



**Universidade
Federal
de Pernambuco**

**Centro de tecnologia
Pós-Graduação em Geociências**

AUTOR: SEBASTIÃO PEIXOTO FILHO

**CONTRIBUIÇÃO À GESTÃO DO AQÜÍFERO TERMAL DE
CALDAS NOVAS/RIO QUENTE-GO.**

**DISSERTAÇÃO DE MESTRADO
2000**

ORIENTADOR: Prof. Dr. João Manoel Filho

**Av. Acadêmico Hélio Ramos, s/n Cidade Universitária
CEP 50740-530 - Recife - PE - Brasil
Fone/Fax: (081) 3271.8242**

UNIVERSIDADE FEDERAL DE PERNAMBUCO
CENTRO DE TECNOLOGIA E GEOCIÊNCIAS
PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS
ÁREA DE CONCENTRAÇÃO – HIDROGEOLOGIA

SEBASTIÃO PEIXOTO FILHO
CONTRIBUIÇÃO À GESTÃO DO AQUÍFERO TERMAL
DE CALDAS NOVAS/RIO QUENTE GO.
DISSERTAÇÃO DE MESTRADO
2000

ORIENTADOR: Dr. JOÃO MANOEL FILHO
COORIENTADOR: Dr. JAIME J. DA SILVA P. CABRAL

RECIFE – PE

SEBASTIÃO PEIXOTO FILHO

Geólogo, Universidade Federal de Mato Grosso - Cuiabá, 1982.

**CONTRIBUIÇÃO À GESTÃO DO AQÜÍFERO TERMAL
DE CALDAS NOVAS/RIO QUENTE- GO**

Dissertação que apresentou à Pós-Graduação em Geociências do Centro de Tecnologia da Universidade Federal de Pernambuco, orientada pelo Prof. Dr. João Manoel Filho, em preenchimento parcial dos requisitos para obter o grau de Mestre em Geociências, área de concentração Hidrogeologia, defendida com menção "Aprovado" em 08 de novembro de 2000.

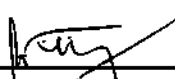
RECIFE-PE

2000

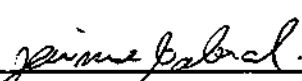
CONTRIBUIÇÃO À GESTÃO DO AQUÍFERO TERMAL
DE CALDAS NOVAS/RIO QUENTE- GO

SEBASTIÃO PEIXOTO FILHO

Aprovado



Prof. Dr. João Manoel Filho
Data 08/11/2000.



Prof. Dr. Jaime Joaquim da Silva Pereira Cabral
Data 08/11/2000.



Prof. Dr. Fernando Olavo Franciss
Data 08/11/2000.

Aos meus pais "in memoriam", pelo exemplo de vida; à minha esposa Rita de Cássia e filhos Caroline, Juliene e Lucas, pela paciência, apoio e compreensão das horas de ausência e aos meus irmãos, pelo apoio e amizade irrestritos, dedico este trabalho.

APRESENTAÇÃO

Esta dissertação de mestrado pode ser dividida em três partes:

A primeira parte consta de folhas de documentos sobre aprovação, resumo, abstract, apresentação, índice, lista de figuras e listas de tabelas.

A segunda parte contém 9 capítulos, que podem ser resumidos assim:

Capítulo I – trata-se de: localização da área; o histórico de como tem sido efetuado o aproveitamento das águas do sistema hidrotermal de Caldas Novas Rio Quente; problemas gerados com a exploração através de poço, trabalhos realizados com resultados obtidos e problemas pendentes de solução. Descreve ainda os dados existentes, o problema a ser estudado e o objetivo que é propor uma exploração sustentável, sem interferências expressivas entre fontes e poços.

Capítulo II – analisa os tipos de vegetações, a exposição do solo à insolação, os dados hidroclimáticos disponíveis e as taxas de precipitações observadas. Foram calculadas as taxas de evapotranspiração e efetuado balanço hídrico do solo, gerando informações sobre o excesso de água no solo, para uma série temporal de 23 anos. Através de análises das formas de relevo, simulou-se a recarga para a área.

Capítulo III – neste descreve-se os tipos litológicos aflorantes, a evolução dos conhecimentos da geologia, os problemas existentes no entendimento destes conhecimentos geológicos, os pontos de conflitos na definição do quadro geológico, a influência da neotectônica na formação de estruturas importantes na circulação das águas subterrâneas e modelo geológico adotado neste trabalho.

Capítulo IV - analisa conceitos sobre a origem do calor interno da terra, as influências do calor no fluxo das águas subterrâneas, as influências dos movimentos verticais das águas subterrâneas nas linearidades dos perfis térmicos, a metodologia de cálculo de fluxo de calor e análise genérica dos sistemas geotermiais. Conceito de modelo fractal e dos aquíferos das rochas cristalinas, bem como a conceituação dos parâmetros do condutor hidráulico (conjunto poço-fendas-blocos associados) e a evolução temporal da vazão, do rebaixamento e da capacidade específica fractal.

Capítulo V – interpretação de 57 perfilagens térmicas realizadas em poços de produção em Caldas Novas, mostrando perturbações nas linearidades devido aos movimentos ascendentes e descendentes de águas subterrâneas. Tendo observado

ainda, as grandes variações nos gradientes térmicos em uma profundidade menor que 250 metros.

Capítulo VI – descreve a circulação profunda, que mostra-se semelhante a outros sistemas geotermiais. Divide-se o sistema em três aquíferos: Freático Superior, Termal Intermediário e Termal Inferior, embora seja reconhecido que o sistema é aberto e que existe uma intercomunicação entre estes aquíferos. Foram analisadas 123 amostras dos poços penetrantes no aquífero Freático Superior e verificado que as gradações observadas nas temperaturas e condutividades elétricas das águas são resultantes de misturas ou interação entre os aquíferos Freático Superior e Termal Intermediário e não foi possível estabelecer um limite caracterizando as águas destes. Usando o modelo da capacidade específica fractal e da dupla porosidade foram interpretados 36 testes de bombeamento e calculados os parâmetros hidrodinâmicos.

Capítulo VII - neste apresenta-se uma introdução genérica do modelo HST3D, a equação diferencial parcial do fluxo das águas subterrâneas e a equação de transporte de calor. Usando o programa HST3D, as taxas de recarga e parâmetros hidrodinâmicos calculados nos capítulos II e VI, foram simulados diferentes cenários de exploração do aquífero termal de Caldas Novas/Rio Quente-Goiás.

Capítulo VIII – baseando-se nas informações obtidas nas simulações de fluxo das águas termais e em dados históricos de monitoramento foi efetuada a otimização das vazões de 89 poços, colocando como restrição os rebaixamentos máximos permitidos para os aquíferos Termal Intermediário e Termal Inferior. Verifica-se que 23 poços na região central da cidade de Caldas Novas não podem operar, pois as superposições de rebaixamento de poços vizinhos ultrapassa o rebaixamento disponível para esses poços.

Capítulo IX – descreve os problemas de gestão e contempla sugestões para o gerenciamento do aquífero.

A terceira parte refere-se às conclusões finais.

Capítulo X – apresenta as conclusões e sintetiza os resultados obtidos, indicando as taxas de recarga, parâmetros hidrodinâmicos, cenários obtidos na simulação de fluxo e taxas de vazão total otimizada para o aquífero de Caldas Novas, conforme restrições impostas.

XI – Agradecimento àqueles que contribuíram direta e indiretamente na realização deste trabalho.

XII – Referências Bibliográficas

XIII – Anexos contendo tabelas, gráficos e figuras.

RESUMO

A área objeto do presente estudo, ocupa uma superfície de 1.080 km², situando-se na porção sudeste do Estado de Goiás, entre paralelos 17° 37' 13" e 17° 53' 28" de latitude sul e meridianos 48° 30' e 48° 49' 39" de longitude oeste. A super exploração do sistema aquífero de Caldas Novas/Rio Quente-GO, tem preocupado à comunidade envolvida na exploração e ao 6º Distrito do DNPM-GO, órgão responsável pela fiscalização do aquífero. A vazão explotada de poços já chegou próximo de 400 l/s tendo sido reduzida para 200 l/s. As surgências naturais representam vazão próxima de 1200l/s. Foi efetuado o balanço hídrico da região, determinando taxas de recarga da ordem de 1,3 a 3,38 l/s/km². Informações e dados históricos de: perfilagens térmicas, perfis litológicos, testes de aquíferos, análises físico – químicas, níveis estáticos e dinâmicos e dados de vazões de poços, foram sistematizadas e interpretadas. Com as perfilagens térmicas foram calculados os gradientes termais que apresentaram valores médios de 36 a 50 °C/km, contudo estas medidas sofrem intensas perturbações de movimentos de águas descendentes e ascendentes. Com dados de análises físico – químicas foi definido que as águas do aquífero freático recebem importantes contribuições de águas termais. Condições de fluxo uniforme para a identificação dos parâmetros hidráulicos do meio fissural foram avaliadas pelo método da capacidade específica fractal de Manoel Filho (1996), usado em combinação com o modelo de bloco-fratura de dupla porosidade de Boulton & Streltsova (1977). Usando modelo HST3D do USGS, foram simulados diversos cenários de exploração das águas hidrotermais, verificando que: i) rebaixamentos abaixo da cota 650 metros no aquífero Termal Inferior, colocarão em risco as fontes termais do Rio Quente; ii) abaixo da cota 610 metros no aquífero Termal Intermediário, as fontes Lagoa Pirapitinga. Através de modelo de programação linear, método simplex, foram determinadas as vazões máximas explotáveis para 89 poços no aquífero Termal Intermediário, sem violar as restrições impostas de nível dinâmico máximo na cota 610 metros. Esses resultados podem ser encarados como uma contribuição ao gerenciamento da exploração deste aquífero.

Palavras Chave: Aquífero termal, modelagem numérica, recarga, otimização

ABSTRACT

The studied area with a surface of 1080 km² is located in southeast Goiás State, between 17° 37'13" and 17° 53' 28" south and 48° 30' and 48° 49'39" west. Groundwater over exploitation of the Caldas Novas/Rio Quente thermal aquifer system is now a matter of concern for the community and government officials of DNPM-GO 6th District, in charge of the aquifer management. Total water well discharge reaching 400 l/s had to be reduced to 200 l/s. Natural hot springs discharges are about 1,2 m³/s. The water budget of the region indicates recharge rates ranging from 1,3 to 3,38 l/s/km². Data from well logs, temperature logs, aquifer tests, chemical analyses, water levels and well discharges were analysed. Mean values of thermal gradients estimated from temperature profiles range from 36 to 50 °C / km. Measurements however, are disturbed by the movement of ascending and descending groundwater. Chemical analysis data indicate that hypothermal water result from thermal water contributions. Uniform flow conditions for hydraulic parameter identification in fractures, was provided through fractal specific capacity approach (Manoel Filho, 1996) used in combination with the double porosity Boulton & Streltsova's 1977 block-fracture model. Using the USGS HST3D groundwater flow and heat transport model (Kipp, 1997), several scenarios of thermal water exploitation were simulated. Results demonstrate that: i) drawdown below the altitude of 650 m in the lower Thermal aquifer, will threat the Rio Quente hot springs; ii) drawdown levels below the altitude of 610 m in the Intermediate Thermal aquifer, will threat Pirapitinga thermal lagoon. Optimization of well discharge is provided through the simplex method, applied to the 89 existing water wells presently operating in the Intermediate Thermal aquifer, subjected to the constraints of maximum water levels at the altitude of 610 m. These results may be seen as a contribution to the aquifer management.

Key words: thermal aquifer; numeric modelling; recharge; optimization.

SUMÁRIO

APRESENTAÇÃO.....	iv
RESUMO.....	vi
ABSTRACT.....	vii
ÍNDICE.....	viii
LISTA DE TABELAS.....	xi
LISTA DE FIGURAS.....	xiii
I INTRODUÇÃO.....	16
I.1 OBJETIVO.....	17
I.2 LOCALIZAÇÃO.....	18
I.3 DEFINIÇÃO DO PROBLEMA.....	19
I.4 HISTÓRICO.....	22
I.5 TRABALHOS ANTERIORES.....	23
I.6 METODOLOGIA.....	25
II ASPECTOS FISIOGRAFICOS.....	28
II.1 VEGETAÇÃO.....	28
II.2 ANÁLISES DOS ELEMENTOS DO CLIMA.....	29
II.2.1 Temperatura.....	30
II.2.2 Insolação.....	31
II.2.3 Umidade relativa do ar.....	31
II.2.4 Ventos.....	32
II.2.5 Pluviometria.....	32
II.2.6 Evaporação.....	36
II.2.7 Evapotranspiração.....	36
II.3 BALANÇO HÍDRICO.....	39
II.4 ESCOAMENTO.....	40
II.4.1 Serra de Caldas.....	40
II.4.2 Zona Rebaixada.....	46
III GEOLOGIA REGIONAL.....	48
III.1 GEOLOGIA DA ÁREA.....	50
III.1.1 Litologia.....	50
III.1.2 Estruturas.....	53
III.1.2.1 Primeiro evento.....	54
III.1.2.1.1 Primeira etapa.....	54
III.1.2.1.2 Segunda etapa.....	55
III.1.2.1.3 Terceira etapa.....	55
III.1.2.1.4 Quarta etapa.....	55
III.1.2.1.5 Quinta etapa.....	55
III.1.2.2 Segundo evento.....	55
III.1.2.3 Terceiro evento.....	55
III.2 GEOMORFOLOGIA.....	56
III.2.1 Subunidade Planalto do Alto Tocantins-Paranaíba.....	56

III.2.2 Subunidade Planalto Rebaixado de Goiânia.....	58
III.3 REDE DE DRENAGEM DA BACIA.....	59
IV ASPECTOS TEÓRICOS.....	62
IV.1 CALOR NA SUPERFÍCIE DA TERRA.....	62
IV.2 GRAU GEOTÉRMICO E GRADIENTE GEOTÉRMICO.....	62
IV.3 GRADIENTES ASSOCIADOS AO FLUXO DAS ÁGUAS SUBTERRÂNEAS.....	63
IV.4 MEDIDAS DE TEMPERATURAS.....	64
IV.5 PERTURBAÇÕES DA LINEARIDADE DOS PERFIS DE TEMPERATURA VERSUS PROFUNDIDADE.....	65
IV.5.1 Variação da condutividade com a litologia.....	66
IV.5.2 Variação da temperatura na superfície.....	66
IV.5.3 Perturbações topográficas e estruturais.....	67
IV.5.4 Perturbações devido a movimentos verticais de águas.....	67
IV.5.5 Perturbações da temperatura devido a processos de perfuração.....	68
IV.6 CONDUTIVIDADE TÉRMICA.....	69
IV.7 FLUXO DE CALOR.....	70
IV.8 SISTEMAS GEOTERMAIS.....	70
IV.9 CONSIDERAÇÕES GERAIS SOBRE O MEIO FISSURAL.....	73
IV.9.1 Aquífero fissural.....	73
IV.9.2 Condutor hidráulico.....	73
IV.9.3 Condutor hidráulico real.....	73
IV.9.4 Condutor hidráulico fictício ou Ideal.....	74
IV.9.5 Conceito fractal.....	75
IV.9.6 Conceito de condutor hidráulico fractal.....	75
IV.9.7 Conjunto fractal.....	75
IV.9.8 Capacidade específica fractal.....	76
IV.9.9 Modelo fractal.....	76
IV.9.10 Interpretação dos testes para calcular Q^* e D	77
IV.9.11 Abertura média das fraturas (a).....	78
IV.9.12 Condutividade hidráulica (K_f).....	78
IV.9.13 Permeabilidade.....	78
IV.9.14 Índice de fraturamento η_f	78
IV.9.15 Condutividade hidráulica do meio fissural.....	79
IV.9.16 Fluxo no plano vertical (r, z).....	81
V GEOFÍSICA.....	83
VI HIDROGEOLOGIA.....	91
VI.1 CARACTERÍSTICAS DO SISTEMA HIDROTÉRMICO DE CALDAS NOVAS/RIO QUENTE-GO.....	91
VI.2 SISTEMA AQUIFERO DE CALDAS NOVAS/RIO QUENTE.....	92
VI.2.1 Aquífero Freático – Superior.....	93
VI.2.1.1 Litologia.....	93
VI.2.1.2 Recarga e circulação.....	93
VI.2.1.3 Tipo de construção dos poços.....	95
VI.2.1.4 Cadastramento dos dados de poços.....	95
VI.2.1.5 Análise estatística dos parâmetros levantados.....	96
VI.2.2 Aquífero Termal Intermediário e Termal Inferiores.....	110
VI.2.2.1 Litologia, dimensões e limites.....	110
VI.2.2.2 Perfis litológicos.....	111
VI.2.2.3 Projetos construtivos dos poços hipotermiais.....	112
VI.2.2.4 Hidroquímica.....	114
VI.2.2.5 Exutórios.....	115
VI.2.2.6 Tipos de testes de aquíferos.....	115

VI.2.2.7	<i>Cálculo das propriedades hidráulicas pelo método da Capacidade Específica Fractal.....</i>	116
VI.2.2.8	<i>Cálculo das propriedades hidráulicas pelo método Boulton & Streltsova.....</i>	117
VII	MODELAGEM NUMÉRICA DE FLUXO.....	118
VII.1	OBJETIVO.....	118
VII.2	MODELO COMPUTACIONAL.....	118
VII.3	APLICAÇÕES E LIMITAÇÕES DO MÉTODO HST3D.....	118
VII.4	EQUAÇÕES DO FLUXO E TRANSPORTE NO MODELO HST3D.....	120
VII.4.1	Equação do fluxo das águas subterrâneas.....	120
VII.4.2	Equação do transporte de calor.....	121
VII.5	CASO ESTUDADO.....	122
VII.6	ARQUIVOS DE SAÍDA.....	125
VII.7	RESULTADOS OBTIDOS.....	125
VIII	OTIMIZAÇÃO.....	131
VIII.1	IDENTIFICAÇÃO DOS PARÂMETROS.....	131
VIII.2	MATRIZ INFLUENTE.....	134
VIII.3	DEMANDA.....	136
IX	MODELO DE GESTÃO.....	139
IX.1	LEGISLAÇÃO EM VIGOR.....	139
IX.2	POTENCIALIDADES.....	141
IX.3	HISTÓRICO DOS ASPECTOS TÉCNICOS E LEGAIS DA GESTÃO DO AQUÍFERO SUPERIOR.....	143
IX.4	CONFLITOS DE USO.....	144
IX.5	MONITORAMENTO.....	144
IX.6	MEDIDAS PREVENTIVAS.....	148
X	CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES.....	150
XI	AGRADECIMENTOS.....	153
XII	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	155
XIII	ANEXOS.....	162
XIII.1	TEMPERATURA DAS ÁGUAS DE POÇOS CADASTRADOS PELA CPRM (1980).....	162
XIII.2	DADOS DOS POÇOS DE ABASTECIMENTO EM CALDAS NOVAS/RIO QUENTE, DNPM (1977).....	163
XIII.3	GRÁFICOS, MÉTODO DA CAPACIDADE ESPECÍFICA FRACTAL (CEF) MANOE FILHO, (1996).....	167
XIII.4	GRÁFICOS, MODELO BLOCO-FISSURA (BF) BOULTON & STRELTSOVA, (1977).....	172
XIII.5	PARÂMETROS HIDRÁULICOS AVALIADOS PELO MÉTODO CEF.....	173
XIII.6	PARÂMETROS HIDRÁULICOS AVALIADOS PELO MÉTODO BF.....	174
XIII.7	LOCALIZAÇÃO DAS SEÇÕES DE PERFIS LITOLÓGICOS DE POÇOS.....	175
XIII.7.1	Seção de perfis litológicos de poços (NE-SW).....	176
XIII.7.2	Seção de perfis litológicos de poços (NW-SE).....	177
XIII.7.3	Seção de perfis litológicos de poços (S-N1).....	178
XIII.7.4	Seção de perfis litológicos de poços (S-N2).....	179
XIII.7.5	Seção de perfis litológicos de poços (S-N3).....	180
XIII.7.6	Seção de perfis litológicos de poços (W-E1).....	181
XIII.7.7	Seção de perfis litológicos de poços (W-E2).....	182
XIII.7.8	Seção de perfis litológicos de poços (W-E3).....	183

LISTA DE TABELAS

Tabela	Designações	Página
II.1	Localização e informações sobre as estações pluviométricas mais próximas da área.	29
II.2	Temperatura máxima (°C), Normais Climatológicas (1961-1990).....	30
II.3	Temperatura mínima (°C), Normais Climatológicas (1961-1990).....	30
II.4	Temperatura média (°C), Normais Climatológicas (1961-1990).....	30
II.5	Temperatura máxima absoluta (°C), Normais Climatológicas (1961-1990).....	30
II.6	Temperatura mínima absoluta (C), Normais Climatológicas (1961-1990).	31
II.7	Temperatura máxima (°C) estação Serra de Caldas, DNPM/FURNAS (1997).....	31
II.8	Temperatura mínima (°C) estação Serra de Caldas, DNPM/FURNAS (1997).....	31
II.9	Insolação total (horas e décimos) , Normais Climatológicas (1961-1990)	31
II.10	Taxa de umidade relativa do ar, Normais Climatológicas (1961-1990)	32
II.11	Velocidade e direção do vento, Normais Climatológicas 1961 –1990)	32
II.12	Máximas mensais e n.º de dias com chuvas	32
II.13	Precipitações altura máxima, 24 horas (mm), Normais Climatológicas (1961 - 1990).....	33
II.14	Precipitações, mensais médias em (mm), dados homogeneizados, período julho/1976 a junho/1999, DNAEE/INMET.(1999).....	33
II.15	Estatísticas descritiva das taxas de precipitações médias na área.....	35
II.16	Probabilidades e tempos de retorno das taxas mensais de precipitações	35
II.17	Precipitação média, série temporal de DNPM/FURNAS 1997 a 1999.....	36
II.18	Evaporação média mensal - Normais Climatológicas (1961-1990).....	36
II.19	Evaporação total - estação Serra de Caldas, DNPM/FURNAS (1997).....	36
II.20	Evapotranspiração potencial (ETP) - método de Hargreaves.....	37
II.21	Evapotranspiração potencial média mensal estimada pelo método de Thornthwaite para a área de estudo.....	38
II.22	Evapotranspiração – ETP pelo método Blaney & Criddle.....	38

II.23	Evapotranspiração potencial média método Thornthwaite & Hargreaves.	39
II.24	Exemplo de cálculo do balanço hídrico de Thornthwaite & Mather (1955).	40
II.25	Cotas do nível d'água nos piezômetros da Serra de Caldas, entre janeiro 95 e outubro 98 Convênio DNPM/FURNAS, (1999a).....	42
II.26	Magnitude e direção geral dos gradientes hidráulicos nos piezômetros monitorados na Serra de Caldas.....	42
II.27	Cotas topográficas aproximadas dos piezômetros da Serra de Caldas....	42
II.28	Estatística descritiva do escoamento mensal na região de estudo.....	45
II.29	Tempo de retorno e probabilidade de recarga na Serra de Caldas.....	46
II.30	Escoamentos em (mm/mês) baseado nas séries temporais de (1976/1999).....	46
VI.1	Classificação das amostras águas coletadas, conforme Código de Águas Minerais –Decreto Lei 7.841 de 08/08/45.....	96
VI.2	Estatística dos parâmetros medidos em 128 amostras coletadas pelo DNPM em 1997.....	98
VI.3	Distribuição de frequência do parâmetro pH.....	98
VI.4	Distribuição de frequência do parâmetro condutividade elétrica.....	99
VI.5	Distribuição de frequência do parâmetro temperatura.....	100
VI.6	Distribuição de frequência do parâmetro oxigênio dissolvido.....	101
VI.7	Distribuição de frequência do parâmetro sólidos totais dissolvidos.....	102
VI.8	Distribuição de frequência do parâmetro nível dinâmico.....	103
VI.9	Distribuição de frequência do parâmetro vazão (m^3/h).....	104
VI.10	Distribuição de frequência do parâmetro nível estático.....	105
VI.11	Estatística descritiva dos parâmetros físico-químicos de águas coletadas em 1978/79 no Aquífero Freático Superior. (Campos & Costa, 1980).....	105
VI.12	Índices de correlações entre os parâmetros do (anexo 12-1).....	106
VII.1	Diversificação dos dados de entrada, obtendo-se na simulação diferentes cenários.....	125
VII.2	Arquivos de saída e os resultados obtidos.....	126
VIII.1	Parâmetros hidráulicos das fraturas - modelo CEF (Manoel Filho, 1996).	134
VIII.2	Parâmetros hidráulicos das fraturas - modelo BF (Boulton & Streltsova 1977).....	134
VIII.3	Vazões máximas explotáveis de 89 poços de Caldas Novas para níveis dinâmicos na cota 610 metros.	137

LISTA DE FIGURAS

Figura	Designações	Página
I.1	Localização da área de estudo e principais vias de acesso.....	18
I.2	Localizações das fontes termais, área de recarga e Reservatório de Corumbá.....	20
II.1	Localização das estações pluviométricas e áreas de influência dos respectivos polígonos de Thiessen.....	34
II.2	Histograma e curva de distribuição de densidade de probabilidade de precipitações.....	35
II.3	Mapa hipsométrico esquemático mostrando a dorsal com cotas acima de 720 metros.....	41
II.4	Imagem de satélite da área. No topo da Serra de Caldas, localização dos piezômetros monitorados por DNPM/FURNAS (1999a).....	44
II.5	Histograma e curva de distribuição de densidade de probabilidade do escoamento mensal segundo o balanço hídrico de Thornthwaite.....	45
II.6	Curva de escoamento, para o período (1976/1999).....	47
III.1	Mapa geológico simplificado.....	52
III.2	Geomorfologia da área.....	57
III.3	Rede de drenagens na área e as divisões em domínios dos tipos de drenagens.....	60
IV.1	Correlação entre gradiente térmico e litologia. Poço profundo 20 RS, do Rio Pardo – R.G.S. Vitorello et al. (1978).....	66
IV.2	Perfil de temperatura versus profundidade do poço profundo em Cachoeira do Itapemerim - E.S, Vitorello et al. (1978 op cit).....	67
IV.3	Efeitos dos movimentos de águas subterrâneas sobre a temperatura da rocha, causando perturbações nas características do gradiente geotermal, Vitorello, (1978).....	68
IV.4	Perfil termal do poço SP1, repetido em 13, 58 e 81 horas, após cessar a perfuração, segundo Vitorello, (1978).....	69

IV.5	Convecção livre em aquífero confinado Donaldson (1962).....	71
IV.6	Conceitos de condutor hidráulico real e fictício ou ideal.....	74
IV.7	Curva de campo ajustada a curva padrão de Boulton & Steltsova (1977).....	82
V.1	Localização dos poços perfilados.....	84
V.2	Conjunto de perfis de 57 poços termais, envolvendo os três aquíferos..	85
V.3	Perfis com inversão térmica próxima a superfície.....	86
V.4	Perfis de maior linearidade e menores perturbações.....	86
V.5	Perfil temperatura versus profundidade do sistema hidrotermal de Caldas Novas.....	87
V.6	Comportamento do conjunto de gradientes termais com a profundidade.....	88
V.7	Comportamento do perfil de gradiente médio.....	89
V.8	Isotemperaturas das anomalias sub-superficiais na cota altimétrica 620 m, baseadas em informações de 57 poços.....	89
V.9	Isotemperaturas das anomalias sub-superficiais na cota altimétrica 430m, construídas com as informações de 57 poços.....	90
VI.1	Localização dos poços de coletas de águas, nas quais foram realizadas análises dos parâmetros físico – químicos.	97
VI.2	Histograma do parâmetro pH.....	99
VI.3	Histograma do parâmetro condutividade elétrica com ajuste log-normal.	100
VI.4	Histograma do parâmetro temperatura, com ajuste do tipo Extrema.....	101
VI.5	Histograma do parâmetro oxigênio dissolvido com ajuste Gamma.....	102
VI.6	Histograma sólidos totais dissolvidos, com ajuste do tipo log-normal.....	103
VI.7	Histograma do nível dinâmico, com ajuste do tipo extrema.....	104
VI.8	Regressão Linear entre Temperatura e Condutividade Elétrica.....	106
VI.9	Regressão Linear entre Sólidos Totais e HCO_3	107
VI.10	Dispersão (STD x T), amostras de água dos três aquíferos: Freático - Superior, Termal Intermediário e Termal Inferior.....	107
VI.11	Dispersão (STD x pH), amostras dos três aquíferos: Freático Superior, Termal Intermediário e Termal Inferior.....	108
VI.12	Isoteores de sólidos totais dissolvidos.....	109
VI.13	Isotemperaturas (°C) das águas do Aquífero Freático.....	109
VI.14	Localização dos poços termais na fase de lavra e de pesquisa: operantes e inoperantes. Além dos poços hipotermiais do aquífero Freático Superior.....	113

VII.1	Geometria da malha, litologia e localização dos poços modelados.....	123
VII.2	Curvas da superfície potenciométrica do nível dinâmico para simulação para um período de 05 anos. O rebaixamento é mais intenso na localidade da Pousada do Rio Quente.....	127
VII.3	Curvas da superfície potenciométrica e rebaixamentos obtidos na simulação, para um período de 50 anos.....	128
VII.4	Modelado com temperatura de 40°C, numa seção transversal (xz). A cor vermelha representa as temperaturas máximas e azul claro as temperaturas mínimas.	129
VII.5	Modelado com temperatura de 23°C, numa seção transversal (xz). A cor vermelha representa as temperaturas máximas e azul claro as temperaturas mínimas.....	130
VIII.1	Comportamento das curvas padrão de Boulton & Streltsova, (1977), em relação à curva de Theis (1935).....	132
VIII.2	Comportamento das curvas de campo do sistema fraturado de Caldas Novas com tendência ao equilíbrio por drenança ascendente de águas termais profundas, pela base do Aquífero Termal Intermediário.....	133
VIII.3	Níveis potenciométricos na Serra de Caldas medidos em piezômetros monitorados no período entre 1995 e 1998, DNPM/FURNAS (1999a)...	135
VIII.4	Localização dos poços existentes em operação na cidade de Caldas Novas, na zona crítica, os níveis dinâmicos dos poços indicados em vermelho, tendem a ficar abaixo da cota 610 metros.....	138
IX.1	Medidas de níveis estáticos do Aquífero Termal Intermediário (período jun/79 a jun/99), Termal Inferior (período mai/93 a jun/99) e Freático Superior (jan/99 a mar/2000).....	146
IX.2	Séries temporais completas de variação do nível potenciométrico nos piezômetros da Serra de Caldas (Extraída de Furnas, 1999a op.cit.)...	147
IX.3	Tendências das variações das vazões e dos níveis estáticos do Aquífero Termal Intermediário, no período de jun/1996 a abril/1998.....	147
IX.4	Tendências das variações das vazões e dos níveis estáticos do Aquífero Termal Intermediário, no período de jun/1998 a abril/2000.....	148

I INTRODUÇÃO

A exploração do aquífero termal de Caldas Novas/Rio Quente, Goiás, tem sido motivo de constante preocupação por parte da comunidade local, autoridades de todas as esferas e técnicos atuantes na região. Trata-se de um sistema hidrotermal de baixa entalpia, o qual é estudado na presente dissertação, numa área de 1080 km², que abrange: a zona de recarga, as surgências e as captações naturais e artificiais. A maioria dos trabalhos realizados sobre o sistema aquífero de Caldas Novas/Rio Quente, se estendeu além dos limites desta área. Contudo, apesar da grande quantidade de trabalhos realizados na região, as dimensões espaciais do sistema hidrotermal de Caldas Novas não estão totalmente definidas, tanto na vertical como na horizontal. A dificuldade é que este sistema aquífero é do tipo "fissural", relacionado a rochas supracrustais submetidas a intenso metamorfismo e tectonismo, dificultando o conhecimento das fronteiras e limites do seu domínio.

As estâncias hidrotermais de Caldas Novas/Lagoa de Pirapitinga/Pousada do Rio Quente, até a década de 60, eram aproveitadas através das surgências naturais.

No início da década de 70, teve lugar a perfuração dos primeiros poços tubulares profundos, os quais apresentaram-se jorrantes, com vazões e temperaturas elevadas.

No início da década de 80, havia 72 poços cadastrados. Tal número evoluiu para 210 poços cadastrados no início da década de 90, com rebaixamento da superfície potenciométrica superior a 40 metros. As surgências no Córrego Caldas e o jorro dos poços já haviam desaparecido completamente.

A partir de junho de 1996, o DNPM - Departamento Nacional de Produção Mineral em Goiás, que é o órgão ligado do Ministério de Minas e Energia, responsável pela gestão das águas minerais e potáveis de mesa, através do 6º Distrito em Goiás, interditou parte dos poços ilegais e passou a controlar as vazões acumuladas através de hidrômetros instalados nos poços. Isso obrigou os usuários a economizar água, proporcionando uma recuperação da superfície potenciométrica de aproximadamente 30 metros em 02 anos.

No final da década de 90, o cadastramento atingiu o número de quatrocentos poços, contudo, apenas cerca de 141 são termais regularizados ou com expectativas de regularização. Entre os demais, parte são poços construídos para abastecimento público de condomínios, residências e etc. o restante são poços abandonados, cimentados e aterrados.

Os recursos hídricos termais de Caldas Novas/Rio Quente, correspondem a uma ocorrência que destacou na localidade, representando relevantes divisas econômicas para a região e para o país. A temperatura confere a esses recursos hídricos características especiais para seu uso em balneoterapia e em recreação, tornando o turismo na região uma atividade de grande importância econômica o que proporciona melhoria da qualidade de vida da população.

Para impedir a super exploração, o 6º Distrito do DNPM em Goiás, considerando que estas águas termais são de uso nobre e que seu aproveitamento depende de autorização de pesquisa, passou a impor restrições ao uso de água termal em atividades de abastecimento público: residência, escolas e indústrias, etc.

A ocupação urbana desordenada é geradora de fontes potenciais de contaminação como: resíduos sólidos, esgotos domésticos e efluentes industriais que representam sérios riscos de contaminação das zonas de descarga e recarga do aquífero.

Esta dissertação de mestrado foi realizada com base nas informações e dados históricos adquiridos a partir do monitoramento do Aquífero Termal de Caldas Novas/Rio Quente, relatórios finais de pesquisa do 6º Distrito do DNPM, bem como estudos geológicos e hidrogeológicos realizados na área, que possibilitaram a reunião de um grande acervo sobre as características e comportamento do referido sistema aquífero. O autor desta dissertação de mestrado atuou como técnico responsável pelo 6º Distrito do DNPM em Goiás, na fiscalização e monitoramento do sistema Aquífero Caldas Novas Rio Quente, no período de 1991 a 1997. Tendo visitado diversos afloramentos na área, acompanhado os resultados das perfurações de poços, participado de diversos seminários e discussões técnicas.

1.1 OBJETIVO

O objetivo dessa dissertação de mestrado é buscar técnicas de avaliação da potencialidade e propor modificações na política de manejo do sistema aquífero hidrotermal de Caldas Novas/Rio Quente. De fato, esse aquífero, cujo aproveitamento através de poços tubulares vem sendo praticado há cerca de 30 anos, tem passado por processo de super exploração. Evidências desse problema, são os desaparecimentos das fontes termais do córrego Caldas e os rebaixamentos observados da superfície potenciométrica que ultrapassaram de 50 m no referido período.

Com tal objetivo, procurou-se aplicar as técnicas disponíveis para avaliação das reservas exploráveis, de forma a atender a maior demanda possível de água termal para os empreendimentos, sem causar efeitos indesejáveis e não colocando em risco o sistema hidrotermal.

A economia da região gira em torno da agropecuária e turismo. A importância dos recursos hídricos termais para a região e para o país exige um gerenciamento técnico desse bem mineral, afim de evitar que esse aquífero venha entrar em colapso, devido aos excessos de bombeamento praticados por desconhecimento dos limites máximos de vazões e rebaixamentos toleráveis. Uma vez definidos os limites, é responsabilidade de todos colaborar na fiscalização, juntamente com o órgão gestor, DNPM.

1.2 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

A área objeto do presente estudo ocupa cerca de 1.080 km² e situa-se na porção sudeste do Estado de Goiás, entre os paralelos 17° 37' 13" e 17° 53' 28" de latitude sul e os meridianos 48° 30' e 48° 49' 39" de longitude oeste. Está situada na folha Caldas Novas (SE.22-X-D-V) na escala 1:100.000. Na área urbana de Caldas Novas, onde encontra-se a maior quantidades de poços, serão apresentados mapas e estudos de maior detalhe (escala 1:35.000). A localização e principais vias de acesso à área, encontra-se na figura I.1.

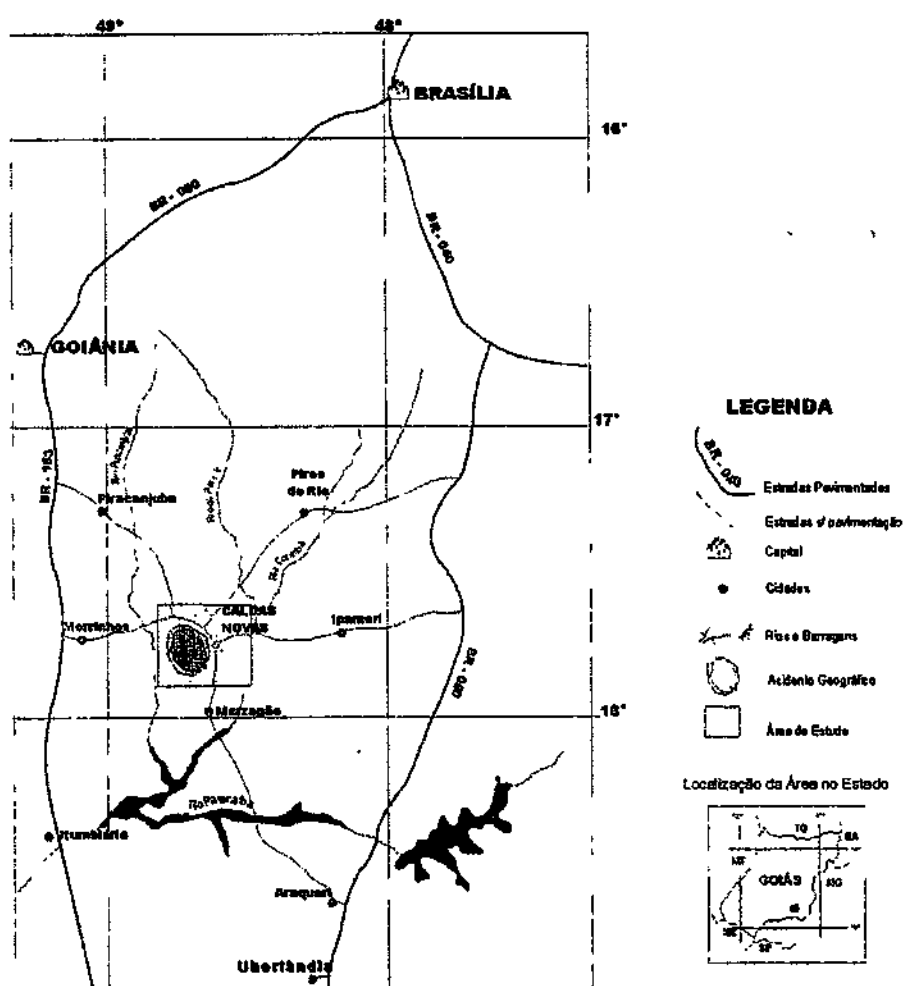


Figura I.1, localização da área de estudo e principais vias de acesso.

