

Localização: ponto 37, Apêndice 13

Unidade: Pgm, Apêndice 1

Rocha: biotita-gnaisse

Descrição petrográfica:

Biotita-anfibólio-plagioclásio-quartzo-gnaisse, com orientação bem desenvolvida, alguns zircões como acessórios, peque

na quantidade de clinozoisita, aparentemente sendo consumida nas reações que originam o anfibólio e o plagioclásio. Ocorre, também, em quantidades reduzidas, carbonato calcítico secundário.

Lâmina: A-44.1

Localização: ponto 47, Apêndice 13

Unidade: Pgq, Apêndice 1

Rocha: quartzito

Descrição petrográfica:

Rocha constituída por quartzo, muscovita em placas finas, pouco plagioclásio, (?) cordierita e biotita com cores de pleocroismo vermelho-marrom a praticamente incolor. Foi observado, também, a presença de opacos, em quantidade restrita. Desenvolveu-se uma pronunciada estrutura cataclástica, com recristalização poligonal posterior.

Lâmina: A-47.1

Localização: ponto 50, Apêndice 13

Unidade: Pgm, Apêndice 1

Rocha: anfibólio-piroxênio-plagioclásio-granulito

Descrição petrográfica:

Rocha constituída por orto-pirixênio (hiperstênio), plagioclásio e quartzo numa textura gronoblástica. Se existente, a foliação é obliterada pela textura granoblástica, que mostra apenas concentrações ou manchas ou nódulos mais ricos em máficos plagioclásio e quartzo. Ocorre também anfibólio, opacos e granada poikiloblástica subordinada.

Lâmina: A-70.1

Localização: ponto 74, Apêndice 13

Unidade: Pgm, Apêndice 1

Rocha: granitóide

Descrição petrográfica:

Granitóide hololeucocrático, de granulação grosseira, com plagioclásios hidiomórficos a hipidiomórficos, zonados e saussuritizados. Ocorrem, também em alta porcentagem o quartzo e o feldspato-k xenomórficos, entre os plagioclásios. Aparentemente, ocorre uma geração mais jovem de feldspato-k, grosseiro, pertítico, que engloba e substitui o plagioclásio mais antigo, provavelmente um feldspato-k metassomático. Presentes, ainda, biotita alterada para muscovita, clorita, epídolo, carbonato secundário e como minerais acessórios a titanita, opacos e zircão. A titanita ocorre tanto como um acessorio comum (provavelmente de origem magmática), como ocorre associada a biotita cloritizada, como mineral de retrometamorfismo. As evidências de cataclase no plagioclásio são dadas pelas lamelas de geminação, afetando também os microclíneos mais antigos junto com os quartzos intersticiais. É uma rocha de origem ígnea, que foi submetida a um metamorfismo regional não muito intenso que causou a saussuritização, a deformação cataclástica e a formação dos feldspatos alcalinos metassomáticos.

Lâmina: A-79.1

Localização: ponto 85, Apêndice 13

Unidade: Pgm, Apêndice 1

Rocha: leucossoma de composição granitóide (migmatito)

Descrição petrográfica:

Rocha granitóide, de granulação média a grosseira, com evidências de milonitização. Com plagioclásio, em parte saussuritizado e de granulação grosseira, quartzo e microclínio. Os feldspatos-K, são pertíticos e englobam e substituem parcialmente os plagioclásios saussuritizados. A biotita ocorre com cores de pleocroismo marrom-amarelo a amarelo claro. A biotita mostra frequentes inclusões de zircão. Os minerais secundários de metamorfismo de baixo grau ainda presentes são: epídolo, clinozoisita e clorita. A foliação não é evidente.

Lâmina: A-79.2

Localização: ponto 85, Apêndice 13

Unidade: Pgm, Apêndice 1

Rocha: melanossoma biotítico (migmatito)

Descrição petrográfica:

Rocha muito rica em biotita, com plagioclásio, quartzo e anfibólio. O anfibólio é verde com bordas super crescidas de tremolita-actinolita. Ocorrem, em quantidade subordinada, titanita, opacos, clinozoisita-epídoto (mineral secundário), zircão e turmalina. A foliação é bastante pronunciada.

Lâmina: A-84.1

Localização: ponto 90, Apêndice 13

Unidade: Pgm, Apêndice 1

Rocha: granitóide

Descrição petrográfica:

Granitóide sericitizado, com bastante quartzo, com feldspato totalmente saussuritizado e com clorita. A textura é cataclástica.

Lâmina: A-90.1

Localização: ponto 96, Apêndice 13

Unidade: Pgm, Apêndice 1

Rocha: metaultramáfica

Descrição petrográfica:

Rocha metaultramáfica de alto grau metamórfico (provavelmente facies granulito), com evidências de retrometamorfismo não muito intenso. Com hercinita (espinélio), tremolita ou antofilita, restos de olivina serpentinizada. O piroxênio é a bronzita (ortopiroxênio), com muito pouco talco e, provavelmente, cromita.

Lâmina: A-95.1

Localização: ponto 101, Apêndice 13

Unidade: Pgm, Apêndice 1

Rocha: granitóide

Descrição petrográfica:

Granitóide, de granulação média a grosseira, com plagioclásios hipidiomórficos, zonados e saussuritizados, microclínio e quartzo. Há ainda, aparentemente, uma segunda fase de feldspatos alcalinos pertíticos que englobam tanto o microclínio como o plagioclásio. Ocorrem reações mirmequíticas entre o plagioclásio e o microclínio. O quartzo é grosseiro e ondulante. A biotita é o principal máfico, com halos pleocróicos frequentes e fortemente cloritizada. Ocorrem, ainda, epídoto-clinozoisita (mineral secundário), titanita de metamorfismo retrógrado, além de opacos, zircão e muscovita secundária (a partir da biotita).

Lâmina: A-98.1

Localização: ponto 104, Apêndice 13

Unidade: Anl, Apêndice 1

Rocha: xisto

Descrição petrográfica:

Rocha xistosa, sobrevivendo apenas o quartzo de granulação fina, estirado na xistosidade, e limonitas.

Lâmina: A-106.1

Localização: ponto 112, Apêndice 13

Unidade: Pgm, Apêndice 1

Rocha: quartzo-xisto

Descrição petrográfica:

Biotita-quartzo-xisto, contendo (?) plagioclásio. A biotita está parcialmente cloritizada. Em outra parte da lâmina a rocha torna-se um actinolita-quartzo-xisto, contendo (?)

plagioclásio e pouca clorita e biotita. As cloritas são, em sua maioria, de origem secundária, por metamorfismo retrógrado dos minerais máficos.

Lâmina: A-111.1

Localização: ponto 117, Apêndice 13

Unidade: An1, Apêndice 1

Rocha: quartzito

Descrição petrográfica:

Sericita-quartzito milonitizado.