Os acessos à área podem ser feitos por estradas asfaltadas, que ligam a cidade de Caldas Novas às seguintes cidades: Araquari – MG, pela GO – 139; Morrinhos – GO, pela GO – 213; Goiânia, Piracanjuba – GO, pela BR-153; Brasília, Ipameri e Pires do Rio pelas BR – 040 e 050.

1.3 DEFINIÇÃO DO PROBLEMA

Já foram realizados vários projetos de estudos para definir as características e potencialidades do sistema aquífero Termal de Caldas Novas, mas devido à sua complexidade ainda não foi possível obter um conhecimento definitivo do mesmo.

Em 1992 foi realizado um seminário em Caldas Novas, para discutir o Sistema Hidrotermal e o Reservatório de Corumbá. Nesse seminário foi discutido os rebaixamentos expressivos observados no Aquífero Termal devido a exploração e a necessidade de efetuar novos trabalhos de pesquisa complementares, para definir de vez sobre a hipótese de interferências do Reservatório de Corumbá no Aquífero Termal e obter informações para efetuar o gerenciamento e monitoramento de Sistema Hidrotermal. Nessa oportunidade foi celebrado um convênio de cooperação técnica, entre Departamento Nacional de Produção Mineral – DNPM e Centrais Elétricas de FURNAS S.A. – FURNAS, com o objetivo de ampliar os conhecimentos e monitorar o Aquífero Freático e Termal na região de Caldas Novas e em especialmente Aquífero Freático na interface reservatório de UHE Corumbá e sistema hidrotermal.

O convênio passou a vigorar de fato imediatamente, embora tenha sido assinado somente em 15/11/95, recebendo o n.º 11.483/1995, com o aval da Fundação Estadual do Meio Ambiente em Goiás – FEMAGO.

As primeiras avaliações das potencialidades do sistema hidrotermal, foram realizadas no projeto Reservatório e Termalismo através do convênio DNPM/FURNAS (1996). Contudo, a gestão deste sistema implica necessariamente em informações mais detalhadas. Pois, à exploração é feita através de fontes naturais e poços. A medida que o aquífero é explotado aumentam os rebaixamentos da superfície potenciométrica, induzindo as interferências entre os poços e as surgências naturais, logo os conflitos de usos são inevitáveis.

A recarga do sistema hidrotermal está associado a Serra de Caldas, com cotas que variam de 900 a 1040 metros, decaindo para as bordas. As coordenadas e altitudes das principais manifestações hidrotermais são; Rio Quente E=739Km, N=8033Km e Z=640m; Caldas Novas E=751km, N=8037km e Z=660m; Lagoa de Pirapitinga E=757km, N=8043km e Z=620m. Na figura 1.2 encontra-se a localização das manifestações hidrotermais, área de

recarga, bem como, do reservatório da usina de Corumbá - Centrais Elétricas de FURNAS S.A.

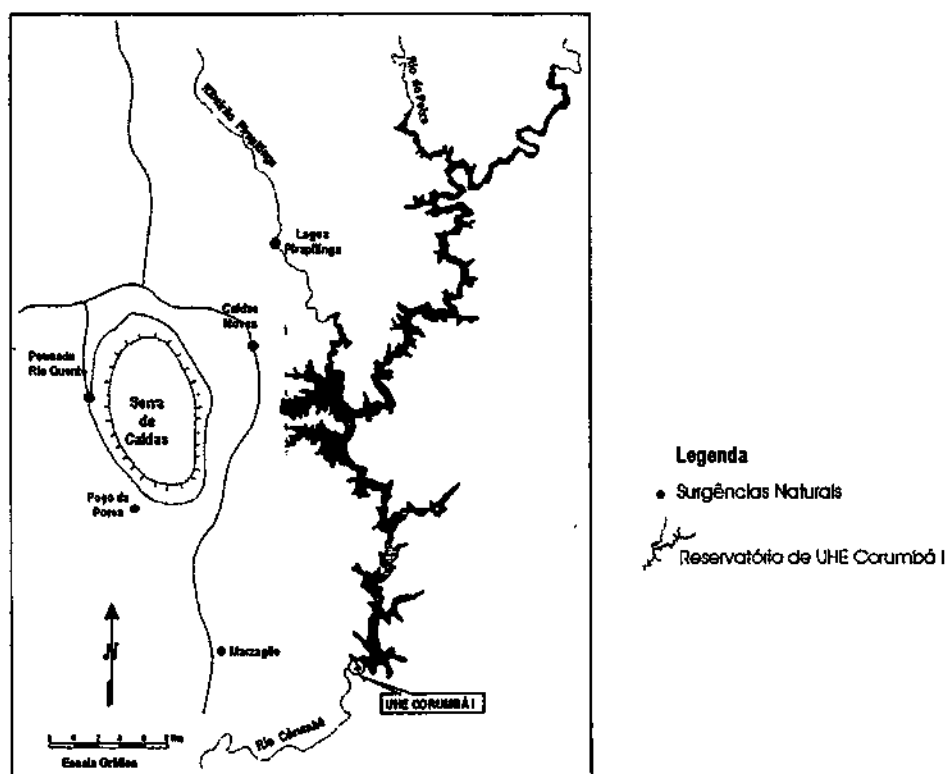


Figura 1.2, Localizações das fontes termais, área de recarga e Reservatório de Corumbá.

O Sistema é constituído de três aquíferos associados aos seguintes tipos litológicos: manto alterado superficial; xistos e quartzitos do Grupo Araxá numa posição intermediária e quartzitos inferiores correlacionados aos quartzitos da Serra de Caldas, também do Grupo Araxá. Nesse conjunto de rochas cristalinas existem fraturas e falhas que ligam desde a superfície até às grandes profundidades, permitindo a instalação de um sistema hidrotermal. Portanto a capacidade de armazenar e transmitir a água está ligada a estruturas secundárias e não a primária da rocha, cujos parâmetros hidrodinâmicos são, caracterizados por notável variabilidade de um ponto para outro, dentro da mesma unidade litológica. O espesso manto de alteração dificulta o mapeamento das fraturas em superfície.

Os parâmetros hidrodinâmicos, têm sido avaliados através do método de Theis, apropriado para aquífero poroso. A adoção deste método foi baseada nas seguintes premissas: os litotipos são bastante fraturados, nas direções NW-SE, N-S, NE-SW e E-W, formando prismas subverticais, com lados centimétricos a métricos, além de juntas sub horizontais de alívio de carga, segmentando estes prismas subverticais, em porções decimétricas a métricas. A superfície potenciométrica, tem mostrado em suas variações

descendente e ascendente, comportamento uniforme e os testes de bombeamento, tem revelado grandes interferências entre poços, significando que as fraturas são interconectadas. Mas, a anisotropia é evidente: pois as direções de fraturas N-S, N-NW, apresentam-se mais produtivas que aquelas de direção E-W, segundo informações de empresas perfuradoras de poços.

Os testes de bombeamento para cálculo dos parâmetros hidrodinâmicos, têm sido efetuados de forma imprópria, devido à impossibilidade de paralisar todos os poços durante a realização dos mesmos. Os ensaios tem sido realizados com o seguinte cenário: bombas de poços circunvizinhos ora sendo ligadas ou desligadas; muitos dos testes são realizados sem poços de observação e as vazões apresentam grandes variações ao longo do tempo.

Os poços perfurados, até pouco tempo na região, não seguiam, em sua maioria, nenhuma norma técnica de construção. Eram verdadeiros buracos. Isto tem provocado, constantemente, problemas de desmoronamento dos mesmos, exigindo rotineiramente a substituição por outros. A intensa quantidade de poços e as pequenas distâncias de um para outro, induzem pontos de interferências entre os mesmos.

O 6º Distrito do DNPM em Goiás, em meio a indefinições e incertezas, tem procurado organizar e legalizar a exploração do aquífero, para aplicar um modelo de gestão sustentável.

O monitoramento iniciou em 1979, com medidas não sistemáticas da superfície potenciométrica e das vazões das surgências naturais do sistema aquífero. Após estas primeiras medições somente em 1986, estas medidas voltaram a ser realizadas de forma sistemática. A partir de 1996, foram instalados hidrômetros nos poços, passando a ser efetuado monitoramento das vazões bombeadas. Os resultados apresentados são animadores, proporcionando uma recuperação da superfície potenciométrica. Contudo, devido ao aumento da quantidade de poços em operação, a partir de abril de 1998, a superfície potenciométrica voltou a apresentar uma tendência preocupante de rebaixamento.

Diante da inexistência de definição sobre o potencial do sistema aquífero e taxa máxima de vazões para cada poço, o Diretor Geral do DNPM baixou a portaria n.º 127 de 07/03/1996, publicada no Diário Oficial da União de 11/03/1996, suspendendo a outorga de novos Alvarás de Pesquisas destinados ao aproveitamento de água mineral e/ou termal do Aquífero de Caldas Novas e Rio Quente para uso em balneoterapia, num polígono de 107,308 ha. A validade desta Portaria foi de (02) dois anos, tendo sido renovada por duas vezes.

A definição segura dos recursos exploráveis e a otimização das vazões, poderão dar ao DNPM e à comunidade de Caldas Novas, direta e indiretamente envolvida, perspectivas de definir sobre as questões de: bloqueio da área de proteção e garantias de reservas para o futuro. Os conflitos entre os usuários de abastecimento doméstico que usam águas do

aquífero superficial e usuários do aquífero termal profundo, também serão assunto desta dissertação de mestrado.

1.4 HISTÓRICO

Bartolomeu Bueno da Silva, (filho do Anhanguera), em 1722, quando andava à procura de ouro e pedras preciosas, descobriu as nascentes de Caldas Velhas, onde hoje está instalada a Pousada do Rio Quente. Posteriormente, Martinho Coelho de Siqueira, também à procura de ouro e pedras preciosas e ao meio de caçadas, descobriu as fontes termais de Caldas de Pirapitinga, atualmente denominada de Lagoa Quente de Pirapitinga.

Desde então a região tem sido objeto de alusões devido às qualidades terapêuticas destes mananciais hidrotermais, desde laudos à crônicas e até relatórios técnicos de pesquisas científicas.

Vários pesquisadores visitaram a região no século XIX, destacando-se Vicente Moretti Figgia (1838), Manoel de Melo Franco (1838), Maurice Faivre (1842) e especialmente, Auguste de Saint-Hilaire (1842). Esse último fez medidas de temperatura da água e descreveu, as fontes de Caldas Velhas (nascentes do Ribeirão do Rio Quente) e Caldas Novas (fontes do Córrego Caldas Novas).

No início do século XX, cientistas como Azevedo Pimentel, Orozimbo Corrêa Neto, João Fulgêncio e outros, fizeram cadastramento de fontes, medidas de vazões e de temperaturas das águas de Caldas Novas e Caldas de Pirapitinga.

Os principais projetos de levantamentos geológicos básicos e levantamentos hidrogeológicos na região foram realizados a partir de 1970.

Ao longo das margens e leito do Córrego Caldas, chegaram a ser cadastrados 23 locais de surgências naturais, contudo, as medidas de temperaturas e vazões obtidas anteriormente aos seus desaparecimentos, não encontram-se descritas nos relatórios mais recentes.

No Projeto Estudo Hidrogeológico da Região de Caldas Novas de Campos e Costa (1980), foram efetuadas as seguintes observações: a Lagoa de Pirapitinga revela vazão de 50 m³/h e temperatura de 40.5 °C, e na margem direita do Ribeirão Pirapitinga, duas pequenas nascentes, com cerca de 4 m³/h, destacavam-se devido a temperaturas de 49.2 e 50.2 °C; a Pousada do Rio Quente com vazão natural total de 6.228 m³/h e com temperatura de 37.8°C na nascente denominada "Poço do Governador" e mais duas ocorrências menos expressivas, como: Poço da Porca e Ribeirão do Bagre.

Em 15/11/95, foi assinado o convênio de cooperação técnica de n.º 11.483, entre DNPM/FURNAS, tendo os seguintes objetivos: Ampliar o conhecimento do hidrotermalismo da região de Caldas Novas, monitorar o comportamento do aquífero Freático e Termal na

região de Caldas Novas e especialmente aquífero Freático na interface reservatório de UHE Corumbá e sistema hidrotermal.

1.5 TRABALHOS ANTERIORES

Existem diversas referências, algumas mais antigas, como mencionado anteriormente, e outras mais recentes sobre as águas termais e as formações rochosas da região de Caldas Novas. Aqui, serão apresentados somente os trabalhos mais importantes, com informações ou dados úteis à presente dissertação. Na área da geofísica, os trabalhos realizados na região tiveram os seguintes objetivos: interpretação da geologia e descontinuidades geológicas, realização de perfilagens térmicas e determinação do gradiente geotérmico, para estudar as anomalias termais.

Os trabalhos considerados mais importantes, encontram-se relacionados a seguir:

Otávio Barbosa (1955) observou na região do alto Parnaíba (oeste de Minas Gerais) uma faixa de metasedimentos de direção NW-SE, passando para N-S mais ao norte, sistematizando, com referência a duas unidades estratigráficas: as séries (depois hierarquizadas como Grupos) Araxá e Canastra. Na base, a unidade Araxá, situada na porção oeste da faixa, é constituída de micaxistos com intercalações de quartzitos e anfibolitos. No topo, a unidade Canastra, ocorrendo na porção leste da faixa, inclui quartzitos e filitos.

Barbosa et al. (1970-a), Projeto Goiânia, realizando levantamento geológico sistemático, a nível de reconhecimento, na escala de 1: 250.000, colocou em evidência a região sul de Goiás e neste estudo identificou os Grupos Araxá e Canastra.

Barbosa et al. (1970-b), Projeto Chaminés, abordam a região de Alto Parnaíba, e individualizam, dentro do Grupo Canastra, a Formação Ibiá, nesta enfeixando metaconglomerado polimítico basal descontínuo e um conjunto de clorita - xistos calcíferos.

Marini et al. (1978) levanta controvérsias sobre as unidades Araxá e Canastra, verificando que, (num perfil de oeste para leste), após as faixas de rochas dos Grupos de Araxá e Canastra, seguem-se duas outras faixas: Grupo Paranoá e depois Bambuí. Sobre essas faixas concluindo que os contatos, delimitação das faixas e unidades, não estavam definidos, persistindo dúvidas como seria a seqüência estratigráfica original. A sucessão observada hoje é resultado de tectonismo e a reconstituição da sedimentação, bem como, a sua disposição espacial na bacia não poderia ser feita, sem conhecer as características seqüenciais e faciológicas. Segundo este quadro geral de indefinições em assuntos fundamentais, as proposições foram vagas e assim ainda permanecem.

Veneziani & Anjos (1976) avaliaram as variações do gradiente geotermal superficial na horizontal.

Haraly (1978) *apud* Barreto Filho & Costa (1981), verificou pela primeira vez a existência da denominada "Depressão de Caldas Novas".

Drake Jr. (1980) apresentou o "Mapa Geológico Regional de Caldas Novas", distinguindo os Grupos Araxá, Canastra e Bambuí. A estruturação geral por ele visualizada seria causada por cavalgamentos, complicados por falhamentos e dobramentos.

Campos & Costa (1980) apresentaram o "Projeto Estudo Hidrogeológico da Região de Caldas Novas", constando de: mapeamento geológico em escala 1 : 25.000, estudos de geofísica terrestre, perfuração de poços, levantamentos de pontos de surgências, ensaios de bombeamento, análises químicas, radioatividade temporária e datação e apresentação do modelo hidrogeológico conceitual. Adotaram a coluna estratigráfica de Scislewski (1980), onde os xistos e quartzitos são atribuídos ao Grupo Araxá, de idade Proterozóico médio e relacionado ao ciclo Uruaçuano. As seqüências metapsamítica basal e metapelítica de topo, foram atribuídas ao Grupo Bambuí, com idade Proterozóico superior, relacionada ao ciclo Brasileiro. Em estudos geofísicos realizaram-se caminhamentos elétricos, sondagens elétricas e potencial espontâneo com o objetivo de obter soluções para problemas geológicos, definições de contato, fraturas e falhamentos. De forma geral, os resultados não deram boas respostas. Para detectar possíveis intrusões alcalinas ou básicas/ultrabásicas, foram realizados levantamentos de 96 Km de magnetometria. Os resultados revelaram apenas a existência de anomalias isoladas, não relacionadas a corpos intrusivos.

Veloso (1981), *apud* Barreto Filho & Costa (1981), realizou estudos das atividades sísmicas em Caldas Novas e verificou que os dados históricos "indicam que a sismicidade na região de Caldas Novas é baixa tanto em números de abalos como em magnitude dos sismos".

Barreto Filho & Costa (1981) com base em levantamentos gravimétricos na escala 1 : 100 000 confirmaram a estruturação crustal com excesso de massas leves sob a região de Caldas Novas, conforme apontado por Haraly (1978 op. cit.). Interpretam como Depressão de Caldas Novas a porção crustal com raiz descendo a mais de 1 000 metros de profundidade. Estas informações confirmaram a existência da Depressão de Caldas Novas, permitindo descartar a relação entre origem do calor da anomalia termal e magmatismo.

Valente (1986) preferiu correlacionar as rochas submetamórficas da Serra de Caldas ao Grupo Canastra e não ao Grupo Paranoá conforme Campos & Costa (1980) ou com o Grupo Bambuí conforme Drake Jr. (1980).

Sondotécnica (1986) executou o projeto, Estudos das Anomalias Termas na Região de Caldas Novas, para FURNAS, com o objetivo de estudar as reais possibilidades de interferência do Reservatório de Corumbá I, no Aquífero Termal de Caldas Novas, tendo apresentado: uma revisão e avaliação das informações geológicas, estimativas do balanço

hídrico, hidroquímica, análise de isótopos estáveis, modelo hidrológico do aquífero. Reconheceu este estudo que estava havendo um desequilíbrio na exploração do sistema, pois a descarga era maior que a recarga.

O Instituto de Pesquisas Tecnológicas de São Paulo - IPT (1993) realizou para o convênio DNPM/FURNAS, o trabalho Geologia e Geomorfologia da Região de Caldas Novas, para subsidiar o Projeto Reservatório e Termalismo. Neste trabalho analisou as informações existentes na área estudada em relação ao contexto geológico regional, as estruturas menores e maiores e propôs o modelo lito-estrutural para a área. Neste modelo foi definido a Sintaxe de Caldas Novas e reconhecido que os metasiltitos e quartzitos da Serra de Caldas representam uma intercalação de porte, nos micaxistos. A eletrorresistividade foi usada para verificar a real expressão em superfície e subsuperfície das zonas de grandes lineamentos NW-SE, cizalhamentos discordantes e concordantes. Concluíram que "essas anomalias são baixos de resistividade ao longo de faixas largas de muitas dezenas a mais de uma centena de metros, que devem relacionar-se com zonas alteradas e impregnadas de água".

DNPM/FURNAS (1996), realizou o projeto Reservatório e Termalismo, teve como objetivo estudar e verificar a hipótese de que o reservatório não interferirá negativamente no aquífero Termal de Caldas Novas e subsidiar o monitoramento do Aquífero Termal de Caldas Novas - GO.

DNPM/FURNAS (1999a), elaborou um relatório de monitoramento do enchimento do reservatório Corumbá e do Aquífero Termal de Caldas Novas. Neste, entre outras, foi realizada a interpretação dos resultados das medidas de descargas dos poços e variações da superfície potenciométrica, concluindo-se que as variações nas descargas em Caldas Novas, mostram fortes correlações com as variações descendentes dos níveis dos piezômetros da Serra de Caldas e das descargas na Pousada.

Haesbaert, et al. (2000a), baseando-se estudos geológicos e hidroquímicos de amostras de água de nascentes e poços termais da região atribuíram ao conjunto de rochas mapeadas como segmento sul da faixa Uruaçu, Grupo Araxá, como rochas da parte interna da Faixa de Dobramentos Brasília. Consideram, ainda, que as rochas metassedimentares da Serra de Caldas encontram-se sobpostas tectonicamente ao Grupo Araxá, representando o Grupo Paranoá da Faixa Brasília. Neste trabalho considerou ainda que o sistema hidrotermal pode ser representado por três aquíferos: Freático, Araxá e Paranoá.

1.6 METODOLOGIA

O levantamento de dados iniciou-se, na segunda quinzena de setembro de 1999, e envolveram a reunião dos seguintes relatórios: Relatórios Hidrométricos, contendo dados de

monitoramento do aquífero termal, com medidas de vazões, temperaturas, evaporação e pluviometria, realizados para subsidiar o Projeto Reservatório e Termalismo do convênio DNPM/FURNAS, que receberam as seguintes numerações: DGB.T.0221.97, DGB.T.0212.97, DGB.T.0238.97, DGB.T.0229.97, DGB.T.0247.98, DGB.T.0256.98, DGB.T.0264.98, DGB.T.0273.98, DGB.T.0283.99, DGB.T.0292.99, DGB.T.0300.99; (Projeto Reservatório e Termalismo) Relatório Final, Síntese Preliminar Incompleta DEC.T.065.95; (Projeto Reservatório e Termalismo) Relatório Final, Síntese dos Estudos Realizados, DEC.T.022.96; (Projeto Reservatório e Termalismo) Relatório de Monitoramento - Região de Caldas Novas e Área de Influência do Reservatório, DEC.T.021.98, vol. I, IIa, IIb e IIc; Relatórios Finais de Pesquisas, apresentados ao 6º Distrito do DNPM – GO; projeto UHE Corumbá I, Estudo das Anomalias Termais da Região de Caldas Novas Goiás; Projeto Estudo Hidrogeológico da Região de Caldas Novas; Levantamento de análises físico-químicas de amostras de águas dos poços penetrantes no aquífero freático, na região de Caldas Novas, efetuadas pelo 6º Distrito do DNPM – GO; dados históricos de elementos do clima na Estação Climatológica de Ipameri, INMET (1961-1990), dados de pluviometria nas estações de; Marzagão, Morrinhos e Pires do Rio, DENAE (1973-1999).

Os dados de testes de bombeamento, análises químicas, perfilagens térmicas, dados de estações climatológicas, cota de topo e base dos tipos litológicos e zonas brechadas, além das coordenadas, cotas altimétricas dos poços e dados de monitoramento em geral, foram digitados Excel 97 e Grapher 2.0.

Os textos e tabelas foram digitados no programa Microsoft Word – 1997. Os gráficos foram interpretados com auxílio dos programas Excel 97 e Grapher 2.0. Os histogramas e descrições estatísticas foram realizadas com o programa Estatística 5.0. As figuras foram desenhadas nos programas Corel Draw 8.0 e Surfer 6.1.

A maioria dos testes não apresentava em suas fichas técnicas medidas de vazões ao longo do bombeamento. No total de 87 testes foram aproveitados 35 testes.

Os dados de perfis de sondagens, referentes as espessuras de solo, espessuras do pacote de xistos, quartzitos, rochas carbonáticas e profundidades das zonas brechadas foram digitadas em planilhas eletrônicas do programa Excel 97 e construídos perfis no Corel Draw 8.0.

Os resultados de análises químicas completas dos poços termais, foram digitados em planilhas eletrônicas, contudo devido a densidade de dados e grande quantidades de informações decidiu-se não incluí-los nesta dissertação.

Os dados obtidos nos poços considerados de água fria, foram também digitados em planilhas eletrônicas, a saber: pH, condutividade elétrica, sólidos totais dissolvidos, oxigênio dissolvido, nível estático e dinâmico, coordenadas, cota altimétricas.

Os testes de bombeamento foram analisados pelo método da capacidade específica fractal de Manoel Filho (1996). Os parâmetros avaliados foram usados no modelo "HST3D" – Versão 2, de kipp, (1987) - Serviço Geológico dos Estados Unidos (USGS), para efetuar a modelagem numérica, simulando diferentes cenários do fluxo da água termal.

A otimização foi realizada para definir as vazões máximas dos poços, ainda que em caráter preliminar, sem violar as restrições a ser imposta na maximização das vazões, usando programação linear, método "Simplex" de Press et al. (1987). De posse dessas informações, foi proposto a forma de gerenciamento do aquífero termal de Caldas Novas/Rio Quente.

II ASPECTOS FISIOGRAFICOS

A área de estudo está inserida na região Centro Oeste do Brasil, onde o clima é do tipo tropical e sofre influências de deslocamentos de massas polares do sul em confronto com as massas quentes tropicais, propício a ocorrência de chuvas torrenciais. Esse clima é, caracterizado por precipitações médias anuais próximas de 1500 mm, classificado segundo Koeppen (1948), como do tipo Aw, com duas estações bem definidas; uma chuvosa e uma seca. A letra "A" caracteriza estação chuvosa e "w" refere-se a estação árida.

II.1 VEGETAÇÃO

A vegetação característica da área é o cerrado ou savana arbórea aberta com florestas de matas ciliares e galerias. Os cerrados representam uma vegetação primária, com árvores de troncos finos, tortuosos, com alturas entre 2 e 4 metros. As árvores encontram-se espaçadas, no meio de campos limpos cobertos por vegetação do tipo gramíneas.

Em condições de clima e relevo uniforme, os fatores que mais influenciam as espécies vegetais são: tipos litológicos, forma de relevo, espessura do solo, condutividade hidráulica e profundidade da zona saturada.

Nas formas de relevo tabular, com solos espessos, boa condutividade hidráulica e zona saturada pouco profunda, a vegetação se adensa e adquire maior porte, entre 3 e 8 metros.

As margens dos talvegues são marcadas por matas de galeria e ciliares, com árvores de mais de vinte metros, onde os solos são mais férteis, pois recebem nutrientes e matéria orgânica de toda a bacia e o lençol freático é pouco profundo.

Na Serra de Caldas, um dos locais de recarga do aquífero, predomina savana arbórea aberta em meio a estratos de gramíneas, com espécies arbóreas tortuosas, irregulares, com desenvolvimento de casca grossa tipo cortiça.

As atividades agropastoris e produção de carvão, têm sido responsáveis pelos processos de desmatamento intenso na área. Normalmente o solo é adubado e tem a sua acidez corrigida para o plantio, depois das as colheitas são plantados capins, como braquiária (*Brachiária Spp*), para pastagens de rebanho.

As queimadas indiscriminadas têm causado uma indesejável devastação na vegetação natural e o solo, que por natureza já é pobre, torna-se mais empobrecido ainda, transformando os cerrados em campos cada vez mais limpos, com vegetação do tipo gramíneas, que secam rapidamente na estiagem, expondo o solo a uma insolação maior e tornando-o cada vez mais seco.

As espécies arbóreas mais freqüentes na região são: pequi (Caryocar brasiliense); lixeira (Curatella americana); mangabeira (Hancornia speciosa); pau-santo (Kielmeyera coriáceas); ipê (Tabebuia caraíba); peroba do campo (Aspidosperma tomentosum); barbatimão (Stryphnodendron); pau-terra (Qualea grandiflora); pau-terra (Qualea parviflora); cajueiro (Anacardium occidentale); pau de colher (Salvertia convallariodora) e quineira branca (Strychnos pseudoquina).

As espécies Gramíneas mais comuns são: Capim barba-de-bode (Aristida pallens); capim frecha (Tristachya chrysotryx); capim membeca (Paspalum repens) e capim mimoso (Panicum capiláceo).

As matas ciliares e galerias são representadas por: angico (Piptadenia sp); canela (Nectandra sp); babaçu (Orbignyia martiana) e buritis (Mauritia vinifera).

II.2 ANÁLISE DOS ELEMENTOS DO CLIMA

Na área de estudo não existe um acervo de dados hidroclimáticos cobrindo pelo menos 30 anos, como seria desejável, para uma análise dos elementos do clima a contento. As estações de precipitações pluviométricas instaladas pelo convênio DNPM/FURNAS, somente começaram a operar em 1993. Ainda assim, somente foi possível dispor dos dados de precipitação pluviométrica, temperatura e evaporação referentes ao período de 1996 a 1999, que é um período curto demais e portanto muito pouco representativo, no que se refere aos elementos do clima.

As estações pluviométricas mais próximas da área de estudo situam-se em um raio próximo de 70 km da Serra de Caldas, fora dos limites do polígono estudado (tabela II.1).

Tabela II.1 – localização e informações sobre as estações pluviométricas mais próximas da área.

Estação	Estado	Código	Latitude	Longitude	UTM-E	UTM-N	Altitude	Entidade
Ipameri	Goiás	1748012	17°43'27"	48°10'10"	800213	8038072	750.0	INEMET
Marzagão	Goiás	1748004	17°58'58"	48°38'38"	749905	8010135	605.0	DNAEE
Morrinhos	Goiás	1748003	17°43'57"	49°06'06"	701294	8038393	753.0	DNAEE
Pires do Rio	Goiás	1748014	17°18'14"	48°16'16"	790090	8084771	750.0	DNAEE

Nessas estações os dados de precipitações pluviométricas coletados correspondem aos seguintes números de anos e períodos de observação: Ipameri 23 anos (1977/1999); Marzagão, 26 anos (1973/1999); Morinhos, 26 anos (1973/1999) e Pires do Rio 19 anos (1976/1995), respectivamente. As informações sobre cada estação encontram-se na tabela II.1.

O posto de Ipameri é na verdade uma estação meteorológica, cujos dados estão disponíveis nas Normais Climatológicas 1961 – 1990 do Ministério da Agricultura e Reforma Agrária – (DNM, 1992). Deste Posto, foram obtidos os dados de elementos necessários para o cálculo da evapotranspiração potencial. Os dados disponíveis são: temperatura, umidade relativa do ar, evaporação, velocidade dos ventos e insolação.

II.2.1 Temperatura

A temperatura varia, de uma região para outra, em função da latitude e da altitude. A elevação da temperatura decorre da ação dos raios solares, direta ou indiretamente sobre o ar, o solo e as coberturas vegetais.

Na estação de Ipameri, a temperatura média anual é de 21.9 °C. Os meses mais frios são: maio, junho e julho. Os dados sobre as medidas de temperaturas, como: máximas, mínimas, mensais médias, máximas absolutas e mínimas absolutas, são apresentadas nas tabelas II.2. a II.6.

Tabela II.2 - Temperatura máxima (°C) , Normais Climatológicas (1961-1990)

ESTAÇÃO	JAN	FEV	MAR	ABR	MAI	JUN	JUL	AGO	SET	OUT	NOV	DEZ	ANO
IPAMERI	29.1	29.1	29.5	29.2	27.8	26.9	26.9	29.2	30.2	30.6	29.6	28.6	28.9

Tabela II.3 - Temperatura mínima (°C) , Normais Climatológicas (1961-1990)

ESTAÇÃO	JAN.	FEV	MAR	ABR	MAI	JUN	JUL	AGO	SET	OUT	NOV	DEZ	ANO
IPAMERI	19.4	19.1	19.0	17.5	14.6	12.0	11.5	13.6	16.3	18.6	19.6	19.6	16.7

Tabela II.4 - Temperatura média (°C) , Normais Climatológicas (1961-1990)

ESTAÇÃO	JAN.	FEV	MAR	ABR	MAI	JUN	JUL	AGO	SET	OUT	NOV	DEZ	ANO
IPAMERI	23.3	23.2	23.4	22.5	20.2	18.6	18.2	20.7	22.4	23.8	23.6	23.2	21.9

Tabela II.5 - Temperatura máxima absoluta (°C) , Normais Climatológicas (1961-1990)

Estação	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	
IPAMERI	34.5 23 / 90	33.4 06 / 85	32.6 13 / 90	32.9 12 / 86	32.2 05 / 89	31.4 14 / 87	
Estação	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez	ANO
IPAMERI	32.0 28 / 89	35.4 26 / 80	36.4 28 / 88	36.4 28 / 80	36.1 18 / 85	34.1 06 / 86	36.4 28/10/80

Tabela II.6 - Temperatura mínima absoluta (C) , Normais Climatológicas (1961-1990)

Estação	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	
IPAMERI	14.8 04 / 80	11.2 01 / 78	12.6 27 / 79	08.2 09 / 81	05.2 28 / 89	0.1 01 / 79	
Estação	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez	ANO
IPAMERI	0.6 21 / 81	04.0 17 / 78	08.7 11 / 84	11.2 01 / 84	14.8 12 / 79	15.3 01 / 78	0.1 01/06/79

Os dados de temperatura da estação Serra de Caldas foram úteis para comparação, mas não para o cálculo da evapotranspiração. Os dados de temperaturas máximas e mínimas dos meses de janeiro a novembro de 1997, encontram-se nas tabelas II.7 e II.8.

Tabela II.7 - Temperatura máxima (°C) estação Serra de Caldas, DNPM/FURNAS, (1997).

ESTAÇÃO	JAN	FEV	MAR	ABR	MAI	JUN	JUL	AGO	SET	OUT	NOV	DEZ	ANO
Serra de Caldas	27,4	30,9	28,3	26,8	26,6	25,2	26,3	28,5	31,5	32	31		

Tabela II.8 - Temperatura mínima (°C) estação Serra de Caldas, DNPM/FURNAS (1997).

ESTAÇÃO	JAN.	FEV	MAR	ABR	MAI	JUN	JUL	AGO	SET	OUT	NOV	DEZ	ANO
Serra de Caldas	21,6	23,1	22,2	21	19,1	17,7	18,2	19,7	23,1	23	23,6		

II.2.2 Insolação

Segundo dados da estação de Ipameri, Normais climatológicas (1961 – 1990), o número médio de horas de sol por ano, é de (2457.8) horas. Os meses com maior número de horas de insolação, são os de junho, julho e agosto, com mensais médias de 236.7, 255.9 e 246.9 horas de sol, respectivamente. Os meses de dezembro, janeiro e fevereiro, apresentam menor insolação, com médias de 152.4, 173.3 e 158.7 horas de sol mensais, respectivamente.

Tabela II.2.9 - Insolação total (horas e décimos) , Normais Climatológicas (1961-1990)

Estação	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez	Ano
Ipameri	173.3	158.7	196.1	214.7	236.7	237.1	255.9	246.9	200.9	209.6	175.5	152.4	2457.8

II.2.3 Umidade relativa do ar

A umidade relativa (U) é a relação percentual que expressa a quantidade real de vapor no ar em termos relativos ao valor da saturação, para a mesma temperatura. Na tabela II.10, encontram-se os valores das mensais médias, medidas na estação de Ipameri.

Os meses de julho, agosto, setembro e outubro apresentam os índices mais baixos de umidade relativa do ar e são os meses mais frios e secos.

Tabela II.10 – Taxa de Umidade relativa do ar, Normais Climatológicas (1961 – 1990)

Estação	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez	Ano
Ipameri	80.0	78.0	78.0	76.0	74.0	72.0	66.0	58.0	63.0	68.0	75.0	81.0	72.0

II.2.4 Ventos

Os ventos exercem grande efeito na taxa de evaporação, especialmente nos climas semi-áridos. Modifica muito a temperatura, desloca massas de ar e provoca reações nas plantas. Eles movimentam as nuvens, possibilitando o transporte do vapor d'água dos oceanos para os continentes onde ocorrem as precipitações.

Os meses de menor velocidade são: março, abril, maio e junho. Os meses de agosto, setembro, outubro, novembro e dezembro, apresentam ligeira elevação da velocidade. Dados de velocidade e direção dos ventos, medidos na estação de Ipameri, são mostrados na tabela II.11.

Tabela II.11 – Velocidade (m/s) e direção do vento, Normais Climatológicas (1961 – 1990)

Estação	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez
Ipameri	1.31	1.28	1.19	1.16	1.12	1.07	1.28	1.51	1.39	1.46	1.41	1.27
Direção	SE-E	E-SE	SE-S	SE-S	SE-E	SE-E	SE-E	E-SE	E-NE	SE-E	SE-E	SE-NW

II.2.5 Pluviometria

Conforme dados de observações apresentados para as quatro estações da tabela II.12, as médias das alturas máximas de chuvas, estão em torno de 69,6 a 100,4 mm/mês. A média de dias com chuva varia de 107,8 a 131,7 dias, enquanto que a média dos totais anuais varia de 1425,6 a 1600,6 mm.

Tabela II.12 – máximas mensais e n.º de dias com chuva

Estação	Máximas mensais(mm)	N.º Dias c/ Chuva	Totais (mm)
Morrinhos	95.5	118.6	1531.9
Marzagão	70.0	107.8	1425.6
Pires do Rio	100.4	122.5	1600.6
Ipameri	69.6	131.7	1584.8

As chuvas muito intensas são indesejáveis, ocasionando intensos escoamentos pela superfície, com baixa infiltração relativa para recarregar os aquíferos e podendo provocar diversos danos, como enchentes, erosão, etc.

Na tabela apresentada a seguir, com informações apenas da estação de Ipameri, encontram-se as datas e as máximas intensidades de chuvas observadas em 24 horas.

Tabela II.13 - Precipitação altura máxima - 24 horas (mm), Normais Climatológicas (1961-1990).

Estação	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	
Ipameri	81.0 08/84	92.3 09/89	71.5 07/83	109.1 03/84	56.8 02/84	50.1 04/88	
Estação	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez	Ano
Ipameri	32.2 31/79	33.2 23/86	47.1 26/79	107.2 28/88	89.9 10/81	88.2 04/89	109.0 03/04/84

Ainda com relação à distribuição temporal no ano, verificou-se que as 04 estações, apresentam a seguinte distribuição de chuvas: cerca de 85.98 %, (ou 1279 mm/ano), das precipitações, ocorrem no semestre de outubro a março, enquanto que apenas 14.2%, (208,6 mm/ano), das precipitações ocorrem nos 06 meses de seca. Os meses de junho e julho são os mais secos, conforme a tabela II.14.

Tabela II.14 - Precipitações, mensais médias em (mm), dados homogeneizados, período julho/1976 a junho/1999, DNAEE/INMET.(1999)

Estação	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez	Ano
Pires do Rio	286,5	188,9	177,0	95,3	34,0	12,0	7,0	15,7	48,1	134,8	222,9	322,5	1545
Ipameri	285,5	205,2	182,6	82,0	37,7	9,5	7,8	16,1	48,7	115,9	196,2	288,2	1475
Marzagão	259,1	196,3	193,9	83,1	37,0	10,0	3,8	14,6	46,7	118,0	178,8	268,3	1410
Morrinhos	294,5	205,7	199,4	89,1	45,4	10,8	5,4	17,0	57,7	114,8	209,7	293,0	1521
Média	281,4	199,0	188,2	87,4	38,5	10,6	6	15,8	50,3	120,9	201,9	293	1488

Os dados pluviométricos obtidos nas estações de: Ipameri, Marzagão, Morrinhos e Pires do Rio, cobrem períodos de observações de 19 a 26 anos, ou seja, períodos diferentes de uma estação para outra. Além disso, os dados apresentam grande quantidade de meses sem observações. Para corrigir essas falhas e completar um período comum de 23 anos foi usada a equação de Matos & Villela, (1979, apud, Manoel Filho, 1994), para homogeneização dos dados.

$$P_x = \frac{1}{3} \left[\frac{N_x}{N_A} P_A + \frac{N_x}{N_B} P_B + \frac{N_x}{N_C} P_C \right] \quad (\text{II.1})$$

Onde P_x é a precipitação no posto x , a ser estimada; P_A , P_B , e P_C são as precipitações observadas em três postos vizinhos, mais próximos do posto x . Os pesos são representados pelas razões entre a precipitação normal no posto x , isto é, N_x , e as precipitações normais N_A , N_B , N_C (ou mensais médias dos períodos de dados disponíveis) dos postos vizinhos.

Após o preenchimento das falhas, foram obtidos 4 postos com 23 anos completos de observação, com registros mensais contínuos dos anos hidrológicos compreendidos no período de 1976 a 1999.

A distribuição espacial das chuvas foi avaliada pelo método de Thiessen. Dos 4 (quatro) postos considerados, apenas 3 (três) exercem influência sobre a área de estudo, a saber: Posto de Marzagão 85%, Posto de Morrinhos 10%, Posto de Ipameri 5% (figura II.1).

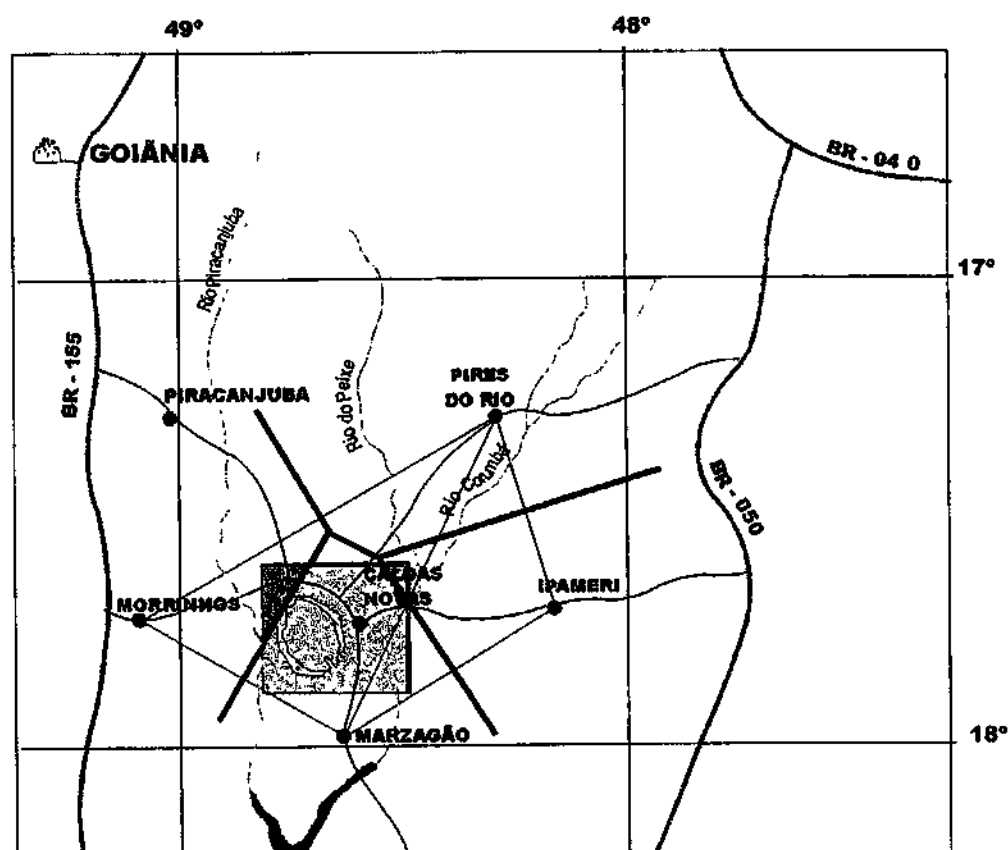


Figura II.1. Localização das estações pluviométricas e áreas de influência dos respectivos polígonos de Thiessen.

Após obter a influência de cada posto, o cálculo da precipitação média foi feito pela expressão a seguir:

$$P_m = 1/A \cdot \sum A_i P_i \quad (\text{II.2})$$

Onde A é a área total; A_i é a área de influência do Posto i e P_i é a precipitação média do posto i .

Com base nesta metodologia de cálculo, foram estimadas as lâminas médias mensais e os totais anuais médios para a superfície da área de estudo. A estatística descritiva das precipitações médias calculadas para área encontra-se na tabela II.15.

Tabela - II.15 Estatística descritiva das taxas de precipitações médias na área.

Nº de Amostras	Média	Mediana	Confiança da média		Min	Max	Variância	Desvio Padrão	Erro Padrão
			-95	+95					
276 meses	120,2	83,99	106,7	133,6	0	483,8	12873	113	6,8

As chuvas médias mensais calculadas para a área, parecem ajustar-se a uma distribuição do tipo exponencial, conforme figura II.2.

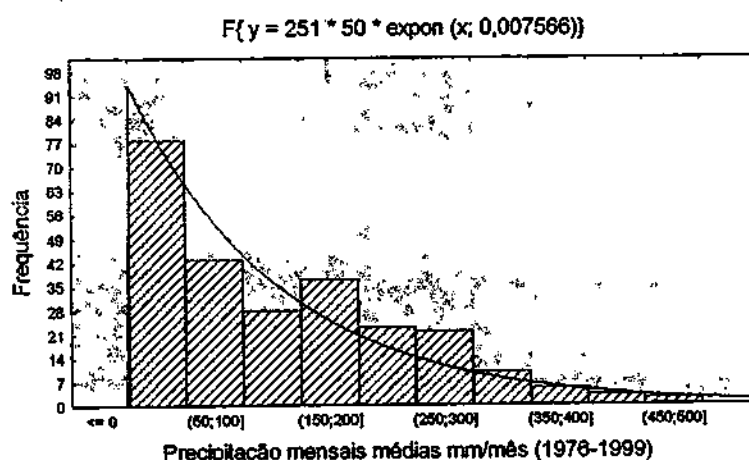


Figura II.2, Histograma e curva de distribuição de densidade de probabilidade de precipitações.

A probabilidade também pode ser expressa como um período ou tempo de retorno, usando a expressão seguinte:

$$P = 1 - 1/T \quad (\text{II.3})$$

Onde P é a probabilidade e T é o tempo de retorno.

As probabilidades e tempo de retorno calculadas para as taxas de precipitações médias da área encontram-se ilustradas na tabela a seguir:

Tabela II.16 – Probabilidades e tempos de retorno das taxas mensais de precipitações.

Período de Retorno	1,66	2	5	10	20	50	100
Prob $x \geq a$ (%)	40	50	80	90	95	98	99
Precipitação mm/mês	120,2	91,61	29,49	13,92	6,77	2,67	1,32

As 3 (três) estações monitoradas na área, pelo DNPM/FURNAS, foram: Serra de Caldas I (pluviógrafo), Saia Velha e Pousada. Estas estações iniciaram a operar desde

outubro de 1993, porém só dispõe-se de dados de 1997 a 1999. As médias obtidas nesse período são apresentadas na tabela II.17. Seus valores são próximos aos valores estimados para a área.

Tabela II.17 - Precipitação média (mm) – série temporal do DNPM/FURNAS 1997 a 1999.

Estação	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez	Ano
S. Caldas	211,8	165,2	206,1	27,1	68,77	23,47	0	6,1	58,87	85,67	165,1	201,9	1220
Saia Velha	247,1	216	271	61,03	68,27	17,93	0	3,23	39,77	98	183,9	221,2	1427
Pousada	260,5	172,8	249,8	48,97	63,3	21,7	0	5,3	51,43	97,7	167,8	226	1365

II.2.6 Evaporação

Os dados disponíveis de evaporação na área de estudo, segundo as Normais Climatológicas 1961-1990, são mostrados na tabela II.2.18. Os maiores valores ocorrem naturalmente no período de seca, abril a setembro, decrescendo a partir de outubro e chegando a valores mínimos de 92.3 mm, em dezembro.

Tabela II.18 - Evaporação média mensal (mm) - Normais Climatológicas (1961-1990)

Estação	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez	Ano
Ipameri	101.1	102.3	106.1	111.2	118.8	126.1	162.1	204.1	201.4	164.8	123.9	92.4	1614.3

Os valores registrados na estação Serra de Caldas no ano de 1997 (tabela II.19), são próximos das mensais médias registradas na estação de Ipameri, segundo as Normais Climatológicas (1961 – 1990).

Tabela II.19 - Evaporação Total (mm) - Estação Serra de Caldas, DNPM/FURNAS (1997)

Estação	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez	Ano
Serra de Caldas	68,9	116,7	87,1	85,4	112,4	94,3	138,8	172,2	167,4	216	135,6	92,4	1487

II.2.7 Evapotranspiração

Thornthwaite (1948) estabeleceu o conceito de evapotranspiração potencial (ETP) como a evaporação que se produz em um solo coberto de vegetação e com uma quantidade suficiente de água.

A evapotranspiração real (ETR) : é a quantidade de água transferida para a atmosfera por evaporação e transpiração, nas condições reais (existentes) de fatores

atmosféricos e umidade do solo. A evapotranspiração real é igual ou menor que a evapotranspiração potencial ($ETR \leq ETP$) (Gangopadhyaya et al. 1968).

A evapotranspiração no balanço hídrico, representa um dos principais processos de perda d'água de uma bacia. Informações confiáveis sobre a evapotranspiração real são escassas e de difícil obtenção, pois demandam um longo tempo de observação e um alto custo. Já a evapotranspiração potencial, pode ser obtida a partir de modelos baseados em leis físicas e relações empíricas de forma rápida e suficientemente precisa. Existem várias teorias, que relacionam a ETR e ETP em função da disponibilidade de água no solo. Contudo, não existe nenhuma teoria aceita universalmente.

Por ser um processo complexo e extremamente dinâmico, que envolve organismos vivos como o solo e a planta, é muito difícil estabelecer um valor exato de evapotranspiração real.

A relação climatológica de Hargreaves (sem data) (apud Cunha & Millo, 1984) para estimar a ETP, leva em conta a temperatura média e a umidade relativa, e é expressa pela equação:

$$ETP = MF \times (32 + 1.8 T) \times CH, \quad (II.4)$$

onde

ETP = evapotranspiração potencial em mm/mês;

MF = Fator de evapotranspiração potencial em mm/mês;

T = Temperatura média em °C ;

CH = $0.158 \times (100 - U)^{1/2}$ = coeficiente em função da umidade relativa do ar.

ETR = ETP $\times$ Kc

Tabela II.20 - Evapotranspiração potencial (ETP) - método de Hargreaves.

Mês	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez	Ano
T	23.3	23.2	23.4	22.5	20.2	18.6	18.2	20.7	22.4	23.8	23.6	23.2	21.9
U	80.0	78.0	78.0	76.0	74.0	72.0	66.0	58.0	63.0	68.0	75.0	81.0	
CH	0,707	0,741	0,741	0,774	0,806	0,836	0,921	1,024	0,961	0,894	0,79	0,689	
MF	2,79	2,36	2,31	1,87	1,6	1,39	1,5	1,78	2,09	2,51	2,65	2,83	
ETP	145,8	129,0	126,9	104,9	88,1	76,1	89,5	126,2	145,3	167,9	155,9	143,8	1499

A equação original do método de Thornthwaite, segundo Chang (1968), é baseada em dados de precipitação e escoamento de inúmeras bacias hidrográficas das regiões leste e central dos Estados Unidos, onde predomina o clima temperado com invernos úmidos e verões secos. O método correlaciona estas informações com a variável temperatura e faz a estimativa da evapotranspiração.

$$ETP = Fc 16 (10 T/I)^a \quad (II.5)$$

Onde:

ETP é a evapotranspiração potencial para meses de 30 dias de 12 horas (mm/mês);

T é a temperatura média do ar °C;

Fc é um fator de correção em função da latitude e mês do ano.

$$I = \sum_{i=1}^{12} \left(\frac{t_i}{5} \right)^{1.514} \quad (\text{II.6})$$

$$a = 67.5 * 10^{-8} I^3 - 7.71 * 10^{-6} I^2 + 0.01791 * I^1 + 0.492 \quad (\text{II.7})$$

A ETP calculada para a região, usando os dados de temperatura e latitude da estação meteorológica de Ipameri, é mostrada na tabela II.21.

Tabela II.21 – Evapotranspiração potencial média mensal estimada pelo método de Thornthwaite para a área de estudo.

Mês	T°C	I	a	Fc	ETP
Jan	23,3	10,27865	0,676009	1,14	144,2475
Fev	23,2	10,21194	0,674811	1	126,625
Mar	23,4	10,34552	0,677211	1,05	132,7644
Abr	22,5	9,749083	0,666499	0,97	123,4957
Mai	20,2	8,280593	0,64016	0,96	125,0097
Jun	18,6	7,308059	0,622739	0,91	120,9829
Jul	18,2	7,071434	0,618503	0,95	127,055
Ago	20,7	8,592875	0,645757	0,99	128,1998
Set	22,4	9,683557	0,665322	1	127,4204
Out	23,8	10,61444	0,682043	1,08	136,1826
Nov	23,6	10,47968	0,679621	1,09	137,6296
Dez	23,2	10,21194	0,674811	1,15	145,6188
ANO	219				1575,231

O método de Blaney & Criddle, foi descrito por Kijne (1978), desenvolvido para estimar uso consultivo em regiões semi-áridas, baseado na suposição de que a disponibilidade de água para a planta em crescimento não é um fator limitante.

$$ETP = (0.457 T + 8.13) p \quad (\text{II.8})$$

Onde:

ETP é a evapotranspiração potencial mm/mês;

T é a temperatura média mensal do ar em °C, e

p é a porcentagem diária de horas luz.

Tabela II.22 - Evapotranspiração potencial – ETP pelo método Blaney & Criddle.

Mês	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez	Ano
T °C	23.3	23.2	23.4	22.5	20.2	18.6	18.2	20.7	22.4	23.8	23.6	23.2	
(p)	0,3	0,29	0,28	0,26	0,25	0,25	0,25	0,26	0,27	0,28	0,29	0,3	
ETP	174,6	153,5	163,4	143,6	134,6	124,7	127,5	141,8	148,8	165	164,6	174,2	1816

Usando dados da estação de Ipameri – Normais Climatológicas (1961-1990), foi calculada a evapotranspiração pelos métodos de Hargreaves, Thornthwaite e Blaney & Criddle. Os resultados dos dois primeiros métodos são semelhantes, já o terceiro, conforme tabelas anteriores, apresentou diferença da ordem de 300mm num ano.

Considerando que a evaporação depende fundamentalmente da energia disponível proveniente da radiação solar, a diferença de resultados pode estar relacionada à precisão das porcentagens diárias de horas de luz ou radiação solar.

Independente do coeficiente de cultura, Doorembos & Pruitt (1990), não recomendam a equação de Blaney & Criddle para regiões equatoriais, em que a temperatura se mantém estável, oscilando somente as demais variáveis meteorológicas. O empirismo contido nos métodos baseados na temperatura do ar, recomendam seu uso, exclusivamente, quando esta variável for a única informação meteorológica disponível.

Os métodos desenvolvidos com base na variável meteorológica radiação solar, são mais confiáveis, mas por falta dos dados necessários, não foi usado nenhum destes métodos.

Para realizar o balanço hídrico no solo, adotou-se a média da evapotranspiração, usando os resultados dos dois métodos que apresentaram resultados semelhantes, conforme tabela II.23.

Tabela II.23 – Evapotranspiração potencial média método Thornthwaite & Hargreaves (mm)

Método	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez	Ano
Thornthwaite	144.2	126.6	132.8	123.5	125	121	127	128.2	127.4	136.2	137.6	145.6	1575
Hargreaves	145,8	129,0	126,9	104,9	88,1	76,1	89,5	126,2	145,3	167,9	155,9	143,8	1499
Média	145	127.8	129.8	114.2	106.5	98.5	108.2	127.2	136.3	152	146.7	144.7	1537

II.3 BALANÇO HÍDRICO

O balanço hídrico é um método usado para estimar o excesso de água capaz de transformar-se em escoamento, sendo que parte pode infiltrar-se e recarregar naturalmente os aquíferos e parte escoar diretamente pela rede de drenagem superficial. Alguns autores, como por exemplo Kinzelbach, (1986) estimam que a percolação profunda ou recarga de água subterrânea ocorre imediatamente após a umidade do solo atingir 70% da capacidade de campo. No modelo aqui adotado, admite-se que somente ocorre excesso de água quando o solo está com 100mm de água. Este excesso pode ser calculado através da expressão:

$$EA = R_u + P_u - ETP \text{ com } 0 \leq R_u \leq 100 \text{ mm} \quad (II.9)$$

Onde:

P_u = Precipitações Pluviométricas mensais médias – (mm/mês).

ETP = é a taxa de evapotranspiração Potencial em mm/mês

R_u = Reserva Útil no Solo – (mm/mês)

DA = Déficit de água (mm/mês)

EA = Excesso de Água – (mm/mês)

O balanço hídrico da tabela II.24, é apenas um exemplo do procedimento de cálculo do excesso de água em 12 meses. Neste exemplo, considerou-se uma reserva útil inicial no solo (mês de julho), igual a 0 mm. As precipitações e a evapotranspiração usadas foram mensais médias da estação de Ipameri, Normais Climatológicas (1961-1990) média calculada na tabela II.23.

Tabela II.24 – Exemplo de cálculo do balanço hídrico de Thornthwaite & Mather (1955).

Supondo uma reserva inicial do solo igual a 00 mm.													
Mês	Jul.	Ago	Set.	Out.	Nov.	Dez	Jan.	Fev.	Mar	Abr.	Mai	Jun.	Total
P	11.1	19.4	45.1	112.6	183.2	309.9	296.7	183.9	155.1	84.5	37.3	9.2	1448
ETP	108.2	127.2	136.3	152	146.7	144.7	145	127.8	129.8	114.2	106.5	98.5	1537
P-ETP	-97.1	-107.8	-91.2	-39.4	36.5	165.2	151.7	56.1	25.3	-29.7	-69.2	-89.3	-88.9
ETR	11.1	19.4	45.1	112.6	146.7	144.7	145	127.8	129.8	114.2	106.5	10.3	1113.2
R_u	0	0	0	0	36.5	100	100	100	100	70.3	1.1	0	507.9
EA	0	0	0	0	0	101.7	151.7	56.1	25.3	0	0	0	398.3
DA	100	100	100	100	63.5	0	0	0	0	29.7	98.9	100	692.1

O excesso de água na região, no período de Julho de 1976 a Junho de 1999, foi obtido usando a mesma metodologia que se acaba de descrever. Os cálculos porém foram feitos através de um programa preparado para esse fim, usando os dados da lamina d'água média precipitada na área e a evapotranspiração média calculada na tabela II.23.

II.4 ESCOAMENTO

II.4.1 Serra de Caldas

Como hipótese de trabalho para a recarga na Serra de Caldas, onde ocorre um solo areno-argiloso e um relevo plano, praticamente sem rede de drenagem superficial, pode-se admitir que todo o excesso de água é passível de infiltração. Essa hipótese pode ser provavelmente estendida para toda a grande dorsal morfológica, comandada pela tectônica regional de direção SE - NW, sobre a qual encontra-se o grande divisor de águas superficiais das bacias hidrográficas dos rios Corumbá e Piracanjuba. Esse grande interflúvio desenvolve-se em cotas superiores a 720 m e cobre uma superfície de 450 km²

na folha de Caldas Novas, (SE 22-X-D-V), na escala 1:100.000 da DSG, 1973, representada na (figura II.3) por um mapa hipsométrico esquemático a seguir.

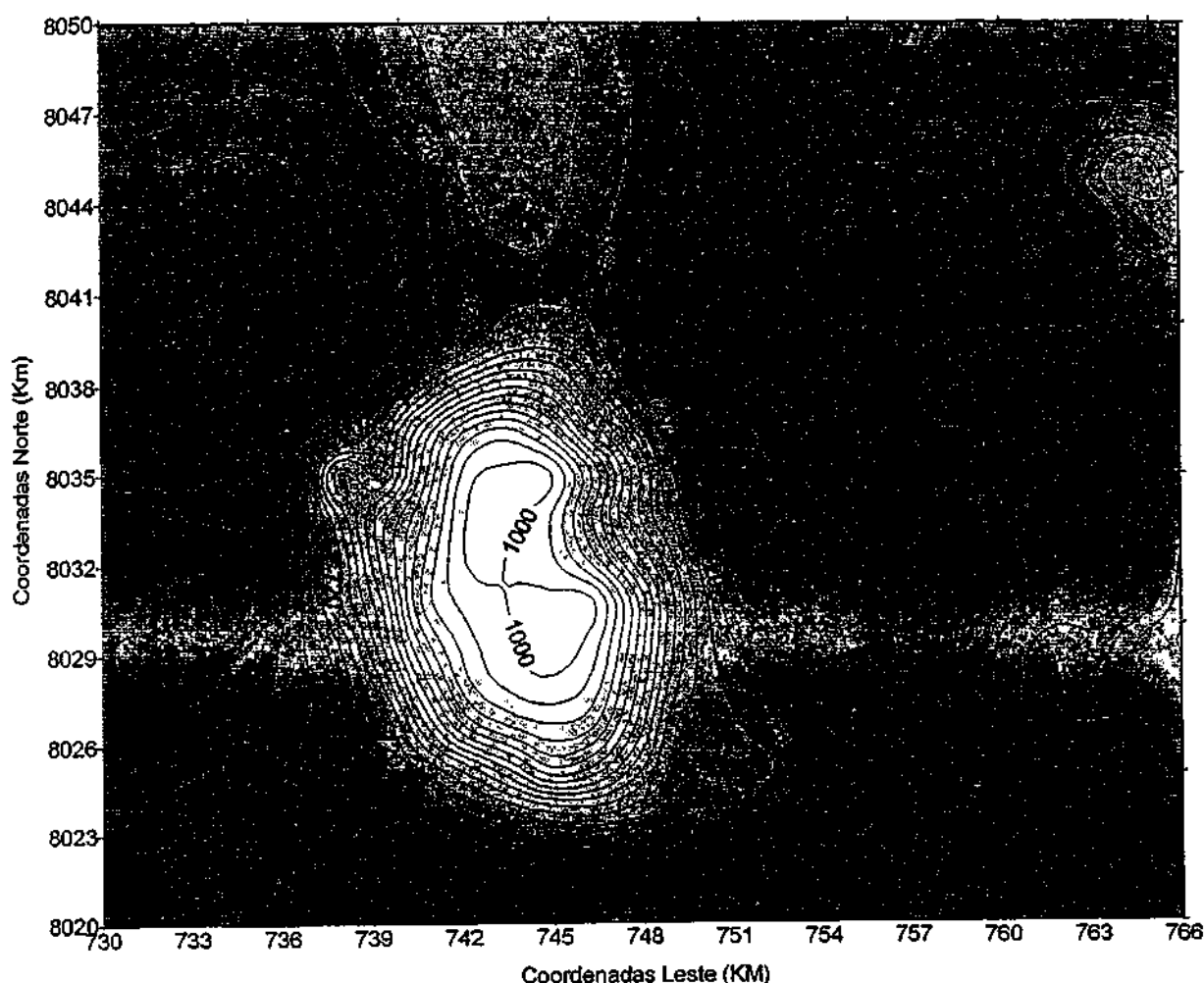


Figura II.3, Mapa hipsométrico esquemático mostrando a dorsal com cotas acima de 720 metros.

A sua parte mais setentrional corresponde à Serra da Malhada Grande, onde as estruturas sofrem uma mudança de direção para oeste, já fora dos limites da área de estudo. A essa mudança de direção estão associadas ondulações sustentadas por cristas de quartizitos de direção geral E-W, que cortam transversalmente a dorsal morfológica ou interflúvio, em discussão. Esse interflúvio parece estar totalmente subordinado aos grandes lineamentos estruturais NW –SE dominantes na área. A prova disso, é a sua coincidência com o eixo anticlinal do topo da Serra de Caldas, em cotas superiores a 1040 m.

No topo da Serra, aproximadamente ao longo da linha que une as cidades de Caldas Novas e Rio Quente, e à margem da estrada carroçável de direção aproximadamente E-W que une as escarpas Leste e Oeste da Serra, foram implantados 5 (cinco) piezômetros nos quais os níveis da água subterrânea no topo da Serra foram monitorados no período de outubro 1993 a outubro de 1998 conforme DNPM/FURNAS (1999a).

No sentido de oeste para leste, ou seja, no sentido de Rio Quente para Caldas Novas, os piezômetros recebem as numerações de SR1 a SR5. Mais ou menos no final de 1998, após um período de 5 (cinco) anos de monitoramento, segundo dados extraídos de DNPM/FURNAS (1999a op.cit) os registros de níveis d'água nos piezômetros revelaram os dados mostrados na tabela II.25.

Tabela II.25 – cotas do nível d'água nos piezômetros da Serra de Caldas, entre janeiro/95 e outubro/98, DNPM/FURNAS (1999a).

Piezômetro	Cota do nível d'água (m)				Variações (m)	
	Janeiro 95	Junho 96	Junho 97	Outubro 98	Jan95–Jun 97	Jun97–Out98
SR1	930	925	907	913	-23	+6
SR2	970	962	942	950	-28	+8
SR3	1008	993	990	1000	-18	+10
SR4	965	940	912	930	-53	+18
SR5	995	985	990	993	-5	+3

Uma das anomalias mais importantes, detectadas a partir dos dados coletados nesses piezômetros, e da qual mais adiante se falará, talvez seja aquela que se deduz da magnitude e direção geral dos gradientes hidráulicos, cujos valores aparecem na tabela II.26.

Tabela II.26 – Magnitude e direção geral dos gradientes hidráulicos nos piezômetros monitorados na Serra de Caldas

→ Sentido do fluxo subterrâneo	Gradientes hidráulicos (m/km) e direção geral				Gradiente médio
	Janeiro 95	Janeiro 96	Junho 97	Outubro 98	
SR3 → SR1	22W	17W	24W	25W	22W
SR3 → SR4	25E	30E	45E	40E	35E
SR5 → SR4	17W	30W	45W	36W	32W

Embora a posição dos piezômetros não esteja locado com a precisão que seria desejável, as suas cotas topográficas ao nível do terreno, foram deduzidas da carta 1:100.000 (DSG 1973 op. cit.), como indicadas na tabela II.27.

Tabela II.27 – Cotas topográficas aproximadas dos piezômetros da Serra de Caldas

Piezômetro	SR1	SR2	SR3	SR4	SR5
Cota do terreno (m)	960	980	1020	1040	980

Essas cotas permitem estimar que o divisor de águas superficiais ($\approx$ SE-NW) das bacias hidrográficas dos rios Corumbá a Leste, e Piracanjuba a Oeste, no topo da Serra de Caldas, passa pelo piezômetro SR4. A partir desse divisor, as águas superficiais escoam

para oeste (bacia do Piracanjuba) com declive de 15 m/km e para leste (bacia do Corumbá), com declive de 34 m/km.

Quanto ao *divisor das águas subterrâneas*, as cotas do nível d'água dos piezômetros (tabela II.25), revelam que o mesmo (provavelmente com a mesma direção geral SE-NW), deve passar pelo piezômetro SR3, ou seja, cerca de 1750 m a oeste do divisor de águas superficiais (onde se encontra o piezômetro SR4 e por onde passa o eixo da estrutura anticlinal da Serra de Caldas). O fluxo subterrâneo de SR3 para SR1 passando por SR2, (no domínio da bacia do Piracanjuba), faz-se através de sistemas de fendas francamente orientados para a direção geral oeste.

No domínio da bacia do Rio Corumbá, o fluxo subterrâneo no alto da Serra é marcado por uma anomalia caracterizada por gradientes hidráulicos convergentes para o piezômetro SR4, com magnitudes médias de 35 m/km-E, a partir do SR3 e de 32 m/km -W, a partir do SR5. Ao que tudo indica essa anomalia é produzida por uma marcante fratura, com direção S-N, visível na imagem de satélite (figura II.4) ao longo de quase 5 km de extensão, na porção centro meridional da Serra de Caldas, onde dá origem a um riacho fenda notavelmente retilíneo, afluente do Ribeirão do Bagre. Trata-se de uma grande fissura, cujo prolongamento para norte, sob a cobertura eluvial do topo da Serra, passa entre os piezômetros SR3 e SR4. Essa fissura possivelmente funciona como uma via preferencial de fluxo para os sistemas de fendas ($\equiv$ fraturas, juntas, etc.) a ela conectadas em profundidade, na metade oriental da Serra. Admite-se mesmo que a ela devem estar associados, no setor leste, entre outros, os riachos Ribeirão de Caldas e Córrego Saia Velha, ambos de direção NE, que exibem típico comportamento de riachos-fenda.

Por fim, uma outra evidência que não parece deixar dúvidas sobre a conexão dessa estrutura (que se desenvolve no topo da Serra), com os poços da cidade de Caldas Novas, (aliás já comprovada por DNPM/FURNAS 1999a op. cit.), decorre das respostas dos piezômetros da Serra (tabela II.25) aos bombeamentos praticados em Caldas Novas. Com a redução dos bombeamentos em junho de 1996, reverteu-se a tendência de decaimento, deixando bastante óbvia a relação de causa e efeito do problema.

No modelo de balanço hídrico, adotado para calcular a recarga, cada evento de infiltração do excesso de água através da zona não saturada, ocorre durante o intervalo de tempo de um mês. Na realidade o tempo necessário para a transferência dos excessos de água que atravessam a zona não saturada, em direção ao aquífero, depende dos parâmetros hidráulicos desta zona. Por outro lado, sabe-se que as taxas de infiltrações (entradas no sistema) estão associadas a descargas (saídas) que seguem uma lei de decaimento exponencial.



Figura II.4, Imagem de satélite da área. No topo da Serra de Caldas, os cinco piezômetros monitorados por Fumas (1999a). Os quais situam-se numa linha reta, paralela ao caminho que vai da torre de TV em direção à Pousada do Rio Quente.

Portanto, para simular esse processo de decaimento, admite-se que, em cada evento, apenas metade do excesso de água é passível de infiltração. A outra metade é incorporada ao excesso do evento seguinte, no qual, novamente, apenas metade infiltra-se e assim sucessivamente.

A distribuição de frequência do escoamento mensal obtido do excesso de água, calculado no balanço hídrico de Thornthwaite, para a Serra de Caldas, no período de 1976 a 1999, foi aproximada por uma distribuição exponencial, conforme a figura II.5.

A tabela II.28, por outro lado, ilustra a estatística descritiva do referido escoamento. Como se pode notar, a média mensal com 95% de confiança, oscila aproximadamente entre 25 mm/mês e 35 mm/mês, enquanto que a mediana não chega a 11 mm/mês.

Tabela II.28 – Estatística descritiva do escoamento mensal na região de estudo.

N.º de Valores	Média	Mediana	Confiança da média		Min	Máx	Variancia	Desvio Padrão	Erro Padrão
			-95%	+95%					
276 meses	30,5	10,8	25,6	35,3	0	194,7	1694,6	41,16	2,48

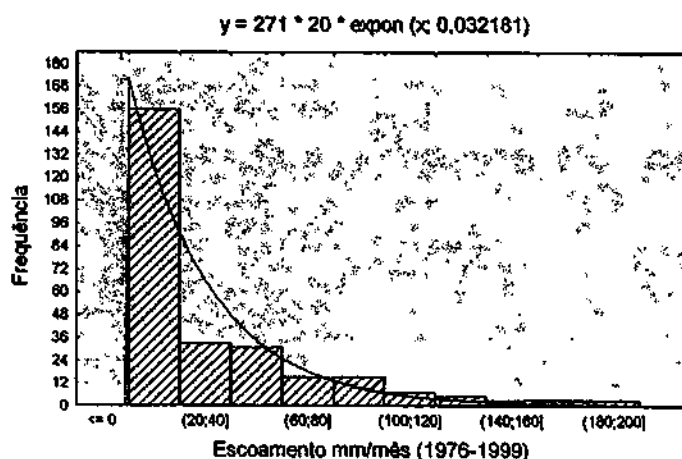


Fig. II.5 – Histograma e curva de distribuição de densidade de probabilidade do escoamento mensal segundo o balanço hídrico de Thornthwaite.

A depleção do reservatório, normalmente é simulada por um modelo de decaimento exponencial conforme a expressão: (Kinzelsbach, 1986).

$$Q_t = Q_0(-e^{-\alpha t}) \quad (\text{II.10})$$

Q_t é a vazão após um instante t ; Q_0 é a vazão inicial de recessão; α é o coeficiente de recessão.

Das considerações anteriores pode-se concluir que a recarga na Serra de Caldas possivelmente se faz através dos sistemas de juntas e fraturas secundárias de direção NE-

SW e E-W, conectadas a grandes fissuras mestras, de direção N-S e NW-SE, formadoras da estrutura anticlinal, sobre a qual encontra-se a dorsal morfológica SE-NW cujas cotas são superiores a 720 m, contudo, a recarga predominante ocorre na Serra de Caldas. As previsões de recarga para essa dorsal, que cobre área de 450 km², passível de ser drenada para os aquíferos profundos, encontram-se na tabela II.29, com as probabilidades de ocorrência e período de retorno,

Tabela II.29 – Tempo de retorno e probabilidade de recarga na Serra de Caldas (mm)/mês..

Período de Retorno	2	4	5	10	20	50	100
Prob $x \geq a$ (%)	50	75	80	90	95	98	99
Recarga mm/mês	21,54	8,94	6,93	3,27	1,59	0,63	0,31
Recarga l/s/Km ²	8,31	3,38	2,67	1,3	0,61	0,24	0,12
Recarga(m ³ /s) na cota 720m (450 km ²)	3,74	1,521	1,202	0,585	0,275	0,108	0,054

II.4.2 Zona rebaixada

Na zona rebaixada e com rede hidrográfica relativamente densa, em grande parte formada por córregos efluentes, é difícil admitir que todo o excesso de água se infiltra. Por isso, como uma segunda hipótese de trabalho, admite-se, neste caso, que parte do defluxo total escoar e parte infiltra-se. Este escoamento total ou defluxo total (Q), é igual à soma do escoamento superficial (Es) e do escoamento subterrâneo (Qb), conforme a seguinte expressão:

$$Q = Es + Qb$$

Com os dados do escoamento total das séries temporais (1976 a 1999), obtidos do balanço hídrico de Thornthwaite, foi construída a curva do escoamento total ou de defluxo total, usando o método de Barnes (*in* Custódio & Llamas, 1976), este método é ideal para área de estudo, por ter duas estações bem definidas. A figura II.6, ilustra a curva de defluxo total e a reta dividindo o escoamento subterrâneo e o superficial.

Tabela II.30, Escoamentos em (mm/mês) baseado nas séries temporais de (1976/1999)

Mês	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Total
Q	5,11	2,55	1,27	0,64	3,65	46,2	80,2	82,0	77,2	42,6	21,3	13,4	376
Es	0	0	0	0	3,65	46,2	80,2	82,0	77,2		0	0	289
Qb	5,10	2,55	1,27	0,64						42,6	21,3	13,4	87

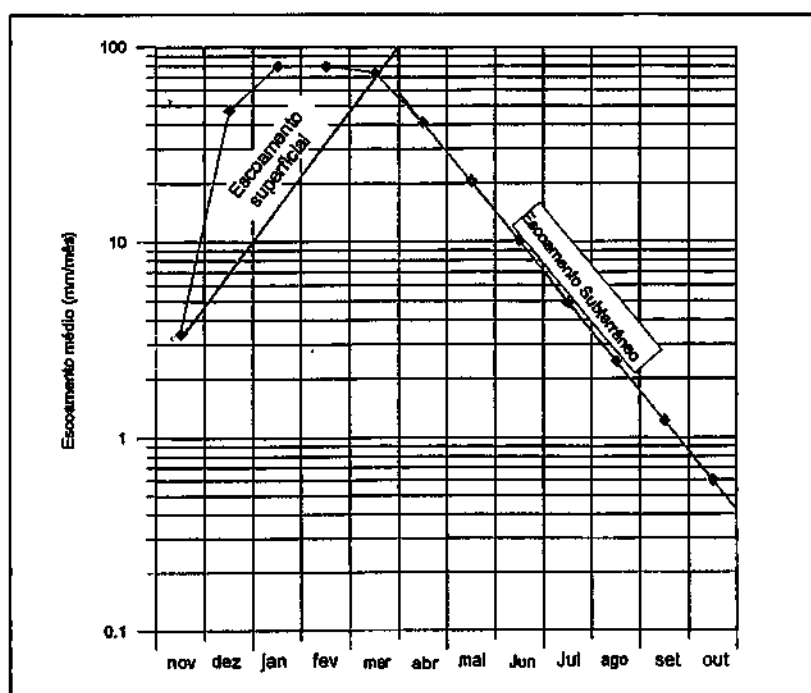


Figura II. 6 - Curva de escoamento, para o período (1976/1999)

Conforme pode ser observado na tabela II.30, o escoamento subterrâneo total para na zona rebaixada, para o período de (1976/1999), foi calculado em 87 mm no ano, o que significa uma recarga média de $2,76 \text{ l/s-km}^2$. O escoamento subterrâneo representa 23% do escoamento total. O escoamento subterrâneo calculado por Campos & Costa (1980 op. cit.), representa 73,1% e 67,5% do escoamento total, para os anos hidrológicos de (1976/1977 e 1977/1978), portanto muito superiores aos escoamentos superficiais.

III GEOLOGIA REGIONAL

A área estudada, situa-se na faixa de dobramentos Uruaçu, unidade geotectônica que estende-se do oeste de Minas Gerais para o centro sul de Goiás. Com base na litologia e geologia estrutural, a Inflexão dos Pirineus tem sido considerada como um divisor da faixa Uruaçu, em dois segmentos; o lado sul, Grupo Araxá e Formação Canastra e o lado norte os Grupos Serra da Mesa, Arai e Natividade. A faixa Brasília, situada a leste da faixa Uruaçu, está representada pelos Grupos Paranoá e Bambuí.

A faixa Uruaçu de idade Proterozóica Média e a faixa Brasília de idade Proterozóica Superior, englobam um conjunto de unidades estratigráficas metasedimentares, dobradas e metamorfizadas nos ciclos tectônicos: Uruaçuano (900 a 1.200 Ma) e o Brasileiro (450 a 700 Ma).

O segmento sul da faixa Uruaçu é balizado: a leste pela faixa de dobramentos Brasília, a sul e sudoeste pela cobertura vulcano-sedimentar correspondente à borda da bacia do Paraná e à oeste e noroeste pelo maciço de Goiás (complexo Basal). Neste segmento, na região de Caldas Novas, as litologias predominantes são micaxistos, nos quais intercalam-se lentes de quartzitos, mármore, rochas cálcio – silicáticas, formações ferríferas bandadas, metavulcânicas ácidas, anfibolitos e metaultrabásitos. A leste predominam, os quartzitos e quartzos xistos, com intercalações de filitos associados a xistos cloritosos.

A Serra de Caldas é constituída de uma unidade de quartzitos e metarenitos no topo e nos flancos bordejando a serra, com espessura aproximada de 50 metros, ocorre uma unidade de metasiltitos. Essas rochas, em relação às rochas xistosas do Grupo Araxá, têm grau de metamorfismo mais baixo e são menos deformadas. Ocorrem na forma de uma janela estratigráfica, aflorando no topo da serra e as abas mergulhando sob rochas xistosas do Grupo Araxá, aparentemente, mais antigas.

Haesbaert, et al. (2000a), baseando-se em estudos geológicos e hidroquímicos de amostras de água de nascentes e poços termais da região, consideram que as rochas até agora atribuídas ao Grupo Araxá, do segmento sul da faixa Uruaçu, são rochas da parte interna da Faixa de Dobramentos Brasília. Consideram, ainda, que o conjunto de rochas metasedimentares da Serra de Caldas, sotoposto tectonicamente ao Grupo Araxá, representa o Grupo Paranoá da Faixa Brasília.

A complexidade deste quadro, tem levado os geólogos a correlacionar a seqüência de rochas da Serra de Caldas a diferentes grupos e formações, como: Grupo Canastra; Grupo Bambuí; Grupo Araxá e até com a Formação Ibiá, agora mais recentemente com o Grupo Paranoá.

Observando a distribuição dos litotipos na região, com exceção das rochas da Serra de Caldas, pode-se verificar que as rochas metapelíticas (xistos) predominam a oeste, enquanto termos metapsamíticos (quartzitos) predominam a leste.

Essa distribuição, foi interpretada pelo IPT (1993) da seguinte forma: *"não se sabe se isso implica numa antiga bacia, que acolheu uma seqüência vulcano-sedimentar (Araxá+Canastra), em ambiente marinho, de águas mais profundas a oeste e mais rasas a leste, ou se corresponde a duas seqüências distintas (Araxá e Canastra) ou a mais de duas seqüências distintas (Araxá + Canastra + Paranoá + Bambuí).*

De todo modo, a bacia ou bacias em que as rochas originais se acumularam sofreram forte inversão tectônica e tendo as condições de subsidência passado para as de compressão, que acabaram por gerar um cinturão orogênico, agora profundamente erodido e do qual se tem exposta as raízes.

As características gerais desse cinturão orogênico, descritas por Hasui et al., (1992a), foram:

- a) *a deformação produziu segmentação das rochas e deslocamentos das porções, de modo a se arranjam com direção NE-SW no oeste mineiro, passando a N-S no sul de Goiás, e mergulhos baixos (localmente até altos) voltados para o lado oeste. Essa deformação foi de caráter plástico e ocorreu em temperaturas elevadas. Sob condições de arrefecimento, diversos tipos de estruturas formaram-se sucessivamente, superpondo-se às anteriores;*
- b) *simultaneamente à deformação, as condições termais permitiram a recristalização metamórfica das rochas, primeiramente em fácies anfíbolito a oeste, passando para xisto-verde a leste. Com o arrefecimento, ocorreram alguns reajustes minerais, desenvolvendo-se espécies condizentes com temperaturas inferiores, que marcaram o retrometamorfismo;*
- c) *podem-se reconhecer porções de terreno com características litológicas próprias, o que tem levado à separação de unidades estratigráficas distintas e a correlações controversas, como a da serra de Caldas Contudo, a estruturação geral e o metamorfismo das rochas introduziram complicações de monta, e as disputas estratigráficas não têm solução à luz dos dados atuais. No presente, parece razoável tratar todo o conjunto como Grupo Araxá-Canastra ou simplesmente Araxá, sem utilizar nuances de deformação e de metamorfismo, que afetaram todo o conjunto, como critérios para separações estratigráficas".*

Sobre o ponto de vista, que *"a estruturação geral e o metamorfismo das rochas introduziram complicações de monta, e as disputas estratigráficas não têm solução à luz dos dados atuais"* concordamos inteiramente, pois a região já foi palco de um grande volume de investigações e verifica-se que, o topo da Serra de Caldas e superfícies aplainadas imediatamente após as escarpas da serra, encontra-se quase totalmente cobertos por solo espesso e os afloramentos restringem-se às escarpas da serra e pontos isolados nas circunvizinhanças da serra.

Depois das transformações e estruturações gerais, segundo Hasui & Haralyi, (1991, apud, IPT 1993, op. cit.) *"outros episódios tectônicos ocorreram, permitindo o desenvolvimento das seguintes estruturas:*

- a) da bacia do Paraná, entre o Siluriano (talvez Ordoviciano) e o Triássico. Ela tem limites atuais de tipo erosivo, que chegam até próximo à região da área de estudo.*
- b) do soerguimento do Alto Parnaíba, desenvolvido entre o Jurássico e o fim do Cretáceo, como manifestação de um processo mais amplo, a Reativação Sul – Atlantiana (ou Wealdeniana), ligada à separação da América do Sul e África. O soerguimento tem como manifestações geológicas mais próximas da área investigada, as intrusões alcalinas de Catalão; lateralmente, ele possibilitou o desenvolvimento das bacias Alto – Sanfranciscana e Bauru. É possível que as descontinuidades de extensões quilométricas, de direção em torno de NW-SE assinaladas próximo à área de interesse tenham-se formado nesse episódio.*

Por fim , a região a partir do Terciário Médio, tem estado sob a ação da Neotectônica, cujas manifestações vêm sendo gradativamente deslindadas (Hasui 1990). As mais óbvias delas são os sismos naturais, que têm sido registrados mais ao sul e a oeste da região (Mioto, 1990)".

De fato, a complexidade geológica, a estruturação geral e o metamorfismo das rochas introduziram na região um arranjo geológico/estrutural caprichoso que dificilmente haverá soluções convincentes para elucidar estas divergências e colocar fim nas disputas estratigráficas.

III.1 GEOLOGIA DA ÁREA

III.1.1 LITOLOGIA

A área de estudo já foi palco de vários projetos de mapeamento geológico, em escala regional e de detalhe. O mapeamento do projeto Estudo Hidrogeológico da Região de Caldas Novas de Campos & Costa (1980), realizado na escala de 1: 25.000, possui informações de maior detalhe sobre as rochas aflorantes. Contudo, o mapeamento do Projeto Geologia e

Geomorfologia da Região de Caldas Novas-GO do IPT (1993), é um estudo mais direcionado na avaliação da neotectônica presente na área, que controla as infiltrações e circulações das águas hidrotermais. Portanto, nessa dissertação de mestrado adotamos o modelo do IPT (1993). As rochas aflorantes na área foram reunidas em diversos conjuntos litológicos, como consta a seguir:

Os micaxistos (P_{mx}), ocupam a maior parte da área e são constituídos de moscovita xistos principalmente, sericita xistos e clorita xistos, com intercalações de quartzo – micaxistos, quartzo – biotita xistos, granada – biotita xistos, quartzo xistos e quartzitos.

Na metade sul e na borda leste, o conjunto biotita xistos (P_{bx}), destaca-se em relação aos demais micaxistos. Os corpos separados, de forma geral, incluem quartzo – biotita xistos e granada – biotita xistos, e são localmente carbonáticos.

Na porção sul, pequenas lentes de mármore (P_{m}), mapeadas apenas na escala de maior detalhe, têm sido explotadas para fins de produção de pó corretivo de solo e brita para construção civil. Na porção norte da cidade, as perfurações de poços tem revelado a existência de pacotes de dolomitos com até 400 metros de espessura.

Na borda leste – nordeste da área, o conjunto quartzo xisto com lentes de quartzitos (P_{qxqt}), representa um conjunto de grande expressão, já fora da área. Forma cristas alongadas de direção N-S, que virgam para a direção NWW-ESSE. Esse conjunto, constituído de quartzo xistos, biotita – quartzo xistos, moscovitas - quartzo xistos, sericita e/ou clorita – quartzo xistos e quartzitos, aparece em porções menores, na porção central, a noroeste, a sudoeste e circunvizinhanças da Serra de Caldas.

Na Serra de Caldas, um outro conjunto de rochas de grande expressão, porém com poucos afloramentos, representado por quartzitos (P_{qtms}), é constituído de quartzitos finos, metarenitos finos e metassiltitos com intercalações de metargilitos. Nos flancos desta serra, estes quartzitos mergulham sob os xistos do Grupo Araxá, de metamorfismo de mais alto grau. Nas descrições das perfilagens litológicas de poços no centro de cidade Caldas Novas, existentes em Relatórios Finais de Pesquisa apresentados ao 6º Distrito do DNPM – GO, os quartzitos portadores de águas hidrotermais e parâmetros hidráulicos com características próprias, tem sido correlacionados a esses quartzitos da referida serra.

A pequena distância entre a Serra de Caldas e a cidade de Caldas Novas é favorável à hipótese de correlação entre tais quartzitos. Porém, nenhum estudo de laboratório foi realizado para determinar se são correlacionáveis ou não. A geologia de superfície está representada no mapa geológico da área, figura III.1, conforme consta a seguir :

MAPA GEOLÓGICO

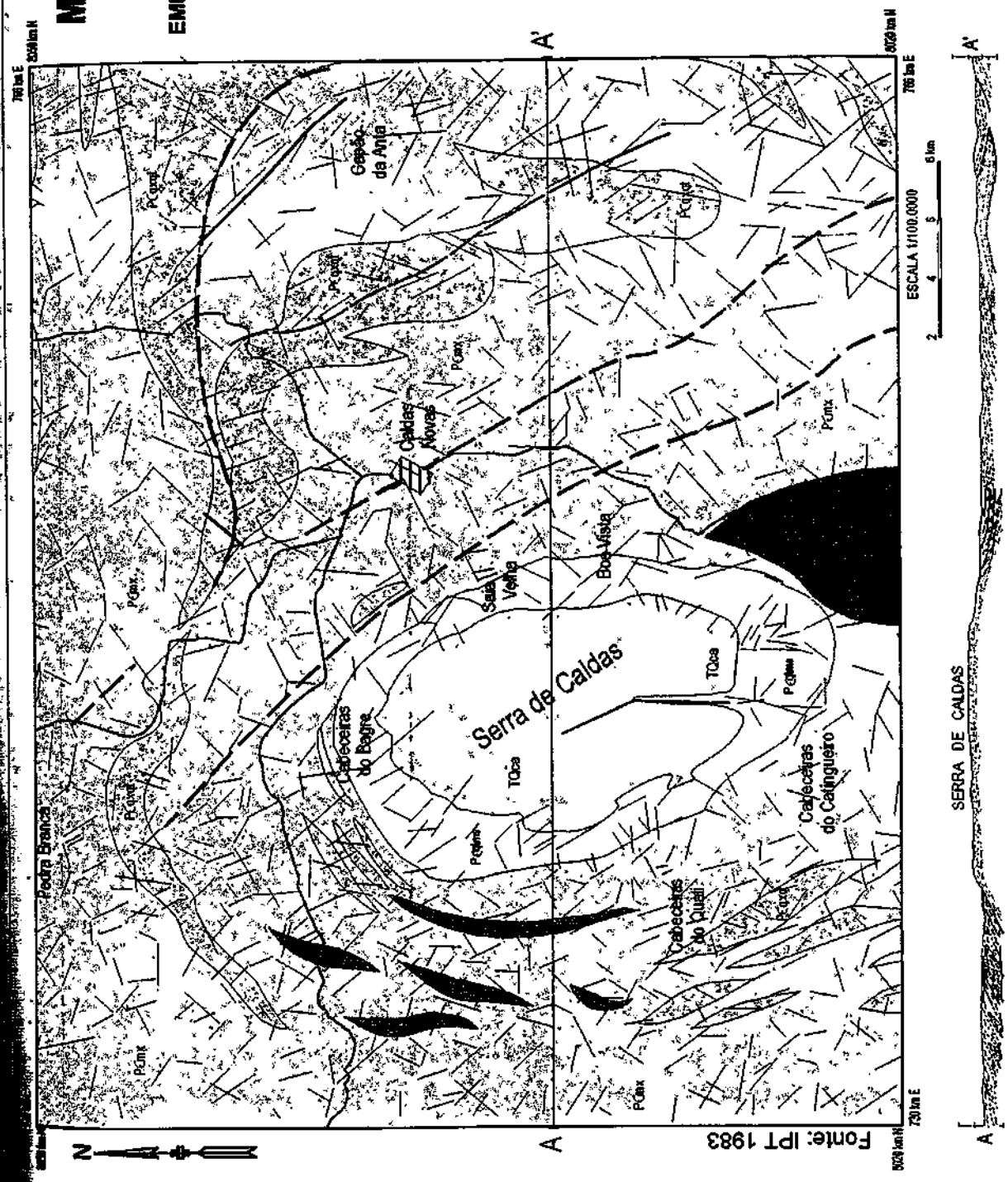
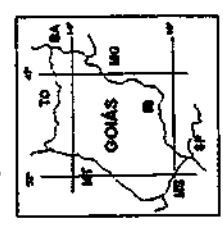
EMPILHAMENTO ESTRUTURAL

- Toca Cobertura argilo-arenosa
- Ponx Micaxistos
- Ponx Quartzos xistos e quartzitos
- Ponx Quartzitos Serra de Caldas
- Biotita xistos

LEGENDA

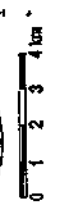
- Zonas de Cisalhamento
- Fraturas
- Vias de Acesso
- Cidade

Localização da Área no Estado



Fonte: IPT 1983

SERRA DE CALDAS



O manto de alteração que cobre a Serra de Caldas, é representado pelo conjunto de cobertura de latossolo (TQca), de natureza arenosa e com coloração avermelhada. Localmente, na base, ocorre uma cascalheira de blocos de quartzito ferruginoso e concreções lateríticas. Por fim, depósitos coluvionares e aluvionares delgados e descontínuos ocorrem ao longo dos vales e margens das drenagens, ocupando porções insignificantes da área.

A ordem dos conjuntos litológicos no mapa geológico, corresponde a um empilhamento tectônico, conforme IPT (1993) que admitiu o seguinte: *"ao contrário do que a maioria dos autores tem afirmado, o acamamento original (sedimentar) dessas rochas não pode mais ser identificado, exceto localmente, como na serra de Caldas, devido à obliteração, modificação ou transposição pelo cisalhamento rotacional dúctil. As rochas sofreram desmembramentos, seja por budinagem, seja por zonas de cisalhamento entrecruzadas de tipos diversos. Os corpos isolados foram deslocados, deformados e rotacionados em graus variados, resultando numa justaposição paralelisada de lentes mais ou menos alongadas (acamadamento), separadas por faixas mais deformadas (padrão amendoado). Os litotipos são então, alóctonos e seu empilhamento é tectônico"*.

Nessa dissertação, para referir aos quartzitos interceptados por sondagens na base dos xistos e quartzitos do Grupo Araxá no centro da cidade de Caldas Novas, portadores de águas hidrotermais e com parâmetros hidráulicos de características próprias, adota-se a seguinte terminologia, quartzitos Inferiores. Esses quartzitos têm sido associados aos quartzitos da seqüência da Serra de Caldas, que no projeto Geologia e Geomorfologia realizado pelo IPT (1993) para o convênio DNPM/FURNAS, foi considerado como uma intercalação de porte no Grupo Araxá.

III.1.2 ESTRUTURAS

As estruturas presentes na área, encontram-se agrupadas em:

1. Foliação, lineação e estruturas associadas;
2. Zonas de cisalhamento discordantes;
3. Ondulações superimpostas;
4. Juntas;
5. Falhas

As duas primeiras, foram desenvolvidas, em ambientes onde ocorreram movimentos de massas em condições de fluxo plástico. As estruturas formadas nestas condições, normalmente não geram discontinuidades capazes de proporcionar permeabilidade e percolação de água na rocha. As estruturas do tipo ondulações superimpostas, embora

também desenvolvidas em condições de fluxo plástico, ainda podem gerar ou manter a permeabilidade da rocha.

As juntas, desenvolvidas em regime fracamente dúctil, apresentam-se como feições planares secionando a foliação dos diversos litotipos, e outras estruturas formadas na fase dúctil. Essas são de grande importância, controlam as drenagens e influem na circulação de águas subterrâneas. As juntas de alívio são também de grande importância na circulação da água.

As falhas são estruturas observadas ocasionalmente e possuem extensões que variam de centenas de metros a alguns metros. A cobertura intensa de latossolo pode ofuscar os lineamentos observados em fotointerpretação.

O metamorfismo desenvolvido nas condições termiais, conforme registro de minerais presentes na rochas da região, alcançou o fácies anfibolito a xisto-verde.

Conforme os conhecimentos atuais, os gnaisses do embasamento cristalino, foram formados no pre-cambriano; as rochas depositadas posteriormente são as supracrustais (rochas sedimentares acompanhadas de vulcanismo), que sofreram transformações devido ao tectonismo e metamorfismo imposto, tendo desenvolvido as estruturas e conjuntos de rochas presentes na área. Reconstituir as condições originais destas rochas, como forma de deposição, pode ser impossível.

Ainda, segundo IPT (1993), o modelo geológico da área, desenvolveu-se da seguinte forma:

3.1.2.1 Primeiro Evento

Num primeiro evento, ocorreu a configuração estrutural geral da área, que deu-se em 5 etapas sucessivas de deformação, sob condições de ductibilidade sob temperaturas compatíveis com aquelas de fácies anfibolito, variando até aquelas que permitiram o comportamento rígido das rochas.

III.1.2.1.1 Primeira etapa

Consistiu em cavalgamentos de massas rochosas de W para E, gerando o sistema de cavalgamento relacionado à rampa de direção N-S, de tipo frontal, com mergulhos de baixo ângulo para W, e desenvolveu-se sob condições termiais de fácies anfibolito a oeste passando a xisto-verde a leste. As supracrustais foram convertidas nos conjuntos litológicos. Esse sistema é identificado por vários tipos de feições estruturais, que destacam-se como:

- A geometria de lentes estratificadas de todos os litotipos, como: micaxistos, mica-quartzos xistos com intercalações de quartzitos, quartzitos da Serra de Caldas, gnaisses e metabasitos, biotita xistos e/ou outros termos de menor expressão;
- O padrão geral é formado por corpos lenticulares empilhados, com direção N-S e mergulhos baixos para oeste. As rochas adquiriram foliação, lineação e estruturas

associadas (estruturas S-C, sigmoides, dobras, zonas de cisalhamento, concordantes com a foliação. Zonas de empurrão com mergulhos de baixo ângulo, desenvolvidas principalmente ao longo de contatos litológicos. É possível que a dobra (braquianteiforma) da serra de Caldas, tenha-se formado nessa etapa.

III.1.2.1.2 Segunda etapa

Originou a sintaxe de Caldas Novas, feição que aparece a nordeste e norte de Caldas Novas e que se caracteriza por um conjunto de: uma grande sinforma a norte; uma antiforma axial com uma sinforma a sul e uma zona de transcorrência E-W, resultante do escoamento de massas de W para E.

III.1.2.1.3 Terceira etapa

Provocou uma acomodação de massas divergentes, correspondendo ao fluxo lateral, para sul e para norte a partir da sintaxe. A isso relaciona-se o desenvolvimento de zonas de cisalhamento discordantes (zonas de transcorrências dextrais NW-SE e reativações de novos deslocamentos, agora sinistrais, ao longo das zonas de cisalhamento concordantes e proeminentes, enfraquecendo ainda mais os principais contatos entre quartzitos e xistos.

III.1.2.1.4 Quarta etapa

Gerou as ondulações suaves, da porção leste da área, entre a Serra de Caldas e Rio Corumbá, com eixos submeridianamente.

III.1.2.1.5 Quinta etapa

Produziu as famílias de juntas subverticais onipresentes na área em todos os litotipos, de direção próximo de NW-SE (mais proeminentemente), N-S, NE-SW e E-W. Os litotipos encontram-se fragmentados, segundo prismas subverticais de seções variadas, octogonais a quadradas, com lados centimétricos a métricos, menores nas rochas mais quartzosas e maiores nas rochas xistosas.

3.1.2.2 Segundo Evento

Certamente ligado à reativação Sul-Atlântica (Mesozóico – Terciário Inferior), responde por alguns dos grandes lineamentos NW-SE/verticais reconhecidos na área por fotointerpretação (figura III.1) e outros a noroeste da Serra de Caldas; também permitiu a escultura da Superfície Sul-Americana, que culminou no fim do Terciário.

3.1.2.3 Terceiro Evento

Relacionado à neotectônica (Terciário Superior – Quaternário), gerou as juntas subhorizontais de alívio de carga. Essas juntas segmentam os prismas subverticais acima referidos, em porções decimétricas a métricas. As manifestações mais recentes consistem em escultura do relevo atual, mediante dissecação da superfície Sul-Americana, formação

de novas superfícies (Velhas, Caldas Novas) e entalhamento do relevo atual, que encontra-se em estágios juvenil e maturo. As formas menores do relevo e os traços da rede de drenagem denunciam forte influência da natureza das rochas e de suas estruturas (foliação e descontinuidades). Dentre as estruturas, destacam-se as planares de direção NW-SE.

III.2 GEOMORFOLOGIA

A região drenada por afluentes da margem direita do Rio Paranaíba (Rios Corumbá, Meia Ponte, Piracanjuba, dos Bois e Turvo), foi denominada por Pena (1975), de *Planalto Central Goiano*. Trata-se de um planalto sub-compartimentado de acordo com a topografia e fisionomia do relevo, dividida em quatro zonas geomorfológicas distintas: *Planalto do Distrito Federal*, *Depressões Intermontanas*, *Planalto do Alto Tocantins-Paranaíba* e *Planalto Rebaixado de Goiânia*. Mas ligadas entre si por traços genéticos comuns (Mamede et al., 1983).

Na figura III.2, o Planalto do Alto Tocantins-Paranaíba é representado pela zona I e o Planalto Rebaixado de Goiânia delimitado pela zona geomorfológica II.

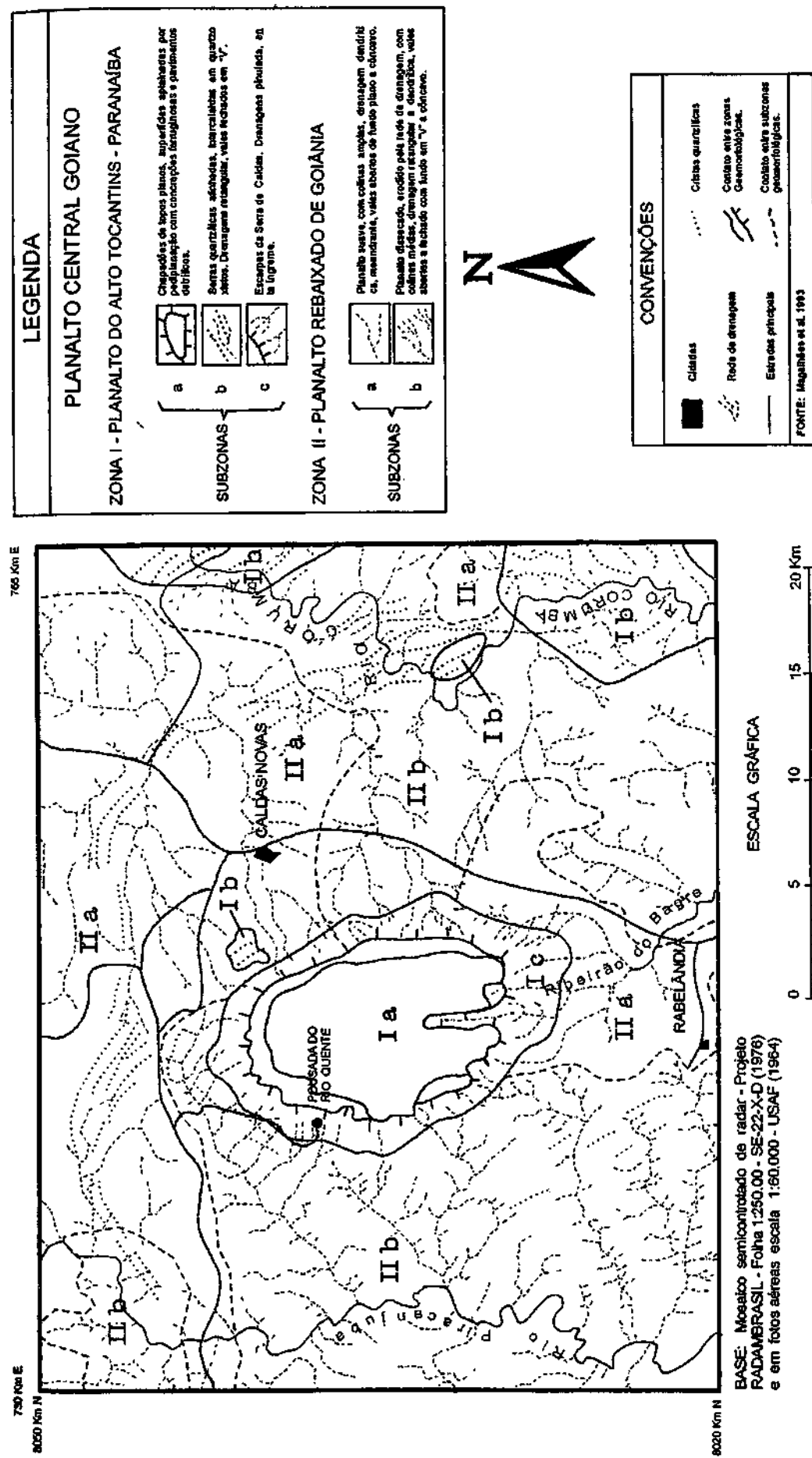
As diferenças entre esses planaltos basicamente referem-se à evolução da rede de drenagem que varia conforme os tipos de: rochas, atitudes de foliação, fraturas, falhas e juntas. O nível de base regional e a dissecação dos planaltos que controla a cota inferior dos processos erosivos a montante é o Rio Paranaíba que corta a área de sul para sudoeste.

As subunidades *Planalto do Distrito Federal* e *Depressões Intermontanas*, ocorrem fora dessa área de estudo e não interessa ao presente estudo. Cabe apenas citar que o alto Corumbá está quase totalmente inserido na subunidade Planalto do Distrito Federal.

III.2.1 SUBUNIDADE PLANALTO DO ALTO TOCANTINS-PARANAÍBA

Este planalto, engloba feições geomorfológicas bastante diversificadas, onde predominam os relevos dissecados e heterogêneos, com formas convexas, aguçadas e tabulares. As cotas altimétricas situam-se próximo de 850 a 1000 metros, correspondendo a relevos residuais do ciclo erosivo Sul Americano. A zona geomorfológica I na figura III.2, foi dividida nas seguintes sub-zonas:

- a) IA - pelos chapadões, com topos aplainados por antigas superfícies de erosão, que ocorre na serra de Caldas;
- b) IB - pelo conjunto de serras quartzíticas intercaladas de xistos, alongadas e alinhadas, que ocorre a leste e a norte de Caldas;
- c) IC - pelas escarpas das serras, que ocorrem nas bordas da Serra de Caldas.



Na área de estudo, encontram-se preservados restos de antigas superfícies de erosão, hoje intensamente ravinadas e dissecadas pela ação intempérica. Esses restos são capeados por uma cobertura de latossolo avermelhado, que atinge espessuras de mais de 20m, às vezes, com cascalheira basal lateritizada.

A Superfície Sul – Americana, esculpura no início do Terciário, marca os platôs como na Serra de Caldas de topo tabular e forma elíptica, com 15 x 9 km de extensão, sustentada por rochas quartzíticas, dispostas segundo uma grande estrutura braquianteiforme. Seus altos têm em média altitudes de 940 a 1.043m. O topo aplainado, passa para escarpas abruptas que o rodeiam, com desníveis da ordem de 150-200m, de caráter erosivo, à qual se associa a rede de afluentes dos rios Corumbá a leste e Piracanjuba a oeste.

A drenagem que circunda as proximidades desse tabuleiro é do tipo pinulado a paralelo. A ação erosiva desenvolvida pelas águas gera sulcos profundos nas encostas quartzíticas, abrindo espaços nas fraturas preexistentes, chegando a formar vales profundos com paredões verticais, em forma de cânions, alguns com até 3 Km de extensão (como a sul e norte da Serra) e mais de 100m de altura e 10-30 metros de largura.

III.2.2 SUBUNIDADE PLANALTO REBAIXADO DE GOIÂNIA

Esta subunidade compreende um amplo planalto rebaixado e dissecado, esculpido em diversos tipos de rochas de idade Proterozóica, predominando mica xistos e quartzitos do Grupo Araxá e gnaisses/granitos do Complexo Goiano. Sobre essas litologias atuaram os processos erosivos, resultando em modelos geralmente tabulares, de formas predominantemente amplas. As cotas altimétricas na área oscilam de 600 a 750 metros. Nesta Subunidade, são diferenciados dois sub-compartimentos da seguinte forma:

- A) formas tabulares com inclinações suaves, colinas amplas, drenagem dendrítica, vales abertos de fundo plano a côncavo; estendem-se pela porção norte e isoladamente a sul, oeste e leste da área, com cotas próximas de 650 a 700 metros. A suavidade do relevo relaciona-se à predominância de mergulhos baixos a sub-horizontais da foliação. Sobre os micaxistos ocorreu intensa alteração superficial, formando solos areno-argilosos, representados por latossolos vermelho-escuros e vermelho-amarelos, enquanto nos quartzitos, o solo arenoso é representado por litossolos de reduzidas espessuras, chegando a desaparecer e ceder lugar a afloramentos rochosos. Na região desenvolve-se o processo de lateritização nos solos argilosos, formando concreções limoníticas; e
- B) formas tabulares inclinadas, mais dissecadas e erodidas pela rede de drenagem de tipo retangular a dendrítica – paralela, com colinas médias, vales abertos a fechados, com fundos predominantemente côncavos a localmente em forma de V. Neste sub-

compartimento, a drenagem é espaçada com ribeirões principais de caráter meandrante e cursos secundários paralelos e condicionados pelas estruturas predominantes NE-SW e NW-SE, com cotas próximas de 700 a 750 metros. Essas formas encontram-se mais dissecadas e erodidas, com uma rede de drenagem mais complexa e fechada, onde predominam as rochas quartzosas, principalmente, quartzo-micaxistos e quartzitos, originando solos arenosos pouco espessos, (litossolos) e enquanto que as intercalações micaxistos e calcoxistos, originam solos areno-argilosos (latossolos). A rede de drenagem encaixa-se nas principais fraturas de direção NW-SE na bacia do rio Piracanjuba, e NE-SW e NW-SE na bacia do rio Corumbá.

III.3 REDE DE DRENAGEM DA BACIA

A área estudada encontra-se inserida nas bacias dos Rios Corumbá e Piracanjuba, afluentes da margem direita do Rio Paranaíba, que corta a região de leste para oeste, depois infletindo para sul.

O Rio Corumbá corta a área na extremidade leste, com direção NE para SW, sendo infletida para E-W, mas logo volta para a direção anterior até desaguar no rio Paranaíba. O Rio Piracanjuba corta a área na extremidade oeste, com direção N para S até desaguar no rio Paranaíba. Ambos são caudalosos, perenes o ano todo, com altas taxas de recessão.

As drenagens mostram padrões geométricos, controlados pelas estruturas das rochas, como foliação e outras descontinuidades.

Os tipos de drenagens da área são comparados com aqueles de Howard (1967 *apud* IPT 1993), que podem ser definidos resumidamente como:

- I. Domínio Paralelo – relaciona-se a relevos de inclinações moderadas e abruptas. Se o relevo é muito abrupto, o Padrão passa a ser Pinulado;
- II. Domínio Padrão Retangular – retrata um conjunto de drenagens controladas por descontinuidades de duas famílias que se cruzam, formando ângulos aparentemente retos;
- III. Domínio Radial – retrata um conjunto de drenagens controladas por fraturas dispostas num formato radial; e
- IV. Domínio Dendrítico – Está associado a rochas uniformes, resistentes, e com estruturas sub-horizontais;

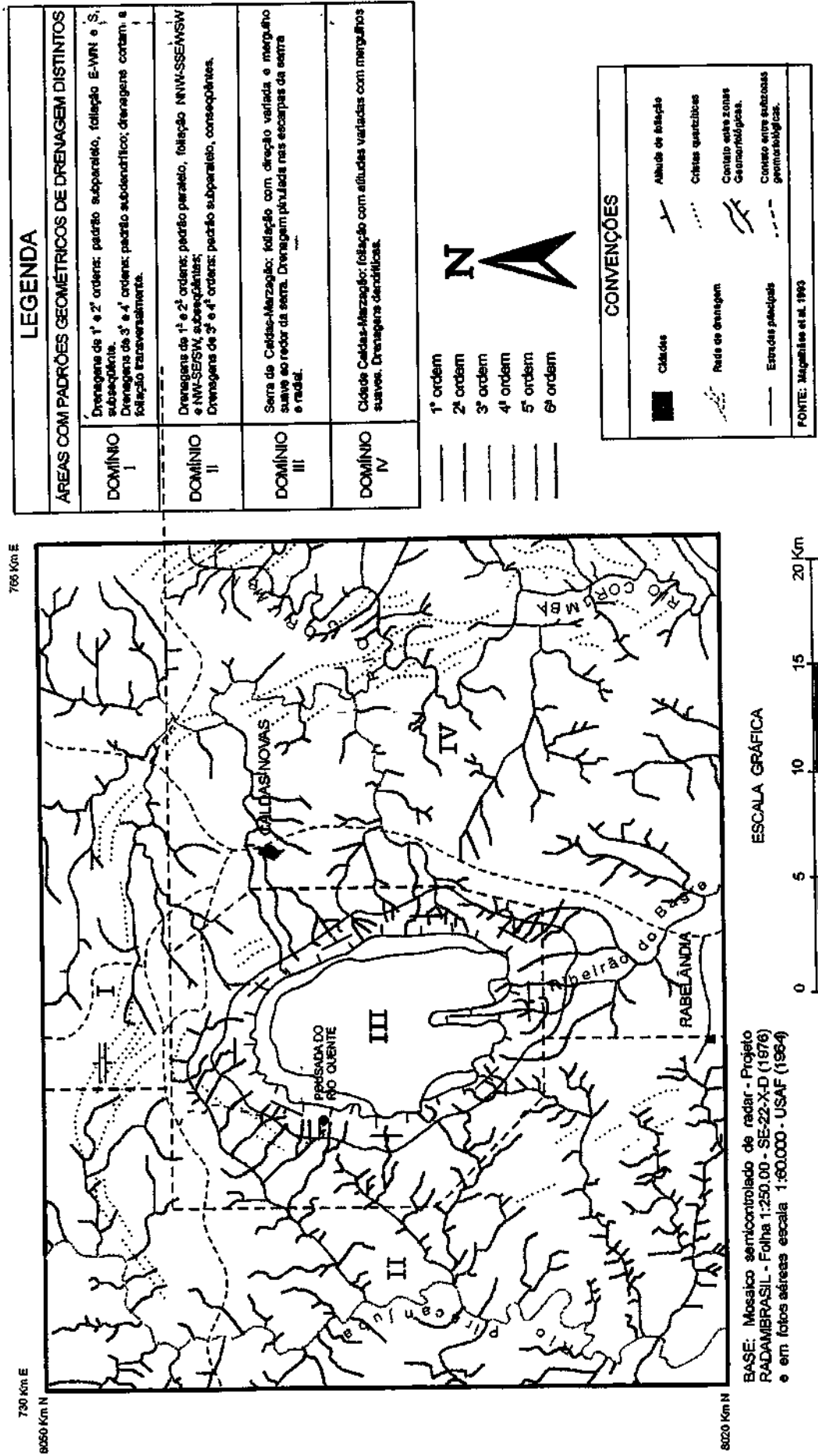


Figura III.3, Rede de drenagens na área e as divisões em domínios dos tipos de drenagens.

IPT (1993) delimitou as áreas, onde os padrões geométricos das redes de drenagens têm características correspondentes aos padrões definidos por Howard (1967), como consta a seguir:

Domínio I, a foliação tem direção geral E-W e mergulhos suaves, tanto para sul S como para N. Nessa área predominam micaxistos com lentes de quartzitos. As drenagens de 1ª e 2ª ordens mostram padrão paralelo, concordante com a direção da foliação. As drenagens de 2ª e 3ª ordens, no setor leste deste domínio atravessam a foliação, a caminho do rio Corumbá. Na parte oeste as drenagens de 3ª ordem atravessam estas foliações na direção do Rio Piracanjuba.

Domínio II, tem foliação de direção NW-SE, mergulhando 10-40° para o lado oeste. As drenagens de 1ª e 2ª ordens apresentam padrão paralelo a retangular, paralelas à foliação e a fraturas NW-SE. As drenagens de 3ª ordem mostram padrões sub-retangulares a retangulares, encaixadas em fraturas NW-SE e NE-SW. Essas drenagens desembocam no rio Piracanjuba cortando a foliação, e seguem rumo concordante com o do seu mergulho (drenagens conseqüentes).

Domínio III, representa o domínio da Serra de Caldas, constituída predominantemente de quartzitos. Tem foliação mergulhando centrifugamente com baixos ângulos. Nela o padrão geral é radial/dendrítico, predominando a drenagem do tipo pinulada nas escarpas de serra.

Domínio IV, estende-se entre as cidades de Caldas Novas e Marzagão, sendo constituído essencialmente de xistos. A foliação tem atitudes variadas, predominando baixos mergulhos. Essa estruturação reflete-se na drenagem, que é de tipo dendrítico.

Localmente, aparecem padrões dendrítico/subparalelo, dendrítico recurvado e em treliça, controlados ora pela foliação, ora pelo fraturamento.

IV ASPECTOS TEÓRICOS

IV.1 CALOR NA SUPERFÍCIE DA TERRA

O aporte de calor interno da terra ou gradiente geotermal é de forma geral o fator responsável pelas anomalias termais registradas na crosta terrestre e aquecimento das águas, mantendo-se praticamente constante durante um longo período de tempo.

À luz dos conhecimentos geológicos atuais, considera-se que inicialmente a terra era mais quente, tendo sofrido resfriamento ao longo do tempo. O regime termal, na escala global da terra envolve um fluxo de calor das camadas inferiores profundas, para as camadas superiores, sendo que, em níveis inferiores da crosta terrestre deve-se encontrar altas temperaturas, próximas de 2000°C. Alguns autores acreditam que o núcleo pode chegar a 4500°C.

A origem do calor interno não é perfeitamente compreendida, mas, muito provavelmente uma grande parte do mesmo procede da desintegração de substâncias radioativas (^{40}K e radioelementos da serie do U e Th) que tendem a acumular-se na crosta terrestre. As reações físico-químicas associadas à formação das rochas cristalinas, em condições de pressão e temperatura muito elevadas, também podem contribuir para este desprendimento de calor, assim como os esforços mecânicos associados aos movimentos das placas continentais.

Muitos processos geológicos importantes são manifestações de calor interno da terra, como pode ser evidenciado pelo movimento de placas globais, associado com terremotos e atividades vulcânicas, geração de magma, fontes de águas termais e vários outros fenômenos.

"A contribuição média de calor interno nos terrenos continentais situa-se entre 1,20 e $1,50 \cdot 10^{-6} \text{ cal/cm}^2/\text{s}$, podendo variar nos casos mais freqüentes entre 0,70 e $2,5 \cdot 10^{-6} \text{ cal/cm}^2/\text{s}$. No fundo do mar a contribuição pode variar, nos casos mais freqüentes, entre 0,20 e $8,00 \cdot 10^{-6} \text{ cal/cm}^2/\text{s}$ ". (White, 1970; Schoeller, 1962; *apud* Custódio & Llamas, 1983).

IV.2 GRAU GEOTÉRMICO E GRADIENTE GEOTÉRMICO

O grau geotérmico define-se como a profundidade necessária para aumentar a temperatura de 1°C, variável numa mesma vertical, pelo menos nos primeiros quilômetros

da crosta terrestre. O valor médio na terra é de 33 m, podendo variar de 20 a 40 m, na maioria dos casos", Custodio & Llamas, (1983 op cit.).

O gradiente geotérmico ou térmico (dT/dz), define-se como a razão entre a variação da temperatura (dT), e a variação da profundidade (dz). O gradiente geotérmico, que mostra evidência do fluxo de calor tem sido medido intensamente por geofísicos envolvidos no estudo do fluxo de calor terrestre, os quais têm demonstrado que o gradiente geotérmico não é uniforme.

Os efeitos das correntes de convecção entre o manto (SiMa) e a crosta terrestre (SiAl), constituem-se, possivelmente num importante homogeneizador da temperatura, a exemplo de atividades vulcânicas, fontes de vapores, fontes de águas termais, gêiseres e etc.

O gradiente geotérmico depende da espessura da crosta. Assume baixos valores em zonas de coberturas geossinclinais de grandes espessuras sedimentares e elevados valores nas zonas de menor espessura, principalmente, onde estas são tectonicamente ativas, fraturadas, e associadas às atividades vulcânicas recentes.

"Em alguns locais as temperaturas superficiais são tão elevadas que chamam atenção, como por exemplo: em algumas localidades das Montanhas do Fogo, em Lanzarote (Ilhas Canárias - Espanha) onde a poucos centímetros abaixo da superfície alcançam 100°C e a poucos metros superam 200°C . Tratam-se de locais de escape de vapores aquecidos em profundidades, num ambiente seco e quente que não chegam a manifestar-se em superfície com intensidade. Os locais de escapes são zonas de topografia pouco elevada, pois as zonas de topografia mais baixa estão impermeabilizadas por depósitos salinos depositados pelo próprio vapor", (Custodio 1974b; Araña, Ortiz & Yuguero, 1973; Araña & Fuster, 1973). O gradiente geotérmico regional, de forma geral, é próximo de 5 a $8^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$.

Freeze & Cherry (1979) consideram que as anomalias de gradientes geotermiais podem estar relacionadas a três possibilidades:

- como resultado de variações na condutividade térmica entre as formações;
- como uma reação causada por intrusões ou vulcanismo recentes com produção de calor em profundidade e
- devido à redistribuição espacial de calor através do fluxo das águas subterrâneas quentes.

IV.3 GRADIENTES ASSOCIADOS AO FLUXO DAS ÁGUAS SUBTERRÂNEAS

Existem experimentos em aquíferos e evidências teóricas mostrando que com relação a água em meios porosos, além do gradiente hidráulico, deve ser considerado o fluxo devido a outros gradientes.

O gradiente de temperatura, quando presente, pode causar fluxo nas águas subterrâneas mesmo quando o gradiente hidráulico é nulo Gurr et al., (1952), Philip & Vries, (1957) *apud* Freeze & Cherry, (1979).

O gradiente elétrico pode criar fluxo de água por causa da instalação de corrente terrestre de alta para baixa voltagem no solo. O mecanismo do fluxo envolve uma interação entre as cargas dos íons na água e as cargas elétricas associadas aos minerais de argilas no solo (Casagrande, 1952; *apud* Freeze & Cherry, 1979). O princípio é usado na mecânica de solo, em pesquisas eletrocinéticas para drenagem do solo (Terzaghi & Peck, 1967; Gurr et al., 1952; Philip & Vries, 1957 ; *apud* Freeze & Cherry, 1979).

Na ausência de outros gradientes, o gradiente químico pode causar fluxo de água (igual ao movimento de constituintes químicos através da água) de regiões de alta para regiões de baixa salinidade. O papel do gradiente químico na produção de fluxo é relativamente pouco importante, mas ele pode ter maior influência sobre o movimento de constituintes químicos e tem mais importância na análise de contaminações de águas subterrâneas.

Se cada um destes gradientes desempenha um papel na produção de fluxo, seguindo do mais alto para o mais baixo, o fluxo pode ser escrito assim:

$$v = -L_1 \frac{dh}{dl} - L_2 \frac{dT}{dl} - L_3 \frac{dc}{dl} \quad (\text{IV.1})$$

onde h é a carga hidráulica, T é a temperatura e c concentração química. L_1 , L_2 e L_3 são constantes de proporcionalidade. Considerando $dc/dl = 0$, teremos que o fluxo de fluidos ocorre devido aos gradientes de carga hidráulica e gradiente de temperatura.

$$v = -L_1 \frac{dh}{dl} - L_2 \frac{dT}{dl} \quad \text{em geral, } L_1 dh/dl \gg L_2 dT/dl. \quad (\text{IV.2})$$

IV.4 MEDIDAS DE TEMPERATURAS

Para realizar boas estimativas do gradiente geotérmico é necessário obter medidas precisas de temperaturas em várias profundidades. Uma grande parte das medidas são realizada em profundidades superiores aos 40 metros, para evitar os efeitos de fatores climáticos que atuam na superfície e efeitos decorrentes de atividades de perfuração, tais como: a ação cortante da broca, a fricção do cabo na parede do poço, além dos efeitos causados por circulação da lama de perfuração, que induzem troca de calor no meio e provocam alterações nos perfis de profundidade versus temperatura.

Araújo (1978) verificou experimentalmente que, após 30 dias do término das atividades de perfuração, os efeitos destas perturbações são pouco importantes em poços com profundidade próxima de 300 metros.

Bredehoeft & Papadopoulos (1965) consideram que a influência de movimentos de fluidos através da rocha altera significativamente a distribuição sub-superficial das temperaturas e isto deve-se ao fato de que o transporte de calor por condução é um processo muito menos eficiente que o realizado por advecção.

As medidas de temperatura podem ser feitas utilizando equipamentos simples. Estes equipamentos consistem basicamente de um sensor de temperatura, que é um termômetro semicondutor de resistência elétrica ou termistor. Entre os variados tipos de sensores, o termistor é o mais usado pela sua sensibilidade, resistência ao choque e ampla escala na variação de temperatura.

Cada termistor é calibrado em laboratório com termômetros de precisão. Posteriormente é montado em um cilindro impermeável encaixado e conectado a um cabo elétrico cujo seu capeamento envolve uma alma de aço (para evitar a dilatação da graduação devido ao próprio peso, acoplado a uma ponte de Wheatstone com multímetro digital de precisão, para fazer as leituras em superfície. O tripé com roldana facilita as manobras de descida e subida da sonda no poço. As leituras das resistências são transformadas em temperaturas através de curva de calibração do termistor.

Podem ser detectadas variações de temperatura da ordem de 0.001°C em ambientes de baixa temperatura e de 0.01°C em ambientes de alta temperatura. Contudo, a precisão absoluta não é melhor que 0.05°C , principalmente devido a calibração e erros de medidas.

IV.5 PERTURBAÇÕES DA LINEARIDADE DOS PERFIS DE TEMPERATURA VERSUS PROFUNDIDADE

O fluxo de calor é constante, através de um meio uniforme, e caracterizado pela linearidade do perfil temperatura versus profundidade.

Contudo, existem vários efeitos naturais e artificiais que produzem variações na linearidade do perfil ao longo da profundidade no poço tais como: variação na condutividade térmica da litologia com a profundidade, flutuação na temperatura superficial, movimentos verticais de águas sub-superficiais, perturbações topográficas e estruturais, perturbações da temperatura devido a processos de sondagens, desvios progressivos da verticalidade do poço e vários outros.

Vitarello, (1978) e Mansure & Reiter (1979), apresentaram diversas fórmulas para corrigir essas variações as quais possibilitam a interpretação dos perfis e uma melhor definição do gradiente geotérmico. Os tais métodos de correções, contudo, não serão discutidos aqui.

Objetivando um melhor entendimento dos efeitos mais freqüentes causadores das variações na linearidade dos perfis térmicos, apresentaremos a seguir comentários e ilustrações sobre alguns tipos.

IV.5.1 Variação da condutividade com a litologia

A condutividade térmica da rocha varia com a composição mineralógica, textura, grau de alteração, conteúdo de água, pressão e temperatura. Variações moderadas na condutividade térmica têm sido observadas em alguns tipos de rocha. Todavia, diferentes tipos de rochas tem valores de condutividade característicos, variando de baixos valores nos siltes e carvão (próximos de 0,5 a 2 W/m°C) para altos valores em quartzitos, gnaisses, dunitos, dolomitos e halita (próximo de 5 a 8 W/m°C).

O perfil temperatura versus profundidade, apresentado a seguir, correlaciona as variações da temperatura ao longo da profundidade devido aos tipos litológicos.

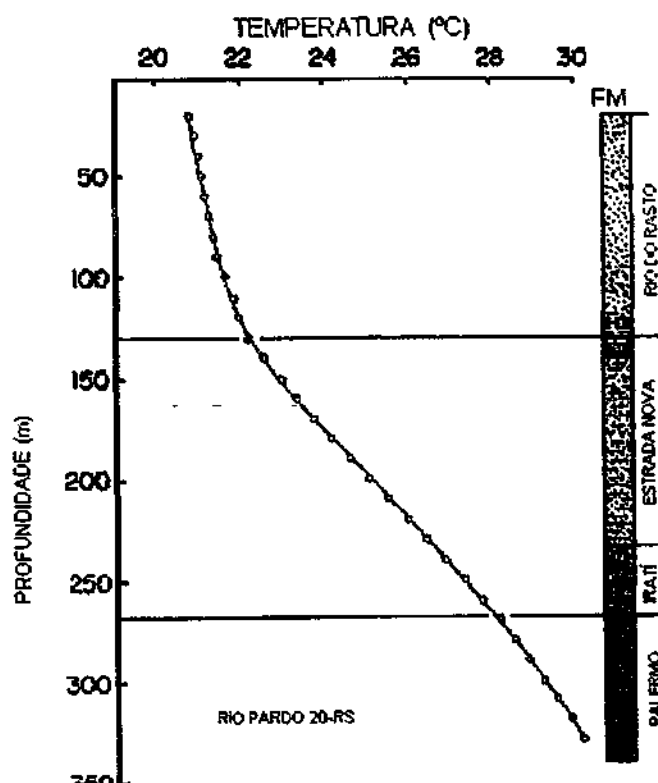


Figura IV.1, correlação entre gradiente térmico e litologia. Poço profundo 20 RS, do Rio Pardo – R.G.S. Vitorello et al. (1978).

IV.5.2 Variação da temperatura na superfície

A temperatura na superfície terrestre está relacionada ao calor interno da terra e às variações da temperatura atmosférica causadas por radiação solar que variam fortemente em função das condições locais. As variações de temperatura observadas a cerca de 40 metros de profundidade da superfície são originadas por variações de curto período, diárias e sazonais, são relacionadas às variações de temperaturas atmosféricas. Após esta zona, normalmente há um aumento da temperatura com a profundidade, que passa a ser controlada pelo fluxo de calor interno da terra.

Vitorello et al. (1978 op cit) detectaram inflexões na linearidade de alguns perfis de temperatura versus profundidade. Estas foram associadas ao aquecimento da superfície devido ao desenvolvimento de vários "pit" nas minas superficiais e remoções de florestas nos últimos 100 – 200 anos. O perfil a seguir é um exemplo deste tipo de variação.

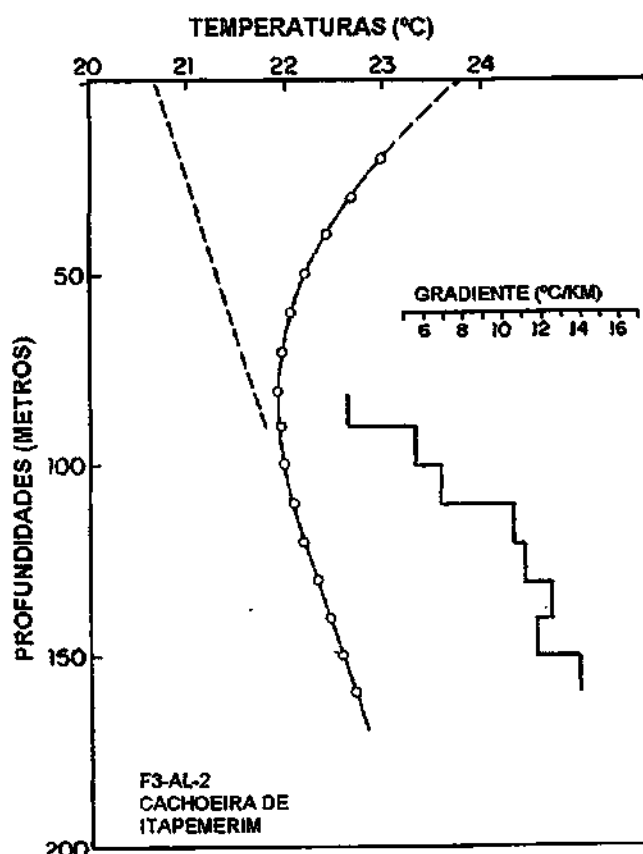


Figura IV.2, Perfil de temperatura versus profundidade do poço profundo em Cachoeira do Itapemerim-E.S. Vitorello et al. (1978 op cit)

IV.5.3 Perturbações topográficas e estruturais

A taxa de crescimento da temperatura com a profundidade é também influenciada pelo relevo topográfico, tornando-se maior sob os vales que sob topo de montanhas. Nas áreas de altitudes elevadas, os contornos das isotermas superficiais sob vales comprimem e sob colinas e montes expandem. A temperatura numa dada profundidade sob os morros geralmente é menor que numa mesma profundidade sob os vales.

IV.5.4 Perturbações devido a movimentos verticais de águas

Muito comumente distúrbios nos perfis geotérmicos podem ser caracterizados por movimentos verticais de águas subterrâneas. As trocas de calor entre água e rocha podem

fazer crescer as anomalias, diminuindo ou aumentando o gradiente de temperatura, nas regiões de submergências e surgências, respectivamente.

Há também troca de calor na zona não saturada, acima do lençol freático, devido à infiltração de água da chuva, circulação do ar, evapotranspiração ou condensação. Próximo de rios e fontes, estes distúrbios de temperatura são mais intensos.

As inflexões nos perfis a seguir são distúrbios causados por movimentos de águas subterrâneas em profundidades de 40 – 70 metros.

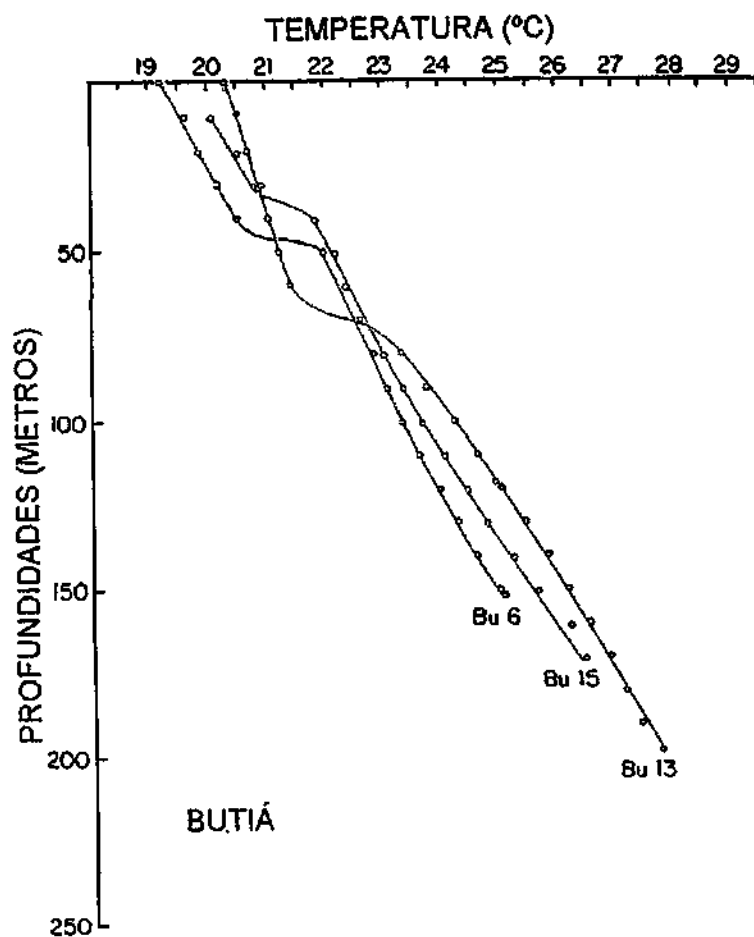


Figura IV.3, efeitos dos movimentos de águas subterrâneas sobre a temperatura da rocha, causando perturbações nas características do gradiente geotermal, Vitorello, (1978).

IV.5.5 Perturbações da temperatura devido a processos de perfuração

O fluido de perfuração pode sofrer aquecimento devido ao atrito do movimento da haste e broca com a parede rochosa, à ação cortante da broca e ao atrito de fragmentos com a parede rochosa.

Vitorello et al. (1978 op cit), através de medidas realizadas em várias semanas após cessar a perfuração, concluíram que as perfurações perturbam a temperatura da rocha nas circunvizinhanças do poço, principalmente devido às trocas de calor entre fluido de perfuração e o maciço rochoso.

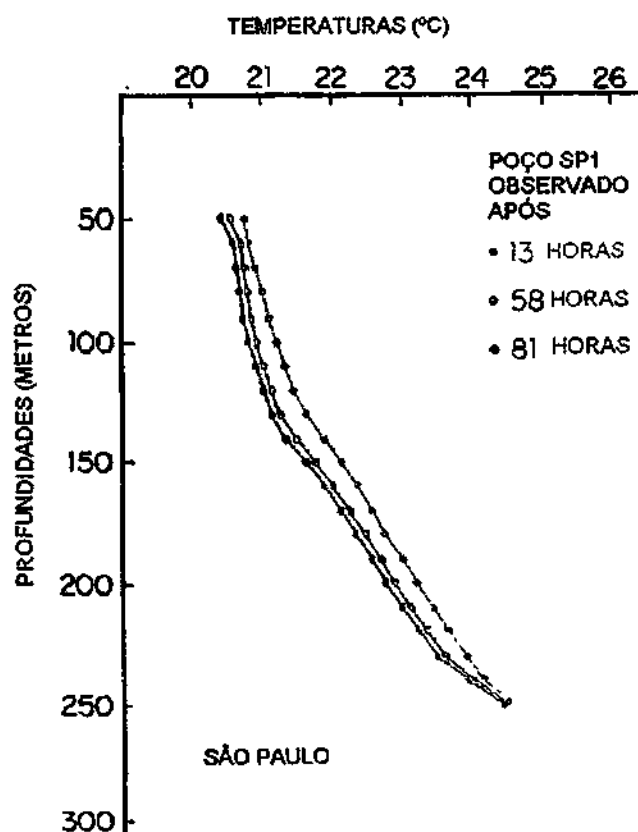


Figura IV.4, - Perfil termal do poço SP1, repetido em 13, 58 e 81 horas, após cessar a perfuração, segundo Vitorello, (1978).

IV.6 CONDUTIVIDADE TÉRMICA

O transporte de calor pode ser feito por condução termal e/ou convecção. Para um fluxo de calor constante, o gradiente de temperatura é inversamente proporcional à condutividade térmica das rochas.

A condutividade térmica é um parâmetro importante na determinação do fluxo de calor e varia conforme os constituintes dos tipos litológicos dos corpos rochosos ou camadas geológicas. Normalmente é medida no laboratório em amostras de rochas representativas das sondagens dos poços ou minas subterrâneas, na mesma localidade onde for medido o gradiente termal. A metodologia é simples e as medidas são calibradas com materiais de condutividade conhecida.

Através de perfis termais de poços profundos, calcula-se o gradiente geotermal das camadas rochosas. A baixa condutividade termal de uma camada de carvão ou associações de carvão rico em argilas, produz um gradiente geotérmico característico, em altas temperaturas. Esse gradiente característico comparado com gradientes de outros tipos de rochas, constitui-se numa informação importante e pode ser usada por exemplo, na pesquisa de formações de carvão nas bacias Paleozóicas

IV.7 FLUXO DE CALOR

O fenômeno transporte de calor por condução, de um ponto para outro ponto da camada rochosa, é feito através do aumento de vibração da malha mineralógica ou vibração de seus elétrons em movimento.

A quantidade de fluxo de calor transportado por condução através de uma seção reta unitária, na unidade do tempo, entre dois pontos contíguos, é proporcional à sua condutividade térmica e ao gradiente térmico. Para os casos de formações geológicas homogêneas onde o gradiente geotérmico é constante, o fluxo de calor geotérmico (J) pode ser calculado pelo método tradicional, como a seguir;

$$J = K_m \times \text{grad } T \quad (\text{IV.3})$$

J- (cal/m².s) é o fluxo de calor (calor por unidade de área e por unidade de tempo) K_m - (cal/Kg.°C.s) é a condutividade térmica média do intervalo da camada rochosa, (grad T) é o gradiente de temperatura.

O fluxo de energia total (J_t) inclui o fluxo de calor condutivo e um "fluxo de calor interno", transportado por movimento de massa fluída (Vries, 1958; Lubimova et. al., 1965). Este fluxo de energia total é :

$$J_t = -K \frac{dT}{dz} + c\rho Q_e(T - T') \quad (\text{IV.4})$$

Onde (T' - °C) é a temperatura na qual a energia de calor interno foi considerada igual a zero, (dT - °C) é o intervalo de variação da temperatura num ponto (T₂-T₁), (c - cal/Kg.°C) é o calor específico da massa fluída, (ρ - Kg/m³) é a densidade do fluido, (k) condutividade térmica do complexo fluído - sólido e (Q_e - m³/m².s) é a descarga específica do fluído na direção Z.

IV.8 SISTEMAS GEOTERMAIS

Para a ocorrência de anomalias geotermiais em uma dada região é necessário um conjunto de diversas condições naturais como: camadas permeáveis, fraturas, focos quentes, materiais fluidos em movimento, vapores etc. Tais fatores interagem numa área geotérmica e formam um sistema geotérmico.

Na natureza existem diversos arranjos geológicos estruturais capazes de resultar em condições propícias à ocorrência de termalismo. Todavia, se o sistema for seco, existe um sistema geotermal, se houver água em movimento então é um sistema hidrotermal.

Os sistemas geotermiais podem incluir o fluxo convectivo de água fria descendente, que mantém uma pequena quantidade de água necessária no sistema, onde as temperaturas são muito elevadas. Uma área de fontes termais, gêiseres e fumarolas etc., é uma manifestação externa de um sistema hidrotermal, ainda que nem sempre apareçam estas manifestações exteriores:

Entre as manifestações geotérmicas e hidrotermais a convecção tem um papel mais importante, pois a simples condução não pode explicar anomalias localizadas e de elevadas temperaturas existentes em profundidades moderadas.

Os mecanismos de transferência de calor convectivo, podem ser divididos em dois sistemas:

- O sistema de convecção forçada sugerido por White (1973), como um local de sistemas de fluxo, onde existe recarga e descarga verticalmente, através de zonas de fraturas de alta permeabilidade. A água é aquecida em profundidade durante a residência em extratos permeáveis. A movimentação do fluido está sujeita ao gradiente hidráulico e termal. A recarga na Serra Caldas Novas é um exemplo de convecção forçada.
- O segundo mecanismo é um princípio de convecção livre. O aquífero é confinado em profundidade. Como o exemplo da figura VI.5, o limite superior e inferior do aquífero é impermeável ao fluxo de fluido, mas condutivo ao fluxo de calor, o que provoca o estabelecimento de células de convecção de fluxo fluido falseando a uniformidade do gradiente geotermal no aquífero e aumenta a alternância de pontos quentes e pontos frios ao longo do limite superior. Este tipo de fluxo convectivo foi reconhecido como um mecanismo simples em fluidos, há mais de século, conforme o estudo do geofísico Donaldson (1962).

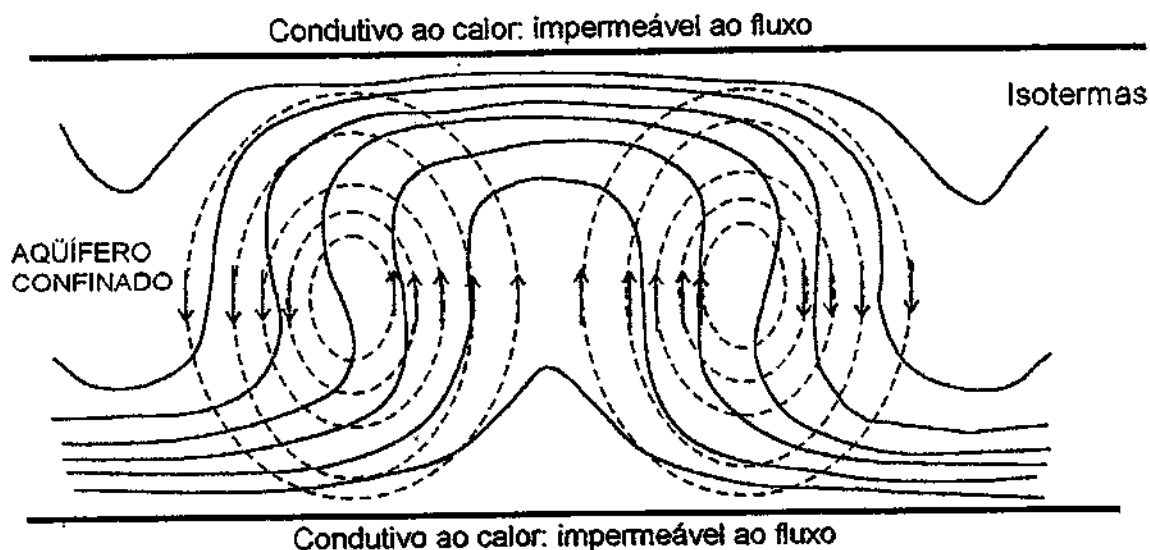


Figura IV.5, convecção livre em aquífero confinado Donaldson (1962)

A convecção livre não envolve entrada ou saída de fluido do sistema. A movimentação do fluido é devida à variação de densidade causada por gradientes de temperaturas. Na convecção livre a movimentação do fluido é controlada por efeitos de flutuações. Sistemas geotermiais nos quais ocorre a fase de transição de água – vapor são usualmente analisados como convecção livre. Muitos sistemas geotermiais incluem a combinação de ambos fenômenos, referindo tais condições como convecção mista.

Além da classificação em função dos mecanismos que produzem os fluidos quentes em profundidade, os sistemas geotermiais foram classificados por White (1973 op cit.) entre sistema de água quente e sistema de vapor dominante.

No tipo de água quente, a água é uma fase contínua através do sistema e isto fornece um controle da pressão, com movimentação subsuperficial lenta (a água é controlada essencialmente pelo fluxo subterrâneo). As áreas de fontes quentes com temperatura menor que 90°C são consideradas sistemas hidrotermais de baixa entalpia, a exemplo do sistema hidrotermal de Caldas Novas.

No tipo de vapor dominante, o vapor é uma fase contínua controlada pela pressão através da existência de um ajuste geral que liqüefaz a água, caracterizada pela presença de vapor de água, com conseqüente movimentação rápida do fluido. Extração de água quente, abaixamento da pressão ou diminuição da entrada de água podem fazer com que um sistema de fase líquida dominante evolua para um sistema de fase vapor dominante, como nos gêiseres. Sistemas de vapor dominante são às vezes chamados de sistema de vapor estéril (seco), a exemplo de algumas localidades da Montanha do Fogo, em Lanzarote- Ilhas Canárias - Espanha.

Poucos sistemas geotermiais produzem vapores superaquecidos sem líquidos associados. Normalmente estão presentes as duas fases. A relação de abundância da fase líquida sobre a fase vapor, é possivelmente de 20 : 1, segundo White, (1970).

As áreas de pressões elevadas e fontes quentes, com temperatura maior que 90°C, são consideradas como sistemas hidrotermais, a exemplo de: Matsukawa (Japão), Pausketka (URSS), Wairakei (Nova Zelândia), Salton Sea (USA), Cerro Prieto (México), Larderello (Itália), bacia húngara (Hungria), Karlovy Vary ou Karlsbad (Checoslováquia), etc. Em tais localidades as temperaturas máximas obtidas foram de: 250, 200, 266, 360, 388, 245, 90 e 73 °C, respectivamente. As cinco primeiras estão associadas às manifestações vulcânicas ou associadas às estruturas e efeitos tectônicos destas; a sexta aparece em zonas de blocos de calcários; a sétima em área continental de pouca espessura e a oitava em zona de plataforma continental, onde as manifestações vulcânicas ácidas parecem estar associadas a temperaturas mais altas que as de caráter básico, segundo Custódio & Llamas, (1983).

A termodinâmica do sistema geotermal de água e vapor sobre convecção livre e forçada é um tópico avançado de corrente interesse para a pesquisa hidrogeológica.

IV.9 CONSIDERAÇÕES GERAIS SOBRE O MEIO FISSURAL

Na hidráulica de poços, admite-se pelo menos a existência de três tipos de reservatórios de águas subterrâneas:

- a) Primário – que possui porosidade primária, originada durante o processo de formação da própria rocha, onde o meio poroso é considerado contínuo.
- b) Secundário – que possui somente porosidade secundária, relacionada às fraturas ou fenômenos de dissolução em rochas com porosidade primária desprezível, produzida após o processo de geração da rocha. É marcado por forte descontinuidade hidráulica.
- c) Misto – com dupla porosidade, ou seja, com porosidade primária e secundária, constituindo-se em dois meios contínuos superpostos.

As formações geológicas de rochas ígneas e metamórficas supracrustais ou do embasamento, que não possuem porosidade primária, são consideradas na hidrogeologia como cristalino.

IV.9.1 Aquífero fissural

Segundo Costa, (1986) é um conceito que se aplica aos reservatórios de águas subterrâneas existentes no cristalino em escala regional. É formado por um conjunto ou sistema de zonas aquíferas. Este sistema é descontínuo, tem extensão e espessura infinitas e a sua geometria é desconhecida.

IV.9.2 Condutor hidráulico

Segundo Gustafson & Krásny (1994) é um conceito que se aplica ao cristalino em escala de afloramento ou mesoscópica, envolvendo um poço, as fendas direta ou indiretamente a ele conectadas, os blocos associados a essas fendas e o manto de cobertura indiferenciada. O condutor hidráulico, na verdade, tem dupla porosidade: uma porosidade primária, aqui suposta desprezível, que fica restrita à matriz dos blocos e uma porosidade secundária, produzida pelas fendas ou fraturas que subdividem os blocos.

IV.9.3 Condutor hidráulico real

Segundo Manoel Filho (1996), o fluxo para o poço se realiza através de um sistema de fendas de direções aleatórias, seguindo caminhos preferenciais desconhecidos, conforme, figura IV.6.

IV.9.4 Condutor hidráulico fictício ou ideal

O sistema de fendas reais é substituído por uma única fenda horizontal, de abertura a , localizada no fundo do poço, através da qual o fluxo no sistema de blocos e fendas (vertical, por hipótese), penetra horizontalmente no poço (figura IV.6).

Em escala microscópica o estudo do comportamento de um meio aquífero, seja poroso ou fraturado, é muito complexo, em virtude da distribuição espacial aleatória dos poros e canais por onde deve circular o fluido.

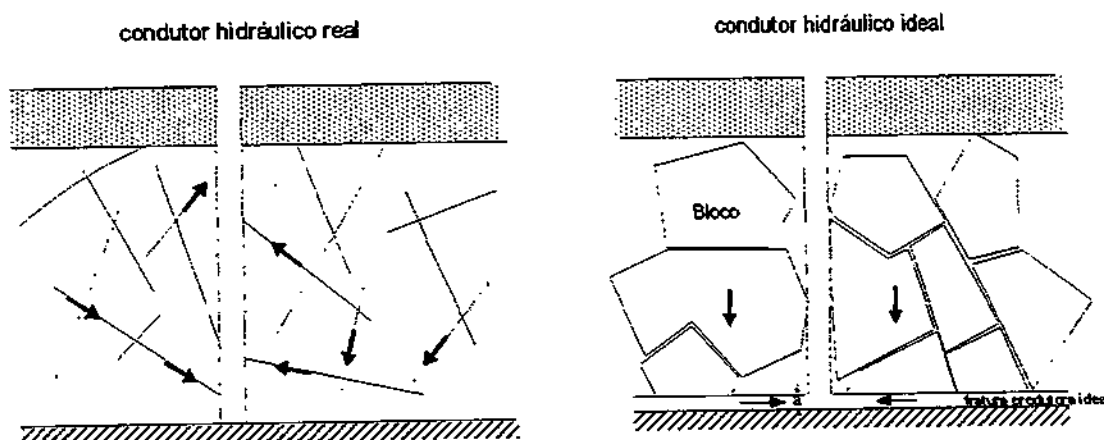


Figura IV.6, – Conceitos de condutor hidráulico real e fictício ou ideal

No meio fissural o tratamento é ainda mais difícil do que no meio poroso granular. Os estudos de laboratório, nos meios fraturados, são prejudicados pelo efeito da escala e pela heterogeneidade, impossibilitando obter um Elemento de Volume Representativo (EVR) de tamanho razoável.

A alternativa é estabelecer leis de caráter macroscópico que tratam o meio fraturado como um contínuo ou como um ambiente que tenha comportamento estatisticamente homogêneo, com algumas propriedades médias bem definidas.

Um exemplo de propriedade média bem definida é a chamada Lei Cúbica, conforme demonstrado por Romm (1966) para o fluxo laminar em fraturas finas (1.0×10^{-2} a 1.0×10^{-1} mm) e superfina (2.5×10^{-4} a 4.0×10^{-3}).

$$\frac{Q}{\Delta h} = Ca^3 \quad (\text{IV.5})$$

onde::

Q , taxa de fluxo [L^3T^{-1}]

Δh , diferença de carga hidráulica [L]

a , abertura da fratura [L]

C , constante dependente da geometria das fraturas e das propriedades do fluido [$L^{-1}T^{-1}$].

(Sharp (1970) e Sharp & Maini 1972, apud Manoel Filho, 1996) testaram em laboratório o fluxo em fraturas abertas e concluíram que o expoente na equação anterior, deveria ser 2 e não 3. Posteriormente, Gale (1975) e Witherspoon et al. (1980), comprovaram através de estudo de laboratório, a validade da lei cúbica para fluxo em fraturas, sob tensão artificialmente induzida, em amostras homogêneas de granito, basalto e mármore.

Outros autores, como Polubarinova-Kochina (1962), Snow (1965), Louis (1969) e Bear (1972) apresentaram equações para descrever o fluxo através de uma fratura, consideraram que se o fluxo for laminar e as paredes da fratura forem simuladas como placas paralelas, a condutividade hidráulica de uma fratura com abertura a é dada por:

$$K_f = a^2 \frac{g}{12\nu} \quad (IV.6)$$

Onde:

- g é a aceleração da gravidade [L/T^2]
- ν é a viscosidade cinemática [L^2/T] ($=9 \times 10^{-7} m^2/s$ a $25^\circ C$).

IV.9.5 Conceito fractal

O conceito idealizado por Mandelbrot, (1967) tem a ver com o termo latino *fractus*, verbo *frangere*, que significa "quebrar", isto é, criar fragmentos irregulares, invariantes de escala (ou fragmentos que podem ser medidos em diferentes escalas e são independentes das mesmas).

IV.9.6 Conceito de condutor hidráulico fractal

Se o conjunto poço-blocos-fendas associadas, representa um condutor hidráulico, a capacidade específica de poços em meio heterogêneo pode ser encarada como uma função $y = Q/s_w$ do condutor hidráulico, onde :

- Q é uma descarga bombeada, geralmente variável (embora possa ser constante).
- S_w é o rebaixamento do nível d'água no poço.

IV.9.7 Conjunto fractal

Turcotte 1992 apud Manoel Filho, (1996), denominou de conjunto fractal, a um conjunto dado pela expressão:

$$N_n = \frac{C}{r_n^D} \quad (\text{IV.7})$$

onde N_n é o número de fragmentos medidos, numa certa escala, em um processo iterativo, na iteração de ordem n ; C , é uma constante de proporcionalidade; r_n é a dimensão linear (escala de medida), utilizada na iteração de ordem n , e o expoente D é a dimensão fractal que pode ser inteira e quando isto acontece ela coincide com a dimensão Euclidiana, assumindo o valor zero, no caso de um ponto; valor 1, no caso de uma linha; valor 2, no caso de uma superfície, etc. Em geral, porém, a dimensão fractal não é inteira, mas sim fracionária, sendo esta a origem do termo fractal, segundo Turcotte (1992).

IV.9.8 Capacidade específica fractal

Foi comprovada por Manoel Filho, (1996), o qual considerou que a capacidade específica de um poço pode ser aproximada por:

$$y^* = \frac{Q^*}{s_w^D} \quad (\text{IV.8})$$

Na equação (IV.12), Q^* é um fluxo uniforme ($\equiv$ constante), de dimensão fractal $[L^{D+2}/T]$, s_w^D é o rebaixamento do poço, elevado a um expoente D , que é igual à dimensão do fluxo. A capacidade específica y^* (mesmo tendo a dimensão L^2/T), foi denominada de *capacidade específica fractal*, porque é função de expoente (dimensão) D (Manoel Filho, 1996). O importante é que ela corresponde sempre a um fluxo uniforme.

A dimensão fractal D caracteriza as irregularidades do fluxo e é indicativa do grau de variação da descarga bombeada durante o teste. O seu valor é tanto mais próximo de uma unidade quanto menos variar a vazão bombeada. Se a variação for crescente $D < 1$, e se for decrescente $D > 1$. Para uma vazão constante, D é rigorosamente igual a 1.

$$D = \frac{\log\left(\frac{Q^*}{y}\right)}{\log(S_w)} \quad (\text{IV.9})$$

IV.9.9 Modelo fractal

O modelo é aplicado a uma formação rochosa heterogênea, nos termos em que foi definido o Condutor Hidráulico.

O procedimento consiste em usar o método denominado "capacidade específica fractal" de Manoel Filho (1996), que consta de duas etapas distintas:

A primeira, tratamento dos dados de testes, visando determinar dois coeficientes fundamentais: dimensão fractal D , da vazão bombeada e a vazão fractal uniforme (constante) equivalente a Q^* .

A segunda, identificação dos parâmetros do condutor hidráulico: Transmissividade, abertura das fraturas, condutividade hidráulica, permeabilidade e porosidade.

Para avaliar o fluxo fora do poço, no aquífero fissural, ou seja para determinar o coeficiente de armazenamento das fissuras e difusividade do meio, emprega-se o método de Boulton & Streltsova (1977).

IV.9.10 Interpretação dos testes para calcular Q^* e D

Considera-se como hipótese que a água penetra no poço horizontalmente, através da fenda principal, idealizada como uma fratura horizontal, de abertura a , situada na base do condutor hidráulico. Portanto, a transmissividade do condutor hidráulico está intrinsecamente ligada à abertura da fenda produtora principal, que representa a abertura média das fendas reais, conectadas com o poço.

Para determinação do índice de fraturamento do condutor hidráulico é necessário saber a "espessura saturada inicial - h_i), definida como altura saturada correspondente à distância vertical entre o nível extremo da fenda produtora mais profunda (FMP) e o nível estático (NE), do poço

$$h_i = \text{FMP} - \text{NE} \quad (\text{IV.10})$$

Contudo, normalmente não se tem a indicação da posição da fenda produtora mais profunda (FMP), neste caso, supõe-se que está em uma profundidade compreendida entre o fundo do poço e o crivo da bomba. A melhor expressão para estimar esta posição é:

$$\text{FMP} = \text{crivo} + \frac{\text{prof. total} - \text{crivo}}{2} \quad (\text{IV.11})$$

Transmissividade do condutor hidráulico (T_f) - está essencialmente ligada à abertura da fenda produtora principal, que representa a abertura média das fendas reais, conectadas com o poço.

Se considerarmos o raio do poço desprezível, e o rebaixamento no poço for menor que a espessura inicial (h_i), para cada vazão uniforme Q^* , de dimensão $[L^{D+2}T^{-1}]$, a evolução do rebaixamento s_w^D , com o tempo, segue uma lei do tipo:

$$S_w^D(t) = a_1 \log(t) + a_0 \quad (\text{IV.12})$$

Esta equação, em coordenadas mono-logarítmicas, é uma reta cuja declividade reflete a capacidade de transmissão de água das fendas conectadas com o poço. Essa declividade, $a_1 = \Delta(s^D)/\log(t_2/t_1)$, tem dimensão $[L^D]$ e varia com a vazão fractal uniforme do

poço. Assim, usando a aproximação de Jacob (1947), a transmissividade do condutor hidráulico (T_f) pode ser estimada pela relação:

$$T_f = \frac{0.183Q^*}{\Delta(s_w^D)_{ciclo}} \quad (IV.13)$$

Foi demonstrado, também, por Witherspoon (1980), apud Manoel Filho, (1996) que para fluxo laminar, se as paredes da fratura forem simuladas como placas paralelas, a *condutividade hidráulica* de uma fratura [LT^{-1}] em função da sua abertura a e das propriedades do fluido, pode ser expressa pela equação:

$$K_f = a^2 \frac{g}{12\nu} \quad (IV.14)$$

Sendo: g , a aceleração da gravidade [LT^{-2}] e ν , a viscosidade cinemática [L^2T^{-1}].

IV.9.11 Abertura média das fraturas (a)

A abertura média das fraturas é dada pela expressão:

$$a = \left[T_f \frac{12\nu}{g} \right]^{1/3} \quad (IV.15)$$

IV.9.12 Condutividade hidráulica (K_f)

A condutividade hidráulica das fraturas também pode ser obtida dividindo-se a transmissividade pela abertura média das fraturas, ou seja, através da relação:

$$K_f = \frac{T_f}{a} \quad (IV.16)$$

IV.9.13 Permeabilidade

A permeabilidade das fraturas [L^2] é obtida em função da condutividade hidráulica, da viscosidade cinemática e da aceleração da gravidade, por meio da expressão:

$$k_f = K_f \frac{\nu}{g} \quad (IV.17)$$

IV.9.14 Índice de fraturamento η_f

O índice de fraturamento do condutor hidráulico, é dado pela relação entre a superfície de controle (superfície do cilindro de raio r_w , produzido no meio fissural pela perfuração do poço) e a superfície de entrada de água para o poço, através da fratura de abertura a , isto é:

$$n_f = \frac{2\pi r_w a}{2\pi r_w h_i} = \frac{a}{h_i} \quad (\text{IV.18})$$

Em termos mais simples, esse índice se expressa pela relação (em metros), entre a abertura da fenda produtora principal a , (equivalente à soma de todas as fraturas reais conectadas com o poço), e a espessura saturada inicial h_i (Manoel Filho, 1996).

IV.9.15 Condutividade hidráulica do meio fissural

Neste caso, a condutividade hidráulica representa o meio fissural como um todo, envolvendo blocos e fissuras que pode ser dados por:

$$K = K_f \cdot n_f \quad (\text{IV.19})$$

Nas rochas cristalinas a capacidade de armazenar e transmitir água está relacionada às estruturas secundárias devido ao fraturamento das rochas e não à própria rocha. O comportamento hidráulico destas estruturas é um tema complexo no campo da hidrogeologia, uma vez que os parâmetros hidráulicos apresentam uma grande variação de uma área para outra. Atualmente Gustafson (1986) e Gustafson & Krasny (1994) sugerem que o termo aquífero, no caso das rochas cristalinas, seja substituído pela denominação de *condutor hidráulico*.

As rochas fraturadas constituem sistemas anisotrópicos e heterogêneos, distribuídos em sub-superfície aleatoriamente, o que dificulta bastante a identificação de uma correlação entre parâmetros que atuam nesse meio. Alguns pesquisadores como Banks (1993), Larsson (1972), e Carlsson & Chistianssen (1987) referem que encontraram uma correlação regional entre o esforço tectônico que atuou no passado e a permeabilidade das fraturas, assim como a correlação entre a permeabilidade e o esforço atuante na rocha. Estes pesquisadores, porém, não apresentam valores quantitativos nem expressões matemáticas caracterizando tais correlações.

É possível determinar os parâmetros hidráulicos no meio fissural através de testes de bombeamento em poços que podem estar conectados com uma ou mais fraturas. No entanto estes parâmetros devem ser aplicados aos condutores hidráulicos e não ao reservatório subterrâneo cujo domínio nas suas três dimensões por hipótese é desconhecido. Por isto concebe-se que a capacidade de transmissão da água, definida a partir de um teste de bombeamento, em um poço, é representativa apenas do sistema de fendas direta ou indiretamente conectado com o poço Manoel Filho, (1996).

Este autor concebeu um modelo para avaliar fluxo uniforme, dado que, particularmente na região semi-árida, as vazões de bombeamento dos poços tendem a decrescer com o tempo, sendo muito difícil realizar testes com vazão constante. Somente depois de avaliar um fluxo uniforme é que se podem utilizar, para cálculo dos parâmetros

hidráulicos em meio heterogêneo, os modelos existentes, como o de Boulton & Streltsova (1977), O procedimento para obtenção do fluxo uniforme, Q^* e da dimensão fractal, D , que é um índice de variabilidade da vazão bombeada, foi denominado de método da capacidade específica fractal.

Dado ao caráter heterogêneo e anisotrópico do meio fissural, as propriedades hidráulicas de suas estruturas no que trata de dimensões e limites são imprevisíveis e no que tange aos seus parâmetros hidráulicos comportam-se com notável variabilidade de um ponto para outro de uma mesma unidade litológica.

O comportamento hidráulico de diferentes tipos de rochas consolidadas é muito variável e dependente muitas vezes de fatores externos à sua própria composição. Os esforços tectônicos condicionam os diaclazamentos, esfoliação, planos de fraturas, etc. O clima condiciona a alteração superficial da rocha e a criação de mantos permeáveis (alterações), assim como as fendas podem estar cheias ou livres de materiais pouco permeáveis.

Os fatores endógenos são os responsáveis pela existência de filões e intrusões que uma vez favorecem e outras vezes dificultam o fluxo da água. Também se deve assinalar que as deformações e alterações posteriores a essas injeções, podem alterar a permeabilidade. A erosão expõe rochas enterradas debaixo de um grande peso, e este processo produz uma descompressão que abre as fissuras e cria outras novas.

Admite-se que os granitos e rochas similares apresentam um fraturamento superficial até uma profundidade que em geral não passa de umas poucas dezenas de metros, e a permeabilidade pode estar muito ligada à zona de alteração. Algo similar pode acontecer com as rochas metamórficas, em especial se existem níveis quartzosos. Não é raro, em ambos os tipos de rochas, que os produtos de alteração tendam a colmatar as possíveis fendas, constituindo uma barreira à circulação da água.

A condutividade hidráulica das rochas cristalinas, que varia de um lugar para outro, depende diretamente do número de fraturas por unidade de superfície, do comprimento das fraturas, da distância entre elas e de suas aberturas. Estas observações foram resultantes de um estudo em um meio poroso de permeabilidade equivalente a um meio fissural intrusivo de 10 metros de comprimento, realizado por Boehmer (1993). Em geral, a condutividade hidráulica das rochas fraturadas não passa de 1 m/d e muitas vezes é notavelmente menor. Em materiais vulcânicos antigos os valores usualmente situam-se entre 0,01 e 1 m/d, podendo chegar a 1000 m/d ou mais, nas vulcânicas mais recentes. Em calcários fraturadas os valores mais freqüentes estão entre 0,1 e 10 m/d (Custódio, 1974). Pontualmente a condutividade hidráulica pode variar desde praticamente nula até valores de milhares de m/d.

A recarga do meio fissural está condicionada à permeabilidade de suas rochas e às características fisiográficas do meio ambiente onde se encontram. Quando as fissuras são

preferencialmente horizontais, sua recarga direta é difícil. Já as fissuras inclinadas ou verticais estão em posição de recarga muito mais favoráveis, embora possam ser mais facilmente preenchidas por materiais argilosos.

Nas fendas interconectadas em zonas altamente fraturadas, se for admitido que o meio se comporta como estatisticamente homogêneo é possível estabelecer superfícies potenciométricas, tendo em conta que são superfícies virtuais, definidas pela rede de linhas potenciométricas e de linhas de fluxo, correspondentes à interseção dessas fendas com um plano horizontal.

Nas zonas de fendas isoladas das quais foram feitas extrações de água e que se comunicam com o exterior, podem ocorrer níveis diferentes e como consequência serem motivo de confusão. As zonas muito permeáveis podem mostrar níveis muito deprimidos localmente, se têm onde desaguar com facilidade.

A permeabilidade por fissuração pode ser primária, se for simultânea à origem da rocha (ex: diaclazamento colunar dos basaltos) ou secundária, se posterior à sua origem (ex: fraturamento tectônico, descompressão).

IV.9.16 Fluxo no plano vertical (r,z)

Para fluxo vertical (r,z), o modelo de Manoel Filho (1996) incorpora as hipóteses básicas dos modelos de dupla porosidade de Barenblatt et al. (1960), de Boulton (1963) e ainda de Boulton & Streltsova (1977).

Do modelo de duplo domínio com drenagem retardada Barenblatt et al. (1960) são consideradas as hipóteses básicas seguintes:

- São admitidos dois domínios de fluxo: o primeiro, representado pela matriz de uma rede de blocos rochosos irregulares, e o segundo, constituído pelas fissuras.
- Não existe fluxo das fraturas para os blocos.
- Os blocos são isotrópicos e o aquífero é confinado, com extensão lateral infinita como em Theis (1935).

Para interpretações dos testes no plano (r,z), a exemplo do que feito para o poço bombeado, o primeiro passo é a determinação da descarga fractal uniforme equivalente Q^* e da dimensão do fluxo D .

Em seguida, as propriedades hidráulicas do meio podem ser calculadas pelo processo clássico de superposição da curva de rebaixamento versus tempo obtida no campo com a curva padrão da função do poço (figuras IV.7) em meio fraturado, correspondente à integral que aparece na equação de Boulton (1963).

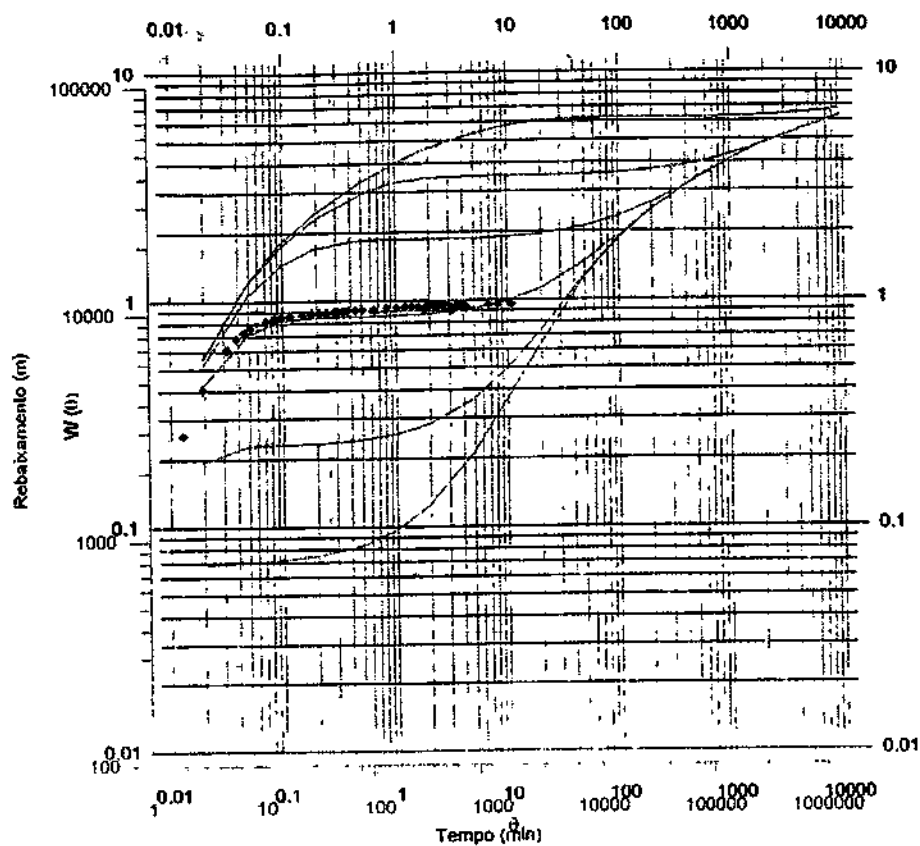


Figura IV.7, Curva de campo ajustada a curva padrão de Boulton 7 Steltsova (1977).

As formulas apresentadas a seguir são utilizadas para cálculo dos parâmetros fora do poço.

$$\text{Transmissividade} \quad T_f = \frac{y^* W}{4\pi} \quad (\text{IV.20})$$

$$\text{Difusividade} \quad \delta = \frac{T_f}{S_f} = \frac{\theta^2}{4t} \quad (\text{IV.21})$$

$$\text{Armazenamento nas fraturas} \quad S_f = T_f \frac{1}{\delta r^2} \quad (\text{IV.22})$$

$$\text{Armazenamento na matriz} \quad S_m = S_f (\eta - 1) \quad (\text{IV.23})$$

$$\text{Abertura das fraturas} \quad a = \left[T_f \frac{12\nu}{g} \right]^{1/3} \quad (\text{IV.24})$$

$$\text{Condutividade hidráulica} \quad K_f = \frac{T_f}{a} \quad (\text{IV.25})$$

$$\text{Permeabilidade} \quad k_f = K_f \frac{\nu}{g} \quad (\text{IV.26})$$

V GEOFÍSICA

Na região já foram realizados diversos trabalhos de geofísica: gravimetria, magnetometria, eletroresistividade, perfilações térmicas e outros. Neste trabalho será tratado apenas de perfilações térmicas e efeitos do calor na circulação do fluxo fluido e influências na temperatura da água.

A dissipação do calor armazenado no meio (água e maciço rochoso) é amenizado pelo confinamento e, estrutura geomorfológica da Serra de Caldas.

Na área embora exista mais de uma centena de medidas de perfilações térmicas, algumas realizadas na época da construção do poço, por seus respectivos proprietários, conforme dados arquivados nos relatórios finais de pesquisas apresentados ao DNPM, outras perfilações, realizadas em campanhas específicas nos projetos: Estudo Hidrogeológico da Região de Caldas Novas, Estudo das Anomalias Termiais na Região de Caldas Novas e por último estudo realizado através do convênio DNPM/FURNAS (1996), projeto Reservatório e Termalismo. Embora exista essa grande quantidade de perfilações térmicas em poços produtores na área urbana de Caldas Novas, no presente estudo, foram usados dados de somente 57 poços de relatórios finais de pesquisas. Os quais encontram-se distribuídos conforme suas coordenadas topográficas na figura na V.1.

As perfilações térmicas em Caldas Novas tem sido muito usadas para detectar as entradas de águas e determinar o trecho de cimentação do poço.

As medidas de temperaturas destes poços foram realizadas em intervalos de 5 m em 5 m. Para permitir a correlação das temperaturas e gradientes dos poços, numa mesma cota, as medidas foram digitadas e organizadas em planilha eletrônica do programa Excel – 97.

Quando o fluxo de calor é constante e atravessa um meio uniforme, então é caracterizado pela linearidade do perfil temperatura versus profundidade. Analisando o conjunto de perfis da figura V.2, pode-se verificar que a maioria das temperaturas nas perfilações, iniciou na cota 650 com temperatura variando de 25 a 30°C.

As circulações de águas frias e termiais no interior do maciço são responsáveis pelas inclinações diversificadas e distúrbios na linearidade do perfil em suas respectivas profundidades. Estes efeitos naturais e os artificiais provocados pelas perfurações de poços, aumentaram a complexidade verificada do conjunto de perfis na figura V.2.

Todavia, as perturbações não são causadas somente pela circulação das águas dentro do maciço, possivelmente existem vários efeitos que incrementam as variações nas linearidades dos perfis ao longo das profundidades, como: variação na condutividade litológica com a profundidade; flutuação na temperatura superficial e perturbações por desvios progressivos da verticalidade do poço, e vários outros.

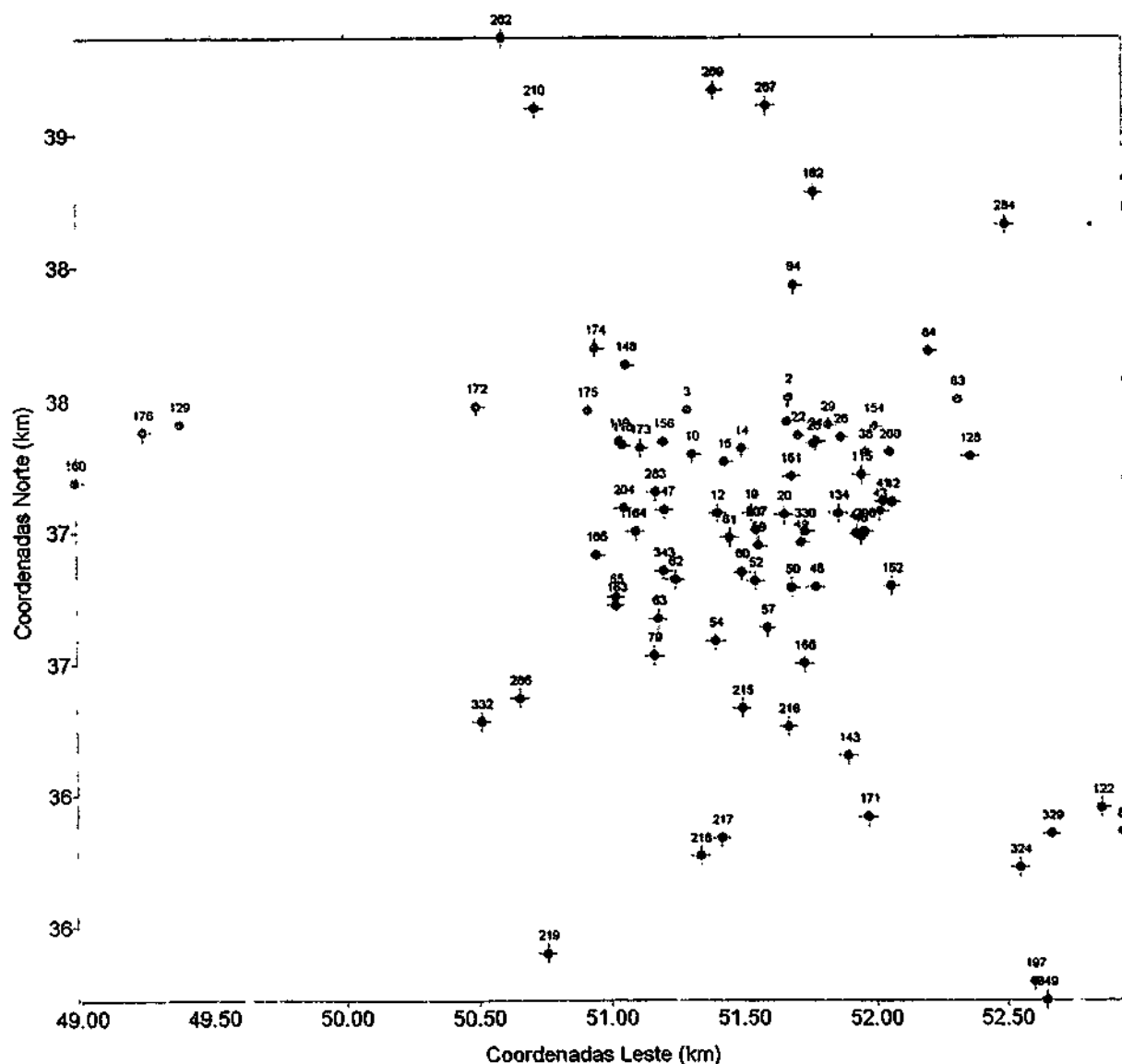


Figura V.1, Localização dos poços perfilados

As grandes variações de temperaturas evidenciadas nas perfilagens em poços situados a uma distância de 100 metros, um do outro, estão associadas a circulação da água de maior temperatura, comprovando que o transporte de calor convectivo é mais eficiente que o condutivo, conforme a teoria de Bredehoeft & Papadopoulos (1965).

Na figura V.2, verifica-se que os perfis com temperaturas máximas de 55°C são poços que atingiram o aquífero Termal Inferior na cota próxima de 250 metros. Os perfis

com temperaturas oscilando entre 35 e 50 °C são poços que atingiram os xistos e quartzitos intermediários do Grupo Araxá. Contudo alguns poços ultrapassaram a cota (-50) e não atingiram os quartzitos Inferiores também do Grupo Araxá. Toda esta variação de temperatura e espessura do pacote de rochas do Grupo Araxá ocorre numa distância próxima de 700 metros.

As perfurações de poços e exploração de vazões superiores as taxas de restituição natural no Aquífero Termal Intermediário resultaram em intensas perdas de cargas, cedendo espaço para a invasão das águas superficiais com menor temperaturas, provocando modificações nas características do Aquífero Freático Superior.

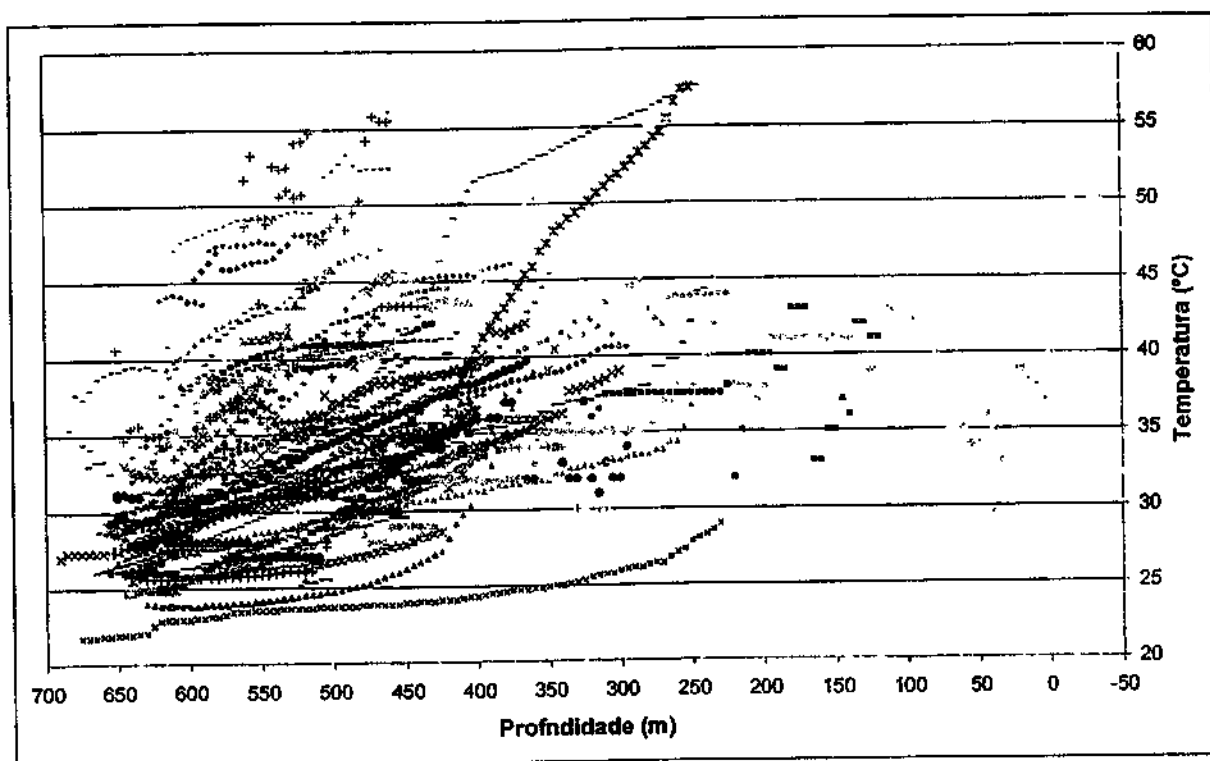


Figura V.2, Conjunto de perfis de 57 poços termais, envolvendo os três aquíferos.

Para medir variações relativas ao armazenado e fluxo de calor do interior da terra num sistema hidrotermal submetido as complexidades descritas é muito complicado.

Diferentes campanhas de perfilagens realizadas nos mesmos poços, mostraram grandes variações nos perfis e a explicação para isto é a modificação do equilíbrio devido a exploração.

As inflexões na linearidade de alguns perfis de temperatura versus profundidade, verificadas na figura V.3, são inversões térmicas nas proximidades da superfície, associadas ao movimento descendente de águas frias. Estas perturbações desaparecem nas primeiras centenas de metros. Por outro lado, os perfis da figura V.4, apresentam uma boa linearidade, mostrando pequenas interferências.

Perfis com Influência de Águas Superficiais

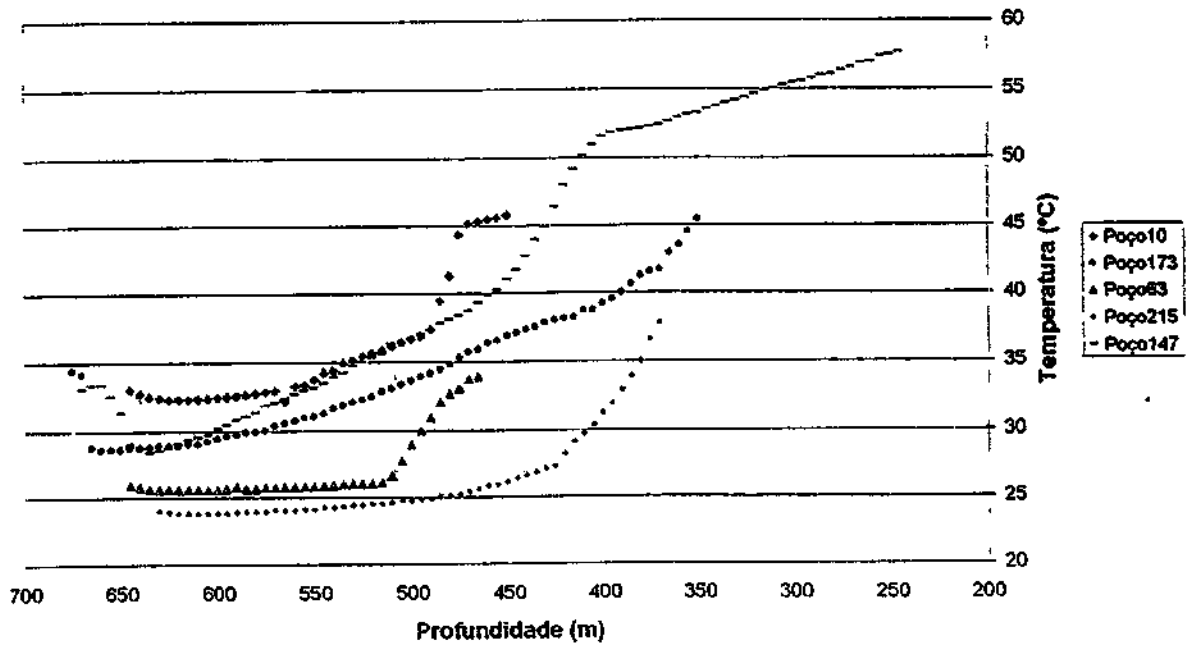


Figura V.3, Perfis com inversão térmica próximo a superfície.

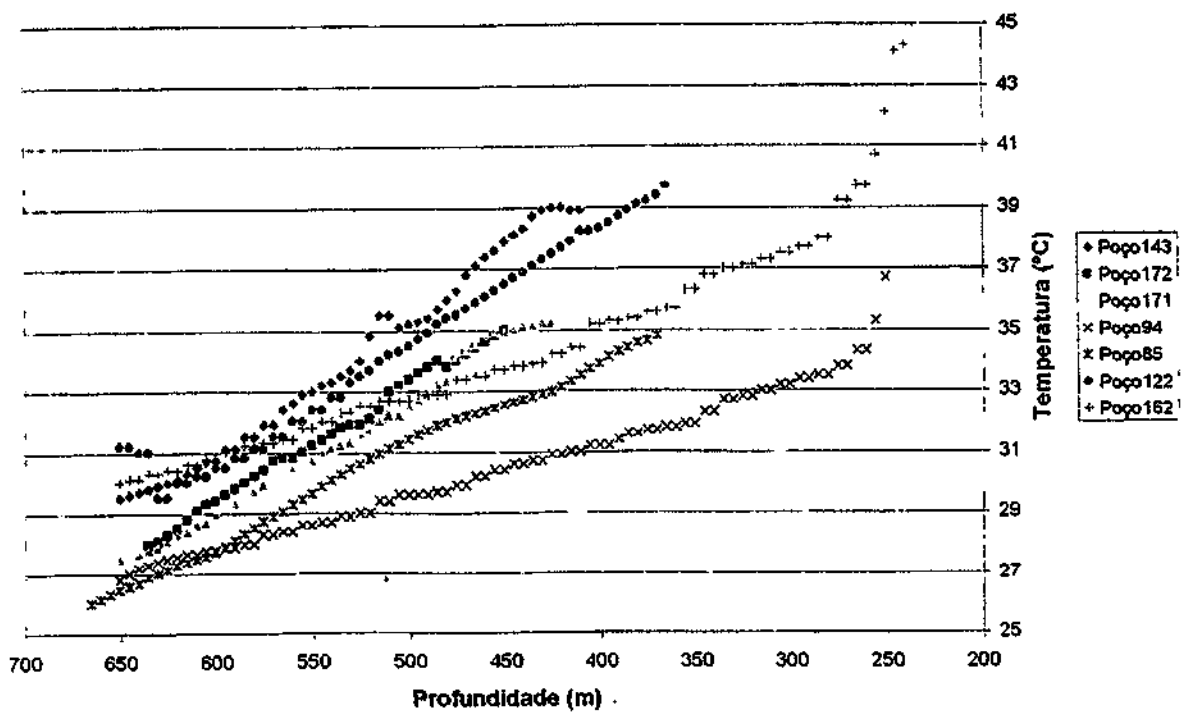


Figura V.4, perfis de maior linearidade e menores perturbações.

Com base nos dados de perfis de temperaturas, na figura V.5, foi desenhado um esquema representando a circulação de fluxo no sistema hidrotermal de Caldas Novas. A curva de menor temperatura representa as circulações de águas descendentes (recarga do aquífero) e a curva de maior temperatura, as circulações de águas ascendentes (representando a descarga). Após a cota -400 (devido as tendências de convergências dos perfis de temperaturas, admite-se que as influências da circulação de água diminui e o fluxo de calor passa a ser mais constante, mostrando maior linearidade do perfil temperatura versus profundidade e conseqüentemente o gradiente geotérmico passa a ser mais uniforme.

O gradiente de temperatura, quando presente, pode causar fluxo nas águas subterrâneas mesmo quando o gradiente hidráulico é nulo Gurr et al., 1952; Philip & Vries, 1957; *apud* Freeze & Cherry, (1979).

Analisando a figura V.5, conclui-se que a recarga para o aquífero termal pode ocorrer mesmo em localidades de cotas topográficas baixas. Os gradientes hidráulico e térmico age de forma conjugada, sendo o suficiente para produzir fluxo nas águas subterrâneas.

Para obter medidas seguras de gradiente geotérmico constante é necessário ultrapassar as zonas onde não haja movimentações verticais de águas, conforme Mansure & Reiter (1979), embora os mesmos reconheçam que é difícil definir se essa zona foi ultrapassada ou não.

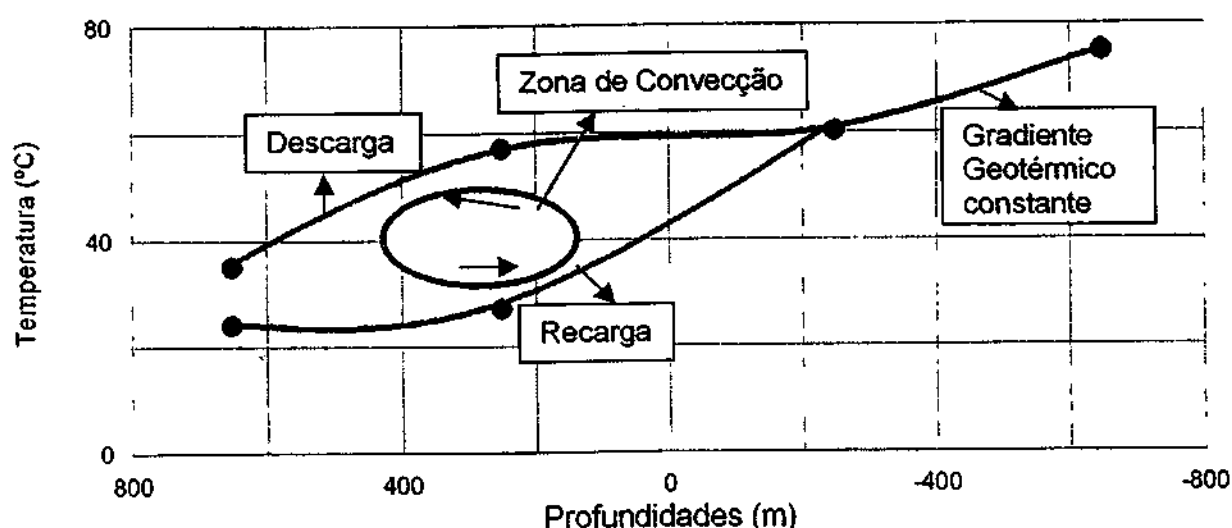


Figura V.5 - Perfil temperatura versus profundidade do sistema hidrotermal de Caldas Novas.

Todos os perfis de gradientes geotérmicos da figura V.6, encontram-se na zona de convecção. Por isso, apresentam uma grande variação de ponto para ponto. Para alcançar a zona de gradiente geotérmico constante, em Caldas Novas é necessário ultrapassar a profundidade de 1200 a 1500 metros.

Ainda com os dados dos perfis térmicos, foram calculados os gradientes geotérmicos conforme ilustrado na figura V.6. Os quais parecem mostrar evidências de influências da temperatura atmosférica e das circulações de águas descendentes e ascendentes.

Em alguns perfis a temperatura inicia baixa, aumenta rapidamente nas primeiras dezenas de metros e depois seguem um aumento normal. Isto conseqüentemente proporciona gradientes geotérmicos muito elevados no início das perfilagens e que aos poucos vai decrescendo até chegar ao normal. Em outros perfis há uma inversão térmica, com temperaturas menores em profundidade. Isso proporciona um gradiente inicial negativo que continua decaindo até uma profundidade próxima de 100 metros e aos poucos volta a crescer até chegar ao normal na cota 500 metros, quando estas variações praticamente desaparecem.

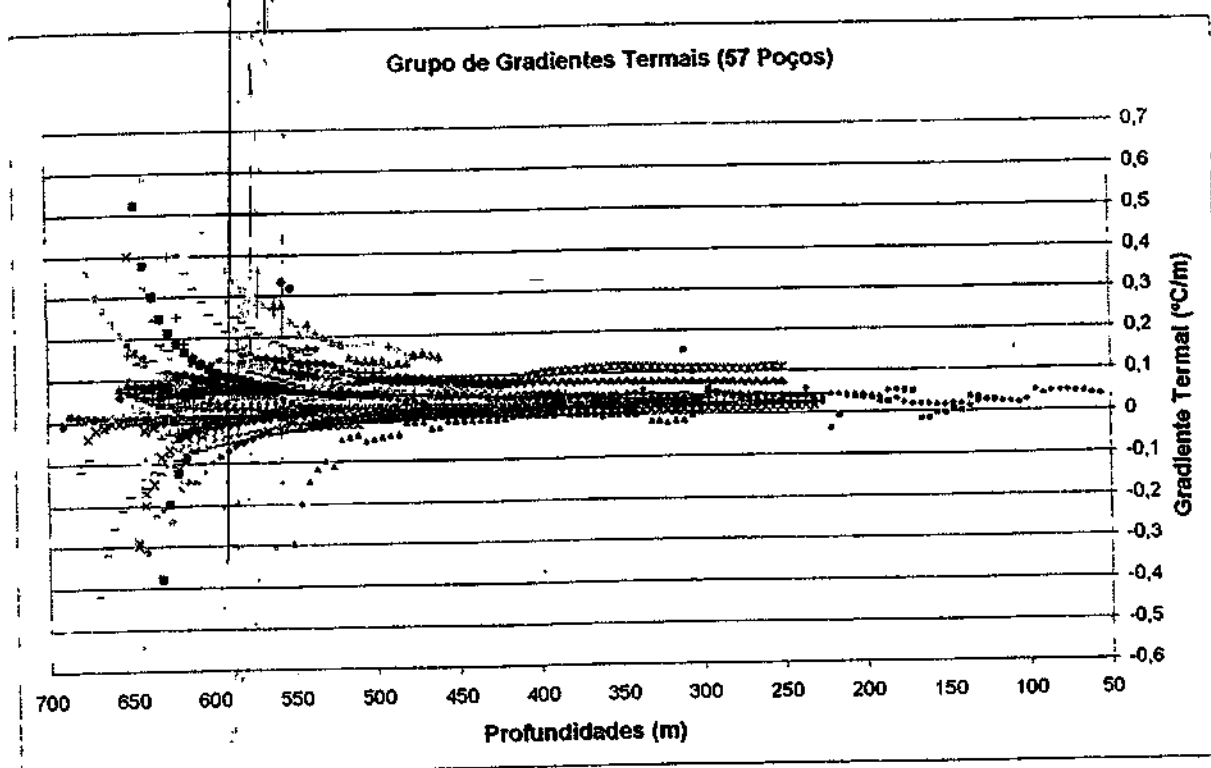


Figura V.6, Comportamento do conjunto de gradientes térmicos com a profundidade.

A figura V.7 representa o trecho mais uniforme do gradiente geotérmico médio do maciço, onde existe a maior quantidade de medidas e as variações são menores. A média neste trecho, varia de 50 a 36 °C / Km.

Com as coordenadas topográficas dos poços e as medidas de temperaturas, foram construídos mapas de isotermodas usando o programa Surfer 6.01. As isolinhas de

temperaturas ilustram as anomalias termais na cidade de Caldas Novas, nas cotas 620 e 430 metros.

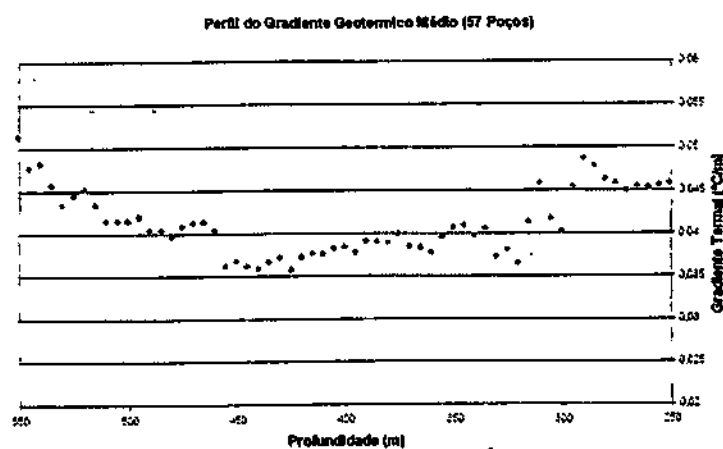


Figura V.7 Comportamento do perfil de gradiente médio.

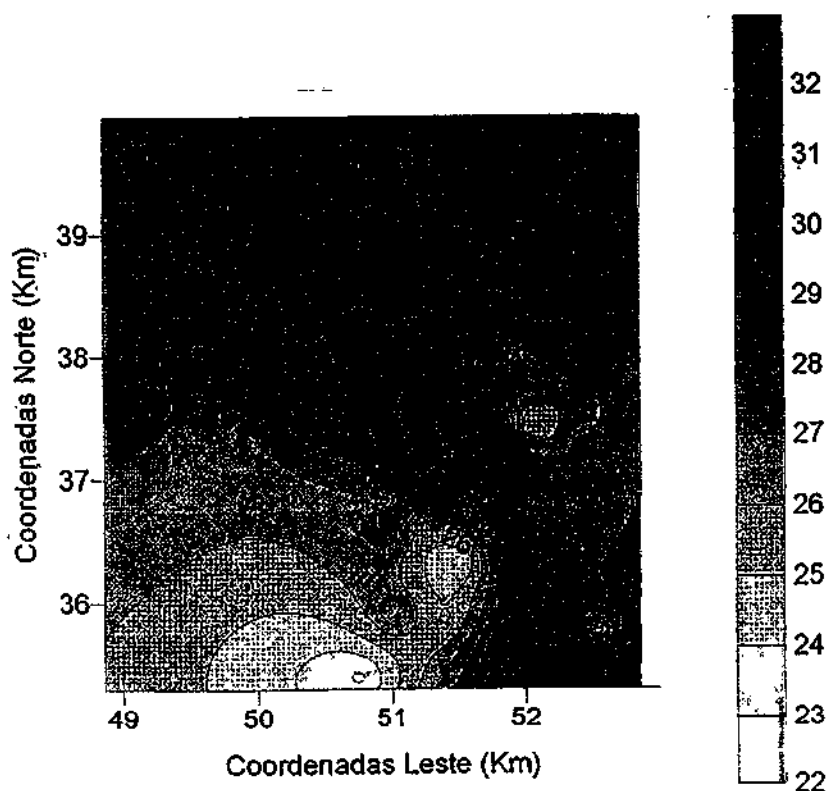


Figura V.8 Isotermas das anomalias sub-superficiais na cota altimétrica 620 m, baseadas em informações de 57 poços.

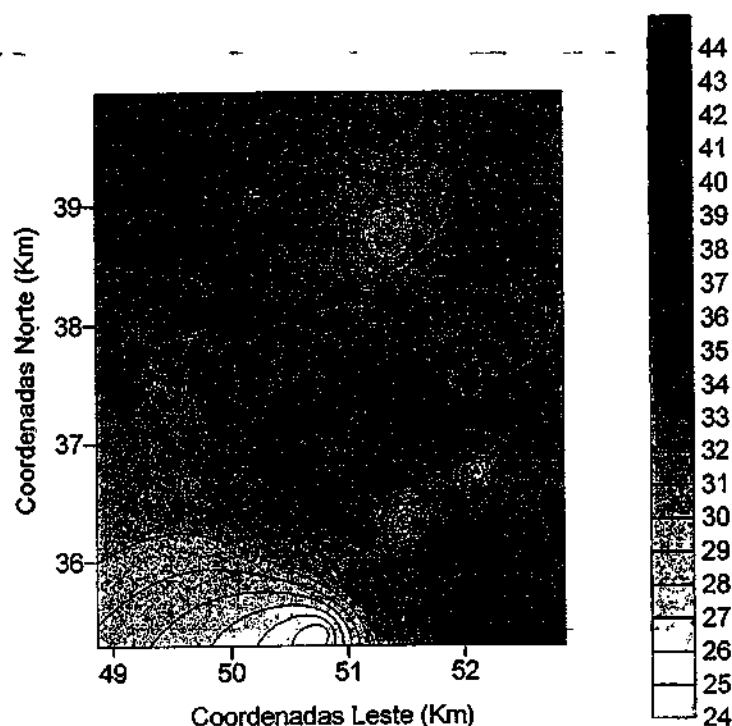


Figura V.9, Isotemperaturas das anomalias sub-superficiais na cota altimétrica 430m, construídas com as informações de 57 poços.

Mesmo no mapa de isotemperaturas, na cota 430 metros, existem diversos pontos de temperaturas distintas, mas a medida que aumenta a profundidade, a temperatura vai homogeneizando no maciço. Talvez a melhor forma de detectar as variações de temperaturas no sistema hidrotermal de Caldas Novas, seja instalar equipamentos capazes de monitorar a temperatura e vazão 24 horas/dia como é feito em outros sistemas hidrotermais no mundo. Variações nas surgências podem ser influenciadas por diminuição das cargas potenciométricas do aquífero termal ou por variações nas proporções das misturas de água fria do aquífero freático com o termal.

VI HIDROGEOLOGIA

VI.1 CARACTERÍSTICAS DO SISTEMA HIDROTHERMAL DE CALDAS NOVAS/RIO QUENTE-GO

A ocorrência da anomalia hidrotermal Caldas Novas – Rio Quente, está associada à interação de um conjunto de condições naturais, que podem ser divididas em:

- A recarga deste sistema hidrotermal é do tipo difusa, feita através de infiltração de água meteórica nas camadas de solos porosos e depois por descontinuidades dos substratos quartzíticos fraturados na Serra de Caldas e também, nas regiões circunvizinhas através de camadas de solos espessos porosos e depois por descontinuidades dos substratos de rochas xistosas com lentes de carbonatos e quartzitos. A movimentação do fluido está sujeita aos gradientes hidráulico e termal, o primeiro gerado devido às diferenças de níveis potenciométricos entre áreas de recarga e descarga e o segundo devido às diferenças de temperatura entre a zona de infiltração da água, com temperatura menor e a zona de circulação mais profunda com temperaturas maiores.
- O sistema aquífero constitui-se de arranjos geológicos estruturais, (fraturas, falhas, etc.), capazes de permitir a circulação e armazenamento da água em profundidade. O aquecimento da água ocorre paulatinamente, durante a descida, até adquirir a temperatura máxima nos extratos permeáveis mais profundos. A água aquecida, ao retornar à superfície, transporta calor (parte do qual é dissipada para o maciço rochoso), podendo misturar-se com águas descendentes de menor temperatura. O processo geológico responsável pela manifestação deste calor interno, não está de todo definido, mas, à luz dos conhecimentos atuais, o fluxo de calor que aquece a água está relacionado ao gradiente geotérmico normal, (segundo estudos de geofísica – método gravimétrico – e de hidroquímica, descartando-se as hipóteses de aquecimento por: magmatismo e desintegrações de substâncias radioativas, ^{40}K e radioelementos da série do U e Th, que tendem a acumular-se na crosta terrestre). O sistema de transferência de calor é caracterizado como sistema de convecção forçada, na forma daquele sugerido por White (1973). O sistema de transferência de calor por condução é menos expressivo.

Este conjunto de condições naturais, interagindo nesta área, formou um sistema hidrotermal aberto e de baixa entalpia, onde as temperaturas conhecidas de descargas não

ultrapassam a 60°C. A circulação da água, ocorre em profundidades da ordem de 1500 a 2000 metros. As temperaturas máximas são estimadas em 75°C, determinadas através do gráfico de Fournier & Truesdell, (1970), usando o geotermômetro de sílica (SiO₂). Este sistema hidrotermal de Caldas Novas – Rio Quente, como a maioria dos sistemas hidrotermais, é complexo.

No Sistema Aquífero de Caldas Novas/Rio Quente, predomina a fase água quente de White, (1973 op. cit.), onde a água é uma fase contínua através do sistema e isto fornece um controle da pressão, com movimentação subsuperficial lenta (controlada essencialmente pela lei de fluxo das águas subterrâneas).

Enquanto as condições de equilíbrio natural do sistema eram mantidas, as equipotenciais hidráulicas e termiais permaneciam em regime permanente. Com a construção de poços, a descarga artificial induziu alívio de pressão no sistema, provocando rebaixamentos da superfície potenciométrica. Estas modificações no equilíbrio são responsáveis pelo desaparecimento das fontes termiais no Córrego Caldas.

A retirada de água termal envolve a retirada de calor do sistema. Na gestão da exploração das águas termiais deve ser observada a variação nas reservas de água e calor, conforme a simulação do capítulo VII. Logicamente, se o potencial do aquífero não é bem conhecido, a retirada de água do sistema pode levar a uma super exploração, que além dos rebaixamentos dos níveis, pode causar inversões térmicas, ou seja, temperaturas relativamente baixas em profundidade. O resultado disso é a perda de velocidade da água no processo de infiltração profunda, devido à perda de influência do gradiente termal, nos locais onde o gradiente hidráulico for menos influente.

A super exploração pode retirar do sistema, uma quantidade de água e calor muito superior à taxa de recarga e de fluxo de calor natural para o aquífero, causando danos irreparáveis. A avaliação da recarga, do fluxo natural do calor e da descarga hidrotermal é uma informação de grande importância na gestão do aquífero termal.

VI.2 SISTEMA AQUÍFERO DE CALDAS NOVAS/RIO QUENTE

A área de Caldas Novas/Rio Quente já foi intensamente estudada e continua sendo no presente. Contudo, a geologia é muito complexa e o sistema aquífero não é diferente. Através das informações obtidas da geologia, dados de perfurações de poços, geofísica, hidroquímica e hidrogeologia, concluiu-se que este sistema é constituído, pelo menos, de (03) três aquíferos: *Aquífero Freático Superior* ; *Aquífero termal intermediário* e *Aquífero termal inferior*.

Para fins de estudo de seu potencial e da sua exploração auto-sustentável, este sistema deverá ser tratado como um único aquífero, pois a recarga é única para o sistema.

O sistema aquífero de Caldas Novas, apesar da grande quantidade de trabalhos, ainda não tem suas conformações espaciais totalmente conhecidas.

A maioria dos estudos envolveram a Serra de Caldas, as surgências e as captações naturais e artificiais.

VI.2.1 Aquífero Freático - Superior

VI.2.1.1 Litologia

As características do clima tropical, as elevadas taxas de precipitações pluviométricas, o intemperismo físico-químico e os processos de lixiviação e lateritização, constituem um conjunto de interações naturais, responsável pela formação do manto de alteração, com espessuras variando de 5 a 60 metros e média de 20 metros. Os locais de afloramentos rochosos são raros.

A zona de superfície rebaixada, tem um manto constituído de coberturas recentes de solos aluviais e coluviais e drenagens moldadas pelas fraturas do maciço rochoso. Este solo tem composição laterítica de cor avermelhada - latossolo (TQCa) - com textura argilosa, às vezes arenosa, apresentando concreções limoníticas (pisólitos) originadas dos micaxistos alterados, ou "regolitos".

Por toda a área ocorrem depósitos coluviais delgados e descontínuos e, ao longo dos vales, depósitos aluviais pouco expressivos, como no Córrego Caldas, onde há grandes buracos escavados por trabalhos de garimpo de ouro, transformados atualmente em represas. O Aquífero Freático é um sistema constituído pelo manto de alteração e por rochas com fraturamento superficial.

A superfície da Serra de Caldas, com cotas topográficas oscilando entre 950 e 1050 metros, possui camadas de solos areno-argilosos, variando em média de 20 a 30 metros de espessura. Na base, por vezes, aparece uma cascalheira de blocos de quartzitos e concreções ferruginosas lateritizadas. Sua continuidade horizontal é balizada pelas escarpas da Serra.

Na área urbana de Caldas Novas, o manto intemperizado areno-argiloso varia de 5 a 50 metros de espessura, como pode ser observado nos perfis litológicos (XIII-7.1 a XIII-7.8 anexos)

VI.2.1.2 Recarga e circulação

A recarga é do tipo difusa na camada de solo superficial e a água infiltrada, conforme DNPM/FURNAS (1999a) constitui-se em importantes reservas de águas subterrâneas, denominadas "aquíferos de transferências", que alimentam as fraturas profundas abertas.

Na Serra de Caldas e nas formas tabulares de superfícies rebaixadas circunvizinhas, as águas armazenadas nas fraturas dos maciços cristalinos, podem percolar por descontinuidades conectadas às zonas profundas e recarregar os aquíferos superficiais e termais profundos.

As raras ocorrências de exutórios nas bordas da Serra, permitem inferir que as fraturas sob o manto alterado possuem boa permeabilidade na direção vertical, caso contrário, haveriam grandes quantidades de fontes e cascatas nas escarpas da Serra de Caldas (pelo menos nos meses de maiores precipitações).

DNPM/FURNAS (1996) concluiu que: a porosidade efetiva dos quartzitos das Serras de Caldas e Matinha é da ordem de grandeza de 1%; que a infiltração regional ocorre em cotas elevadas, acima de 700 a 750 m, através de camadas permeáveis de quartzitos, com uma taxa média da ordem de 1 a 3 l/s/km²; que as variações dos níveis freáticos profundos na Serra de Caldas são defasados em mais de 200 dias, em relação à variação da altura d'água precipitada na região.

Posteriormente, DNPM/FURNAS (1999a op. cit.), recalculou a taxa de recarga para a Serra de Caldas, com base nas séries temporais do NA em cinco piezômetros, no período de out/1993 a ago/1997, tendo verificado que a recarga na Serra de Caldas deve ser da ordem de 448 a 1040 l/s, equivalente a um percentual de 9,29 a 21,56% da precipitação total, que é de 1500mm/ano. Realizou ainda uma correlação do rebaixamento do NA da Serra com o rebaixamento em Caldas Novas.

Com base nos dados de precipitações de 23 anos de observação das estações de Ipameri, Morrinhos e Marzagão, a recarga na área estudada foi estimada em 3,0 l/s/km², com 75% de probabilidade e em 1,3 l/s/km², com 90% de probabilidade, conforme capítulo II.

No centro da cidade, a perfuração de poços intensificou a conexão hidráulica entre os aquíferos, aumentando a mistura das águas e causando amplas variações nas suas composições e temperaturas.

A super exploração aliada às referidas conexões hidráulicas provocou um aumento de 2 a 6°C na temperatura das águas do aquífero freático, conforme detectado nos poços de números: 67; 69 e 179 (SANEAGO/DEMAEE); 210 Dirroma -Turista II; 117 clube Privê - Bandeirantes; 4 SESC; 174 Laudelino -Turista II e outros na cidade.

Outro exemplo de aumento de temperatura das águas do aquífero freático, pode ser observado através da comparação das medidas de temperatura das águas dos chamados *poços de água fria*, realizadas por Campos & Costa (1980), que revelaram variações de 19,5 a 31,5 °C (XIII-1 anexos) e as realizadas pelo DNPM, no segundo semestre de 1997, que revelaram variação de 23,7 a 32,5°C, (XIII-2 anexos).

VI.2.1.3 Tipo de construção dos poços

No topo da Serra de Caldas, não há poços construídos com o objetivo de abastecimento doméstico. Existem (05) cinco piezômetros construídos com o objetivo de monitorar e estudar o aquífero.

A maioria dos poços perfurados para captação de água do freático é constituída de poços rasos (média de 120 m) e de construção simples, sem revestimento e apenas com cimentação do tubo de boca, geralmente com extensão de 6 m a 9 m.

Na parte central da cidade, (nas margens do Córrego Caldas onde haviam inúmeras surgências termais, mais precisamente nas proximidades do CTC, Clube do SESC e Balneários da Prefeitura), os aquíferos Freáticos Superior e Termal Intermediário confundem-se e este tipo de construção contribui ainda mais para a mistura de suas águas.

VI.2.1.4 Cadastramento dos dados de poços

Manter o cadastramento de poços atualizado é uma tarefa difícil, devido à rapidez de perfuração de um poço com as máquinas do tipo roto-percussora, normalmente um a cada três dias. Em 1996, haviam em Caldas Novas e Rio Quente, 155 poços com águas hipotermais, e na atualidade esse número ultrapassa 200 poços. Dentre estes poços de águas hipotermais, muitos foram perfurados para pesquisa de água termal no passado, devido às temperaturas encontradas, passaram a ser usados no abastecimento doméstico.

Nas zonas periféricas há inúmeras vilas, chácaras e residências, onde a companhia de abastecimento não oferece água para a população.

O 6º Distrito do DNPM –GO, procurando em resolver os conflitos de uso, fez em 1997, levantamento das águas do denominado Aquífero Freático Superior, que é motivo de análise nesta dissertação de mestrado. Para tanto, formou uma equipe constituída de duas engenheiras e dois técnicos de mineração, para efetuar estudo das características físico-químicas dos seguintes parâmetros: temperatura da água, pH, condutividade elétrica, salinidade, sólidos totais dissolvidos, oxigênio dissolvido. Ao mesmo tempo outras características levantadas foram: vazão bombeada, nível estático, nível dinâmico.

Para a coleta das amostras, foram adotadas as seguintes metodologias: medição do nível estático antes de ligar a bomba do poço. Depois de 04 horas de bombeamento, medição da vazão, nível dinâmico, temperatura da água e coleta de uma amostra de dois litros de água, a qual era levada imediatamente ao escritório do DNPM/Caldas Novas e realizadas as leituras dos seguintes parâmetros: pH, condutividade elétrica, salinidade, sólidos totais dissolvidos e oxigênio dissolvido. No total, 144 amostras de água foram coletadas e classificadas, de acordo com a temperatura.

Das 144 análises físico-químicas, 10 foram realizadas para comparação com resultados conhecidos e aferição dos equipamentos. Das 132 amostras de água de poços

usados no abastecimento doméstico e industrial, 4 (quatro) apresentaram temperatura acima de 35 °C. São águas indiscutivelmente do Aquífero Termal Intermediário e foram excluídas do quadro de análises estatísticas, para não influenciar os resultados; 128 apresentaram temperatura entre 23.7 a 32.5 °C.

Tabela VI.1, Classificação das amostras águas coletadas, conforme Código de Águas Minerais – Decreto Lei 7.841 de 08/08/45.

Faixa de temperatura °C	Classificação da água	Número de amostras
$T < 25$	Fria	9
$25 \leq T < 33$	Hipotermal	120
$33 \leq T < 36$	Mesotermal	2
$36 \leq T \leq 38$	Isotermal	3
$T > 38$	Hipertermal	10

A maioria das amostras deste grupo de 128 situa-se numa área de 43,1 km², na zona periférica da cidade de Caldas Novas. Apenas um grupo de 06 amostras ficou fora dos limites desta área, conforme figura VI.1.

Posteriormente, o convênio DNPM/FURNAS providenciou um levantamento de coordenadas e cotas altimétricas de 153 poços, que encontram-se localizados principalmente nas zonas urbanas de Caldas Novas/Rio Quente e 10% apenas, situados fora desta zona.

VI.2.1.5 Análise estatística dos parâmetros levantados

O grupo de 128 amostras com temperaturas variando entre 23.7 a 32.5 °C, foi objeto de análise estatística. Estes dados encontram-se no **XIII-2 anexos**.

A análise envolveu os seguintes parâmetros: pH, temperatura (T), condutividade elétrica – (Cond.), oxigênio dissolvido – (OD), sólidos totais dissolvidos (STD), salinidade (sal.), vazão – (Q), nível dinâmico –(ND) e nível estático – (NE).

No quadro estatístico da tabela VI.2, foi excluído o parâmetro salinidade, por variar apenas em torno de 3 valores: 0; 0.1 e 0.2. Na descrição estatística dos parâmetros, pode-se observar que a maior parte das amostras concentra-se próxima das medidas de tendência central, com exceção da condutividade elétrica e sólidos totais dissolvidos, que apresentam 16 amostras com valores.

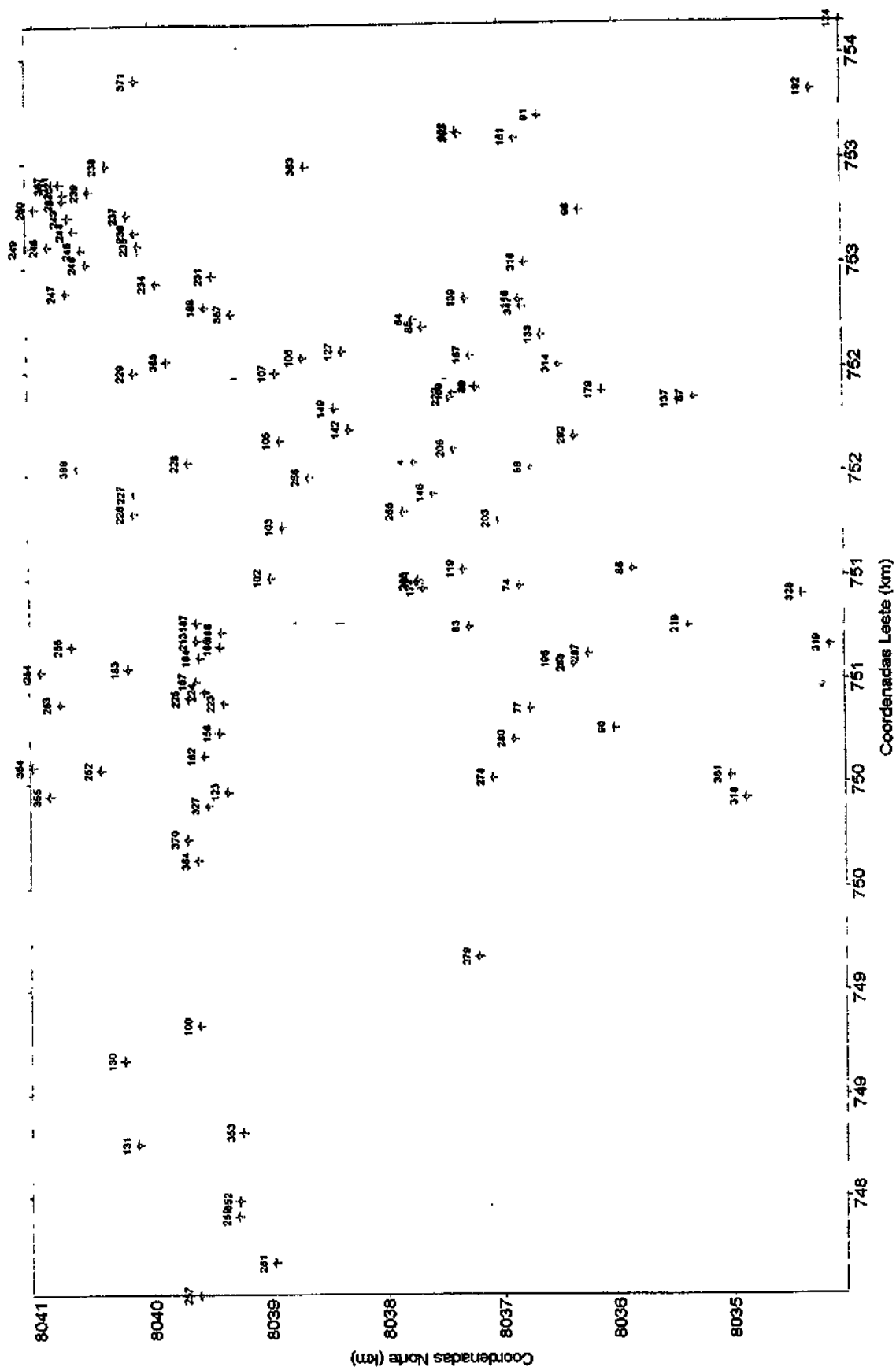


Figura VI.1 localização dos poços de coletas de águas de análises dos parâmetros físico - químicos.

Tabela VI.2. Estatística descritiva dos parâmetros medidos em 128 amostras coletadas pelo DNPM (1997).

Parâmetros	pH	Cond. $\mu\text{S/cm}$	T ($^{\circ}\text{C}$)	O.D (mg/l)	STD (mg/l)	Q l/h	ND m	NE m
Mínimo	5.3	13.3	23.7	1.61	6	1000	4.0	4.0
Máximo	8.4	331	32.5	9.5	156	60000	134.3	61.45
Intervalo Total	3.1	317.7	8.8	7.89	150	59000	130.3	57.45
Média Aritmética	6.93	91.04	27.2	5.33	42.79	7142.85	52.16	20.52
Desvio Padrão	0.67	62.15	1.78	1.69	29.28	15311.4	29.15	15.43
Variância	0.45	3.86	3.16	2.86	857.3	2344E4	850.2	238.1
Conf. - 95%	6.81	80.17	26.89	5.03	37.67	1697.69	46.98	12.30
Conf. + 95%	7.05	101.9	27.89	5.62	47.91	15983.4	57.34	28.74
Total Amostras	128	128	128	128	128	14	124	16
CV (%)	9.7	68.3	6.5	31.7	68.4	214.4	55.9	75.2

Analisando a tabela VI.2, verifica-se que os parâmetros pH, T e OD apresentam um coeficiente de variação entre 6.5% e 31.7%. Os parâmetros condutividade elétrica, sólidos totais dissolvidos, nível dinâmico e nível estático apresentam um coeficiente de variação entre 55.9% e 75.2%. O parâmetro vazão apresenta um elevado coeficiente de variação, 214.4%, que indica uma forte assimetria.

Para cada parâmetro foi apresentado uma tabela de distribuição de frequência e um gráfico da distribuição de frequência ajustada à uma função distribuição de probabilidade.

Tabela VI.3 distribuição de frequência do parâmetro pH.

Classes	Frequência	Frequência acumulada	% simples	% acumulada
5.3 $\leq x < 5.7$	02	02	1.56	1.56
5.7 $\leq x < 6.1$	13	15	10.16	11.72
6.1 $\leq x < 6.5$	14	29	10.94	22.66
6.5 $\leq x < 6.9$	29	58	22.65	45.31
6.9 $\leq x < 7.3$	29	87	22.65	67.97
7.3 $\leq x < 7.7$	22	109	17.19	85.16
7.7 $\leq x < 8.1$	11	120	8.59	93.75
8.1 $\leq x < 8.5$	08	128	6.25	100

O pH destas águas analisadas, apresenta um intervalo total de variação 5.3 a 8.5, que foram coletadas numa área próxima de 36 km². Onde 77.34% das amostras possuem pH entre 6.5 e 8.5. Portanto diferente da maioria das fontes naturais associadas aos aquíferos Freáticos regional que apresentam pH entre 4,5 a 6,5.

Provavelmente a alcalinidade das águas destas 128 amostras, estão refletindo a intensidade das misturas entre águas do Aquífero Superior de pH ácido e o Aquífero Termal

Intermediário que reconhecidamente apresenta pH alcalino. Por outro lado, esta alcalinidade podem estar associada as variações litológicas como, fácies carbonáticas do Grupo Araxá.

O histograma da figura VI.2, representa uma distribuição normal do parâmetro pH. Onde 45.31% das amostras, encontram-se no intervalo de 6,5 a 7,5. A média é 6.93, mediana 7.0 e a moda 6.9.

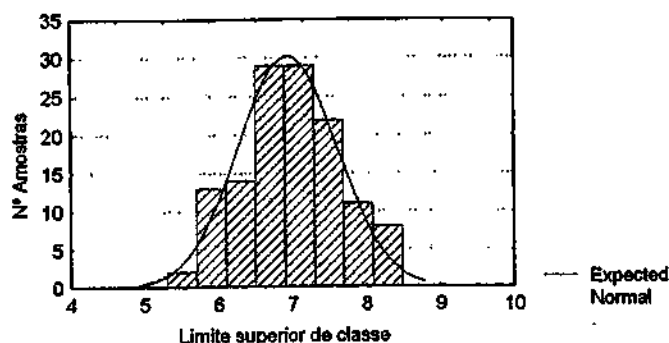


Figura VI.2. Histograma do parâmetro pH

A condutividade elétrica varia de 13.3 a 331 $\mu\text{S}/\text{cm}$, com um intervalo total de 317,7 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Sendo que 87.5 % das amostras, estão distribuídas nas quatro primeiras classes, no intervalo de 13.3 a 133.3 $\mu\text{S}/\text{cm}$. A média é de 91.04 $\mu\text{S}/\text{cm}$ e a mediana é de 73.85 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Da mesma forma, o parâmetro condutividade elétrica apresenta valores anômalos em relação aqueles observados nas surgências naturais da região.

Tabela VI.4. Distribuição de frequência do parâmetro condutividade elétrica.

Classes	Frequência	Frequência acumulada	% simples	% acumulada
13.3 $\leq$ x<43.3	17	17	13.28	13.28
43.3 $\leq$ x<73.3	43	60	33.59	46.86
73.3 $\leq$ x<103.3	39	99	30.47	77.34
103.3 $\leq$ x<133.3	13	112	10.16	87.50
133.3 $\leq$ x<163.3	02	114	1.56	89.06
163.3 $\leq$ x<193.3	01	115	0.78	89.84
193.3 $\leq$ x<223.3	04	119	3.13	92.97
223.3 $\leq$ x<253.3	05	124	3.91	96.88
253.3 $\leq$ x<283.3	01	125	0.78	97.66
283.3 $\leq$ x<313.3	01	126	0.78	98.44
313.3 $\leq$ x<343.3	02	128	1.56	100

O histograma da figura VI.3, representa a distribuição log-normal do parâmetro condutividade elétrica. A segunda classe, com intervalo entre 42,182 e 71.054 $\mu\text{S}/\text{cm}$ representa a moda. Os valores extremos encontram-se distanciados da média.

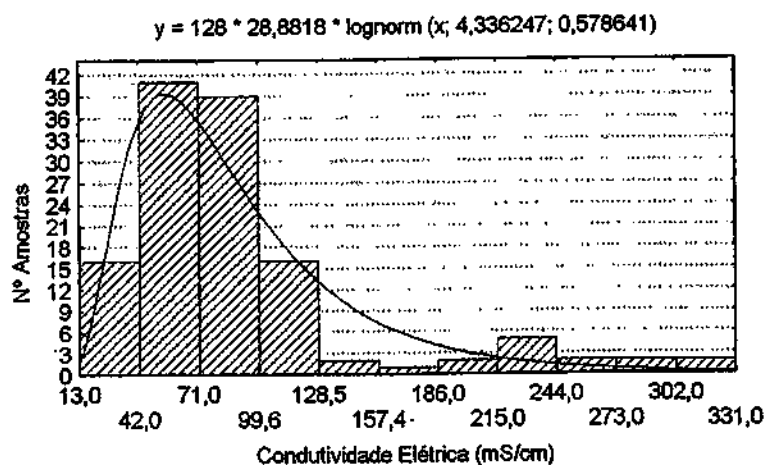


Figura VI.3, Histograma do parâmetro condutividade elétrica com ajuste log-normal.

O parâmetro temperatura apresenta um intervalo de variação de 23.7 a 32.5°C. Sendo que 72.64 % das amostras encontram-se no intervalo de 25.3 e 28.5 °C. Apesar dos valores extremos, a maioria encontram-se concentrados próximo da média e mediana que é de 27.2 °C e 26.95 °C, respectivamente.

Tabela VI.5, Distribuição de frequência do parâmetro temperatura.

Classes	Frequência.	Frequência Acumulada	% simples	% acumulada
23.7 $\leq x <$ 24.5	3	3	2.34	2.34
24.5 $\leq x <$ 25.3	6	9	4.69	7.03
25.3 $\leq x <$ 26.1	26	35	20.31	27.34
26.1 $\leq x <$ 26.9	26	61	20.31	47.65
26.9 $\leq x <$ 27.7	29	90	22.65	70.31
27.7 $\leq x <$ 28.5	12	102	9.37	79.67
28.5 $\leq x <$ 29.3	8	110	6.25	85.93
29.3 $\leq x <$ 30.1	7	117	5.47	91.40
30.1 $\leq x <$ 30.9	5	122	3.91	95.31
30.9 $\leq x <$ 31.7	3	125	2.34	97.65
31.7 $\leq x <$ 32.5	2	127	1.56	99.22
32.5 $\leq x <$ 33.3	1	128	0.78	100

A distribuição do parâmetro temperatura, histograma da figura VI.4, ajustou-se à uma função de distribuição de probabilidade do tipo extrema. A quinta classe representa a classe modal com 22.65 % das amostras. A distribuição é ligeiramente assimétrica, conforme pode-se observar na curva de distribuição extrema.

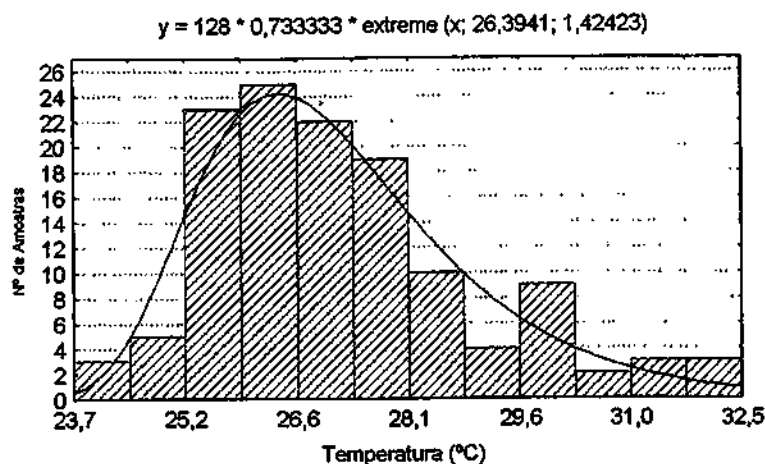


Figura VI.4, Histograma do parâmetro temperatura, com ajuste do tipo Extrema.

Na tabela VI.6, a amplitude de variação do parâmetro oxigênio dissolvido está entre um mínimo de 1.61 mg/l e um máximo de 9.5 mg/l. A Quarta classe representa moda com 21.09 % da frequência total.

Tabela VI.6. Distribuição de frequência do parâmetro oxigênio dissolvido.

Classes	Frequência	Frequência acumulada	% simples	% acumulada
1.61 $\leq x < 2.61$	4	4	3.12	3.12
2.61 $\leq x < 3.61$	18	22	14.06	17.19
3.61 $\leq x < 4.61$	26	48	20.31	37.50
4.61 $\leq x < 5.61$	27	75	21.09	58.59
5.61 $\leq x < 6.61$	21	96	16.41	75.00
6.61 $\leq x < 7.61$	20	116	15.63	90.62
7.61 $\leq x < 8.61$	9	125	7.03	97.65
8.61 $\leq x < 9.61$	3	128	2.34	100

O histograma da figura VI.5, representa uma distribuição gama do parâmetro oxigênio dissolvido. A quarta classe com intervalo de 4.61 a 5.61 mg/l, representa a classe modal com 21.09 % da frequência total. A média assume valor de 5.33, próximo da moda que é de 5.11. A distribuição é ligeiramente assimétrica, conforme pode-se observar na curva de distribuição gama.

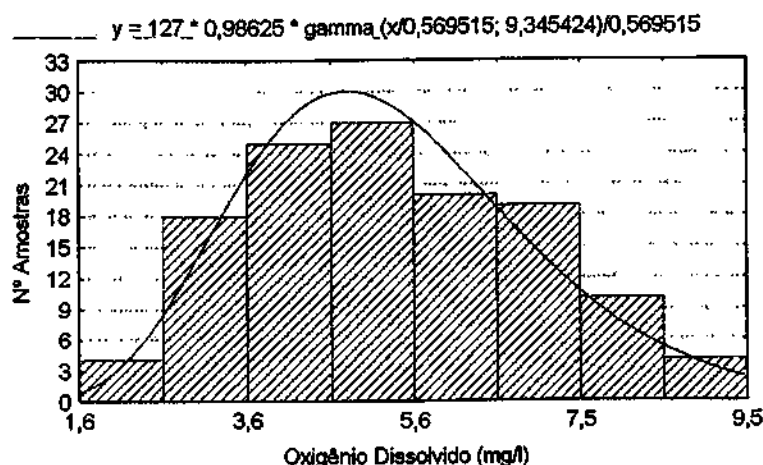


Figura VI.5, Histograma do parâmetro oxigênio dissolvido com ajuste Gamma.

Na tabela VI.7. pode ser verificado que 87.5 % dos valores do parâmetro sólidos totais dissolvidos estão distribuídos nas quatro primeiras classes. Os valores extremos estão distribuídos nas ultimas sete classes, representando 12.50% da frequência total. A média é de 42.79 mg/l.

Tabela VI.7. Distribuição de frequência do parâmetro sólidos totais dissolvidos.

Classes	Frequência	Frequência acumulada	% simples	% acumulada
006<=x<021	17	17	13.28	13.28
021<=x<036	52	69	40.63	53.91
036<=x<051	31	100	24.22	78.13
051<=x<066	12	112	9.38	87.50
066<=x<081	02	114	1.56	89.06
081<=x<096	03	117	2.34	91.41
096<=x<111	03	120	2.34	93.75
111<=x<126	04	124	3.13	96.88
126<=x<141	02	126	1.56	98.44
141<=x<156	01	127	0.78	99.22
156<=x<171	01	128	0.78	100.00

O histograma da figura VI.6, mostra uma distribuição de frequência que ajustou-se à uma função de distribuição de probabilidade do tipo log-normal. Os valores extremos encontram-se distanciados da média. A segunda classe, com intervalo de 21 a 36 mg/l, representa a classe modal, com 40.62 % de frequência.

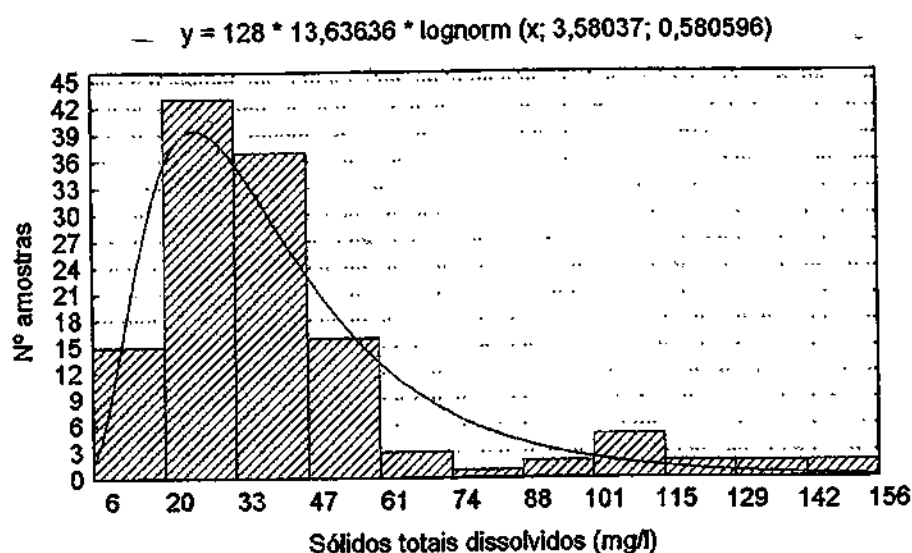


Figura VI.6, Histograma sólidos totais dissolvidos, com ajuste do tipo log-normal.

Na tabela VI.8, A distribuição das amostras varia de um valor mínimo de 4.0 m e um máximo de 134.30 m. As quatro primeiras classes, representam 72.58 % do total das amostras. A média é 52.16m e a moda é de 40.5 m.

Tabela VI.8. Distribuição de frequência do parâmetro nível dinâmico.

Classes	Frequência	Frequência acumulada	% simples	% acumulada
04<=x<19	10	10	8.06	8.06
19<=x<34	26	36	20.97	29.03
34<=x<49	28	64	22.58	51.61
49<=x<64	26	90	20.97	72.58
64<=x<79	16	106	12.90	85.48
79<=x<94	3	109	2.42	87.90
94<=x<109	8	117	6.45	94.35
109<=x<124	4	121	3.22	97.58
124<=x<139	3	124	2.42	100

O histograma da figura VI.6, representa a distribuição tipo extrema do parâmetro nível dinâmico, conforme amostras analisadas na tabela VI.8. A terceira classe com 22.58% representa classe modal. A distribuição é assimétrica, conforme pode-se observar na curva de distribuição normal.

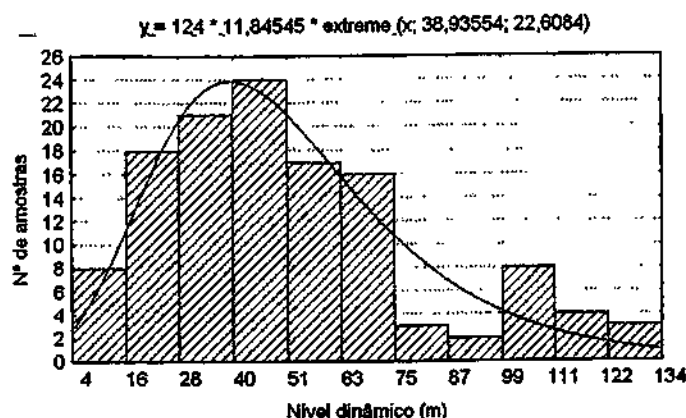


Figura VI.7, Histograma do nível dinâmico, com ajuste do tipo extrema.

As 16 amostras coletadas para os parâmetros vazão e nível estático não são representativas em relação ao total de poços, logo os seus respectivos histogramas, não são apresentados.

Na tabela VI.9, o intervalo total do parâmetro vazão é de $59,98 \text{ m}^3/\text{h}$. Não obstante, 81,25% dos valores são menores do que $5 \text{ m}^3/\text{h}$. A média é $6.252 \text{ m}^3/\text{h}$.

Tabela VI.9. Distribuição de frequência do parâmetro vazão (m^3/h)

Classes	Frequência	Frequência acumulada	% simples	% acumulada
$1.000 \leq x < 2.000$	3	3	18.75	18.75
$2.000 \leq x < 3.000$	5	8	31.25	50.00
$3.000 \leq x < 4.000$	3	11	18.75	68.75
$4.000 \leq x < 5.000$	2	13	12.50	81.25
$5.000 \leq x < 6.000$	0	13	0	81.25
$6.000 \leq x < 7.000$	1	14	6.25	87.50
$7.000 \leq x < 8.000$	1	15	6.25	93.75
$8.000 \leq x < 60.000$	1	16	6.25	100

Na tabela VI.10, é mostrada a distribuição de frequência do parâmetro nível estático. Nota-se que 87.50 % dos valores é menor ou igual a 34 m. A média é igual a 20.52 m, contudo, o número de amostras analisadas é relativamente pequeno.

Tabela VI.10. Distribuição de frequência do parâmetro nível estático.

Classes	Frequência	Frequência acumulada	% simples	% acumulada
$04 \leq x < 14$	7	7	43.75	43.75
$14 \leq x < 24$	4	11	25.00	68.75
$24 \leq x < 34$	3	14	18.75	87.50
$34 \leq x < 44$	1	15	6.25	93.75
$44 \leq x < 54$	0	15	0	93.75
$54 \leq x < 64$	1	16	6.25	100

Os resultados de 44 análises de águas coletadas em cisternas, fontes e poços, (XIII-1 anexos), obtidos pela CPRM no projeto Estudo Hidrogeológico da Região de Caldas Novas de Campos & Costa (1980, op. cit.). A estatística descritiva dos parâmetros: pH, condutividade elétrica, temperatura, STD e HCO_3 , foram colocados no quadro da tabela VI.11, com as medidas de tendências central.

Os resultados das tabelas VI.2 e VI.11 foram comparados, tendo-se verificado que a diferença mais explícita é o aumento da temperatura. Os resultados dos demais parâmetros não apresentaram grandes diferenças.

Um outro exemplo de aquecimento das águas do aquífero freático, foi constatado nos poços que foram usados pela SANEAGO/DEMAE. Este aquecimento, deve estar associado à perfuração de poços e ao bombeamento intensivo, que aumentaram as intercomunicações entre os aquíferos, provocando um maior aporte de água quente profunda.

Tabela VI.11. Estatística descritiva dos parâmetros físico-químicos de águas coletadas em 1978/79 no Aquífero Freático Superior. (Campos & Costa, 1980).

	pH	Cond. Elet. ($\mu\text{S}/\text{cm}$)	Temperatura ($^{\circ}\text{C}$)	STD mg/l	HCO_3 (-mg/l-)
Mínimo	5.8	4.0	19.5	13	2.0
Máximo	8.3	198.0	31.5	171.0	102
Intervalo Total	2.5	194.0	12.0	158.0	100
Média	6.89	72.72	24.22	69.7	30.90
D. Padrão	0.59	47.87	2.26	38.44	25.67
Variância	0.348	2 292.34	5.13	1 478.07	659.01
Conf. - 95%	6.71	58.16	23.53	58.02	23.1
Conf. + 95%	7.07	87.28	24.91	81.39	24.91
N.º Amostras	44	44	44	44	44

Com os dados da tabela do anexo XIII.2, foram avaliadas as correlações lineares entre os parâmetros, veja na tabela VI.12 os resultados. As correlações variam de fracas a perfeitas. A correlação linear é "perfeita" entre os pares (STD x COND), mas, o valor da condutividade elétrica é função do valor de sólidos totais dissolvidos. A correlação linear é considerada "regular" entre os pares de (TEMP x COND) e (TEMP x STD). E a correlação é "fraca" entre os parâmetros OD e pH e também com os demais parâmetros. A expectativa era que as variações de cada parâmetro fossem diretamente proporcionais às misturas de águas do aquífero Termal Intermediário e Freático, possibilitando fazer estimativas, inclusive, das porcentagens de misturas. Na verdade isto não ocorreu, mas as próprias

variações das características físico – químicas das águas do freático mascararam estas correlações.

Tabela VI.12, mostra os índices de correlações entre os parâmetros do anexo XIII-1

	OD	STD	COND	pH	TEMP	ND	NE	Q
OD	1,00	-0,28	-0,28	0,09	-0,26	0,12	-0,05	0,27
STD		1,00	1,00	0,08	0,58	0,16	0,11	-0,05
COND			1,00	0,08	0,58	0,16	0,11	-0,05
pH				1,00	0,06	0,25	0,28	0,35
TEMP					1,00	0,30	0,39	0,06
ND						1,00	0,33	0,74
NE							1,00	0,39
Q								1,00

A regressão linear entre temperatura e condutividade elétrica, da figura VI.8, apresenta um índice de correlação relativamente baixo, (0.58).

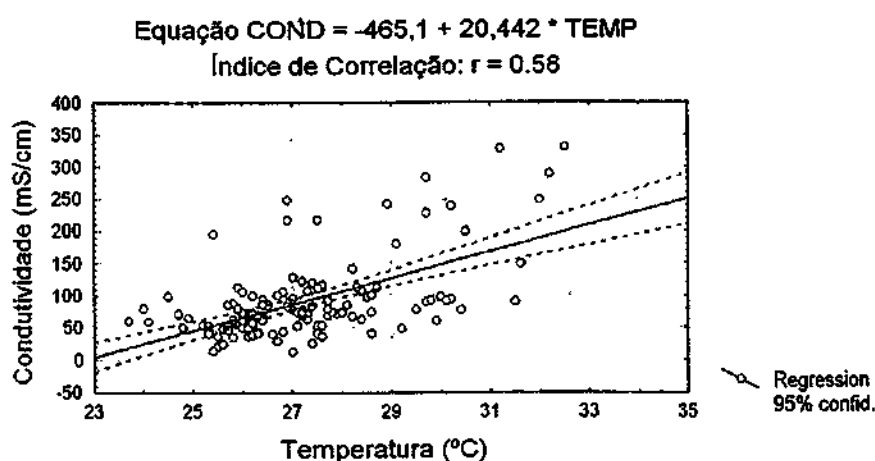


Figura VI.8. Regressão linear entre temperatura e cond. elétrica

Com os dados do anexo XIII.1, foram realizados, as regressões lineares entre os parâmetros sólidos totais dissolvidos (STD) e bicarbonatos (HCO_3). Esta regressão mostra que o parâmetro bicarbonatos e sólidos totais dissolvidos têm uma regular correlação, (0.73). O teor de bicarbonatos está associado à interação água/rocha, ao longo das fraturas de percolação destas águas.

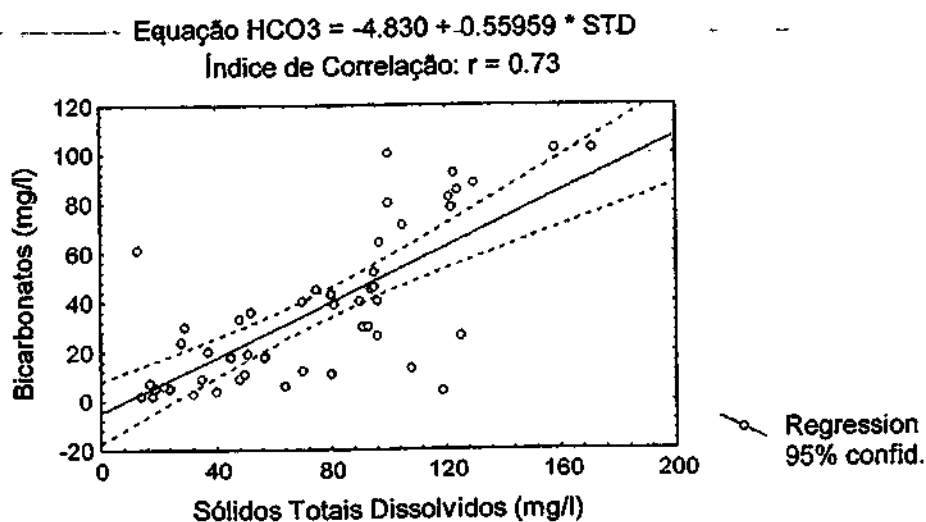


Figura VI.9, Regressão linear entre (STD e HCO_3)

Usando os resultados das 142 amostras analisadas na campanha do DNPM em 1997, e mais outras 37 amostras analisadas pelo LAMIN – CPRM no período de 1993 a 1998, foram construídos dois gráficos de dispersões com os pares: (Sólidos Totais Dissolvidos versus Temperatura) e (Sólidos Totais Dissolvidos versus pH).

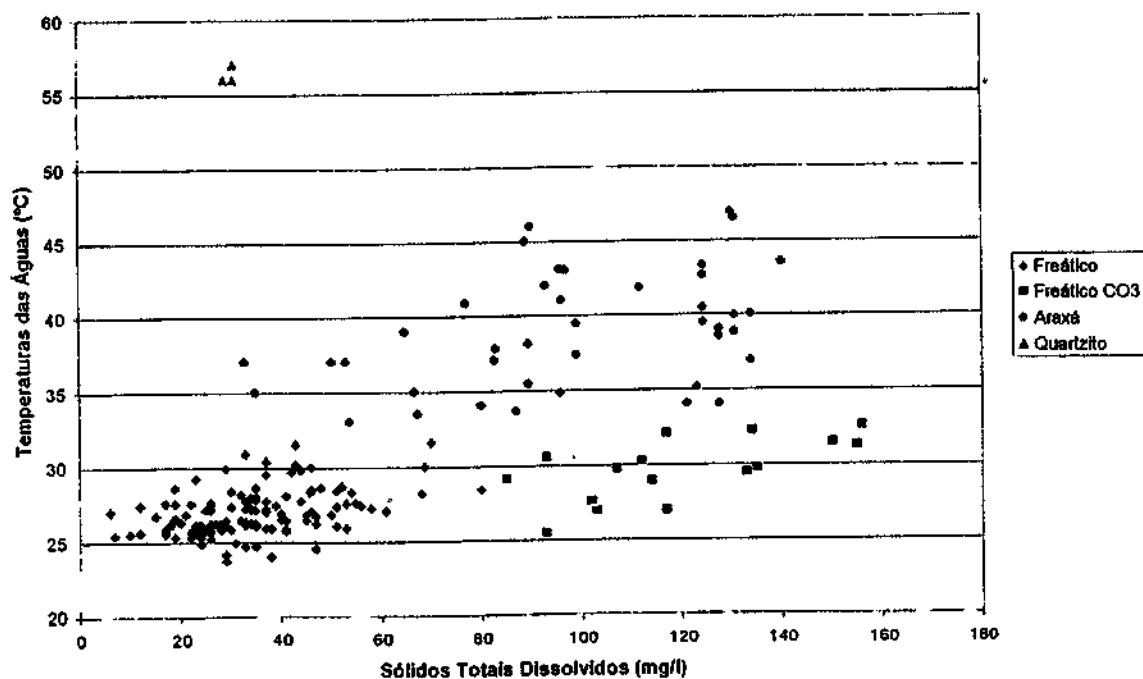


Figura VI.10, dispersão (STD x T) amostras de água dos três aquíferos: Freático - Superior, Termal Intermediário e Termal Inferior.

As amostras das águas do aquífero Termal Inferior, possuem padrão físico-químico típico, enquanto as amostras das águas dos aquíferos Termal Intermediário e Freático -

Superior, ocupam uma área maior no gráfico, refletindo as amplas variações de temperatura e composição química. Contudo, esperava-se encontrar padrões físico-químico individualizados para o Aquífero Freático, facilitando a avaliação da interação entre os dois aquíferos superiores, assunto de importância no estudo de soluções para os conflitos de usos das águas destes aquíferos

A água Termal dos Quartzitos, tem uma composição coerente com o tipo da rocha, por onde circulou. Através de drenança ascendente as águas dos quartzitos, circulam nos xistos, calcoxistos e lentes de carbonatos, provocando interações mais intensas entre água/rocha, tornando-as mais carbonatadas, conforme características observadas no Aquífero Termal Intermediário. O aquífero freático, como descrito anteriormente, apresenta uma mistura de águas termais ascendentes, com águas frias superficiais.

As águas do Aquífero Freático ao infiltrar-se nas formas de relevo tabular, circulam por solos e rochas carbonáticas, onde a interação água/rocha em determinadas localidades é intensa, impondo uma variação ampla na composição da água do próprio aquífero freático.

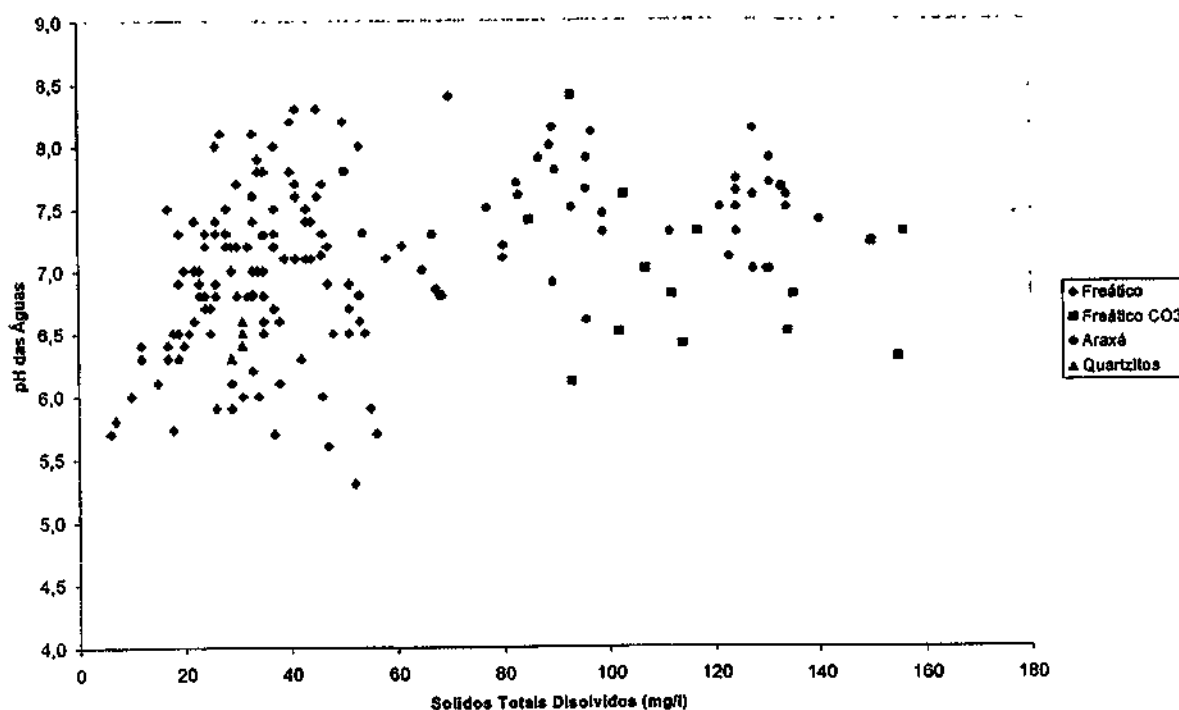


Figura VI.11, dispersão (STD x pH), amostras dos três aquíferos: Freático, Termal Intermediário e Termal Inferior.

As amostras do Aquífero Freático, posicionadas na porção inferior direita do gráfico e representadas pela cor rosa, destacam-se das demais por apresentarem valores elevados de sólidos totais dissolvidos - STD. A interpolação usando o método estatístico "Kriging", para este mesmo parâmetro (STD), conforme mapa de isoteor construído a partir das

coordenadas do poço amostrado, (anexo XIII.2), indicam que as referidas amostras com valores anômalos acima de 80 (mg/l), ocupam a porção central e noroeste do mapa e da cidade de Caldas Novas.

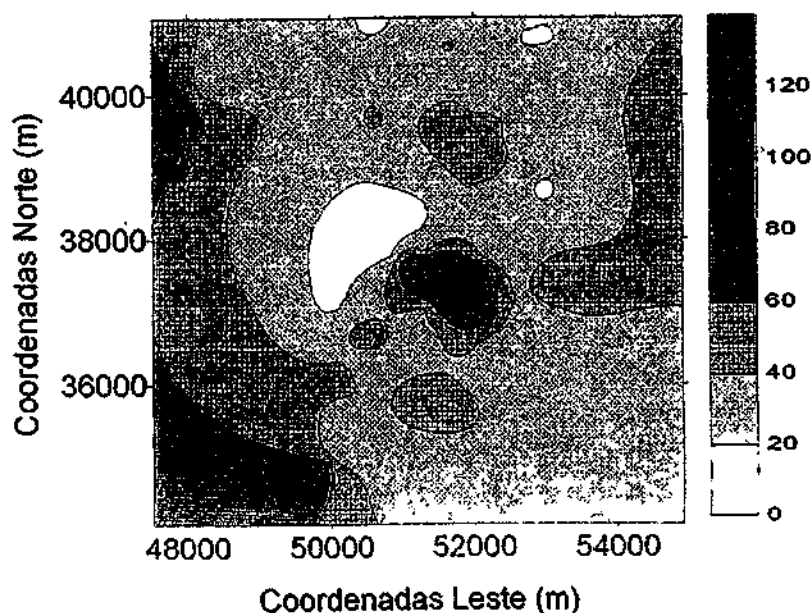


Figura VI.12, isotores de sólidos totais dissolvidos

Da mesma forma, com as coordenadas do poço amostrado, (anexo XIII.2), foi realizada a interpolação pelo método de "Kriging", do parâmetro temperatura ($^{\circ}\text{C}$). No mapa de isotermas as anomalias com valores acima de 30°C , ocupam a porção central, sudoeste e noroeste da cidade de Caldas Novas.

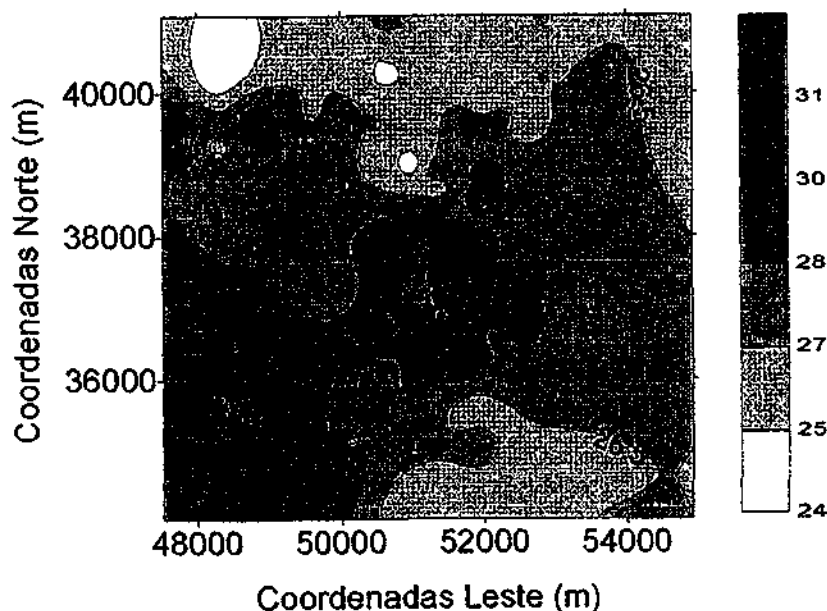


Figura VI.13, Isotermas ($^{\circ}\text{C}$) das águas do Aquífero Freático

VI.2.2 Aquífero Termal Intermediário e Termal Inferiores

VI.2.2.1 Litologia, dimensões e limites

O Aquífero Termal Intermediário e o Aquífero Termal Inferior foram separados devido às suas peculiaridades, principalmente no que diz respeito a composição química da água, temperatura da água, carga hidráulica e taxa de produção de cada um. Numa análise geral, é um pacote contínuo de rochas cristalinas com fraturamento profundo e circulação de águas, onde foi alojado um sistema hidrotermal.

O Aquífero Termal Intermediário está associado às descontinuidades dos micaxistos, calcoxistos, mármore e quartzitos do Grupo Araxá. Estas rochas, metamorizadas na fácies xisto verde, apresentam-se intensamente fraturadas e falhadas. Os xistos e calcoxistos afloram-se nas zonas mais arrasadas, recobertas por espesso manto alteração, (Aquífero Freático Superior) apresentam poucos afloramentos. Ocorrem numa área muito ampla, muito além dos limites da área de estudo. As fraturas e juntas do pacote de xistos superficiais, no lado oeste da Serra de Caldas, são mais fechadas, tanto que a maioria das surgências do Rio Quente, encontram-se situadas na borda da serra em cotas mais elevadas nos quartzitos. As surgências situadas a jusante, nos xistos, são relativamente insignificantes. No lado a leste da serra, estas fraturas são mais abertas, pelo menos na zona central da cidade de Caldas. Os perfis litológicos, apresentados ainda neste capítulo, comprovam estas hipóteses.

O Aquífero Inferior – está associado aos quartzitos Inferior interceptados por sondagens na cidade de Caldas Novas, os quais têm sido descritos nos perfis litológicos como uma continuidade em subsuperfície da seqüência de meta-sedimentos, constituída principalmente de quartzitos e metasiltitos, que ocupam as partes elevadas da Serra de Caldas. Esses quartzitos e metasiltitos aflorantes nas escarpas da serra, apresentam feições de sedimentação preservadas, como marcas de onda e estratificação cruzada e têm forma de um anticlinório, seus flancos mergulham sob as rochas xistosas do Grupo Araxá, situadas no sopé das escarpas, que por sua vez apresentam-se mais deformadas e com maior grau de metamorfismo.

Conforme mencionado no item trabalhos anteriores, este pacote de quartzitos e metasiltitos têm sido motivo de intermináveis disputas estratigráficas, já tendo sido correlacionado aos Grupos, Canastra, Bambuí, Araxá e mais recentemente ao Paranoá.

A porosidade primária ou matricial nestas rochas xistosas e quartzíticas é praticamente nula, dominando uma porosidade essencialmente secundária, responsável pela formação dos condutores hidráulicos. Estes condutores são capazes de armazenar e transmitir a água desde a superfície até grandes profundidades. São meios fissurais heterogêneos e anisotrópicos.

As feições das rochas do Grupo Araxá foram afetadas por estruturas de: foliação, lineação, crenulação, microdobras, zonas de cisalhamento, ondulações que ocorreram na fase dúctil.

As juntas e falhas, desenvolvidas em regime fracamente rúptil, têm maior importância para a percolação das águas subterrâneas que atingem grandes profundidades. No mapeamento geológico – estrutural de superfície do IPT (1993), foi verificado que este grupo de rochas está cortado por fraturas de direções N – S, E – W, NW – SE e NE – SW, além de fraturas de alívio sub – horizontais .

As profundidades de entradas de águas detectadas nos perfis térmicos estão relacionadas às profundidades das zonas fraturadas e brechadas dos perfis litológicos (anexos XIII-7.1 a XIII-7.8). As perfilagens óticas realizadas em poços no xisto e no quartzito, mostraram a existência de estruturas com grandes aberturas localizadas, em forma de cavernas.

Os condutores hidráulicos, possivelmente, estão em conexão com estruturas de dissoluções cársticas, justificando as altas taxas de produtividade no Aquífero Intermediário.

O córrego Caldas encaixado numa zona de falha, é um exemplo de condutor hidráulico com conexões profundas. Nas suas margens encontra-se a maior concentração de poços produtores da região. As chances de sucesso na prospecção de água termal parecem diminuir com a distância desse córrego.

As análises de perfis de poços perfurados nas margens do Córrego Caldas, indicam uma espessura para o pacote de xistos, muito variada, da ordem de 400 a 700 metros na zona urbana da cidade de Caldas. Nas proximidades da cidade do Rio Quente, segundo informações verbais de perfuradores de poços, as espessuras dos xistos são maiores que em Caldas Novas. As espessuras dos quartzitos são desconhecidas.

A conformação estrutural e litológica caprichosa das rochas, fez dos xistos uma camada semi – confinante, recebendo água por drenança do pacote de quartzitos inferior. Ao mesmo tempo esses xistos possivelmente também recebem recarga através de fraturas alimentadas diretamente a partir da Serra de Caldas e áreas circunvizinhas com cotas elevadas acima de 720 metros (conexão desse tipo já foi revelada pelos piezômetros monitorados por DNPM/FURNAS 1999a op.cit.).

A recarga no pacote de quartzitos, certamente também se faz a partir da Serra de Caldas, mas talvez apenas a partir das áreas com cotas superiores a 900 m. O pacote de xistos Araxá recebe água também do Aquífero Freático Superior.

VI.2.2.2 Perfis litológicos

A partir das descrições dos perfis litológicos dos poços, foi preparada uma planilha eletrônica no programa Excel – 97, com os seguintes dados: número do poço, coordenadas, cota da boca; cotas do topo e base das litologias e cotas de topo e base das zonas brechadas.

Com os referidos dados foram elaboradas 8 (oito) seções transversais, de correlação litológica entre os poços, sendo: 03 nas direções N-S, 03 nas direções W-E, 01 na direção NW-SE e 01 na direção NE-SW. Estas seções, e o seu respectivo mapa de localização, aparecem no anexo XIII.7. Elas permitem analisar o conjunto de perfis litológicos, verificando as variações de espessuras e as discontinuidades dos xistos, quartzitos, zonas fraturadas e etc.

Na superfície, as espessuras da cobertura eluvial apresentam variações de zero a 60 metros. Os xistos com intercalações de quartzitos, predominam em profundidade que variam de 50 até de 400 m aproximadamente. Lateralmente a continuidade das camadas é interrompida por fraturas e falhas sub-verticais, com subida e descida de blocos, havendo casos em que as camadas de xisto (em blocos alçados que foram erodidos), não chegam a ultrapassar 50m, como no caso dos poços 118 e 119 (perfil S-N1 no anexo XIII.7.3). Registros da ocorrência de níveis carbonáticos, aparecem desde a região norte da cidade, (poços 267, 269 e 284), até a Lagoa de Pirapitinga.

As zonas brechadas, à medida que se afastam do Córrego Caldas, (como por exemplo nos poços 59 e 60 no perfil NE-SW anexo XIII.7.1 e no poço 24 no perfil W-E1 anexo XIII.7.6), parecem tornar-se menos espessas e mais profundas. Elas aparecem tanto nos contatos litológicos como cortando os tipos litológicos. Conforme informações verbais dos perfuradores de poços, em geral são descritas as fraturas produtoras principais.

VI.2.2.3 Projetos construtivos dos poços hipotermiais

Os poços são perfurados na região pelo método a percussão e rotativo. No início os poços eram construídos por empresas não especializadas, sem conhecimento das peculiaridades da região e não seguiam as normas técnicas, isolando a parte superior. Consequentemente, muitas vezes ocorriam problemas de desmoronamento nas zonas brechadas, causando o fechamento parcial ou total do poço.

Os prejuízos e problemas causados, obrigaram os empresários a empregar na construção de novos poços técnicas mais apropriadas. Além disso, os projetos visando atravessar os xistos e atingir o aquífero inferior, requerem poços bem construídos devido aos problemas de desmoronamento, encontrados na perfuração.

Na área Urbana de Caldas Novas, Rio Quente e Lagoa de Pirapitinga, já foram cadastrados cerca de 410 poços, sendo: 141 de águas termais; 155 usados no abastecimento público e industrial e os outros 115 abandonados, cimentados, aterrados, ilegais, interditados e secos. A grande maioria situa-se na área Urbana de Caldas Novas.

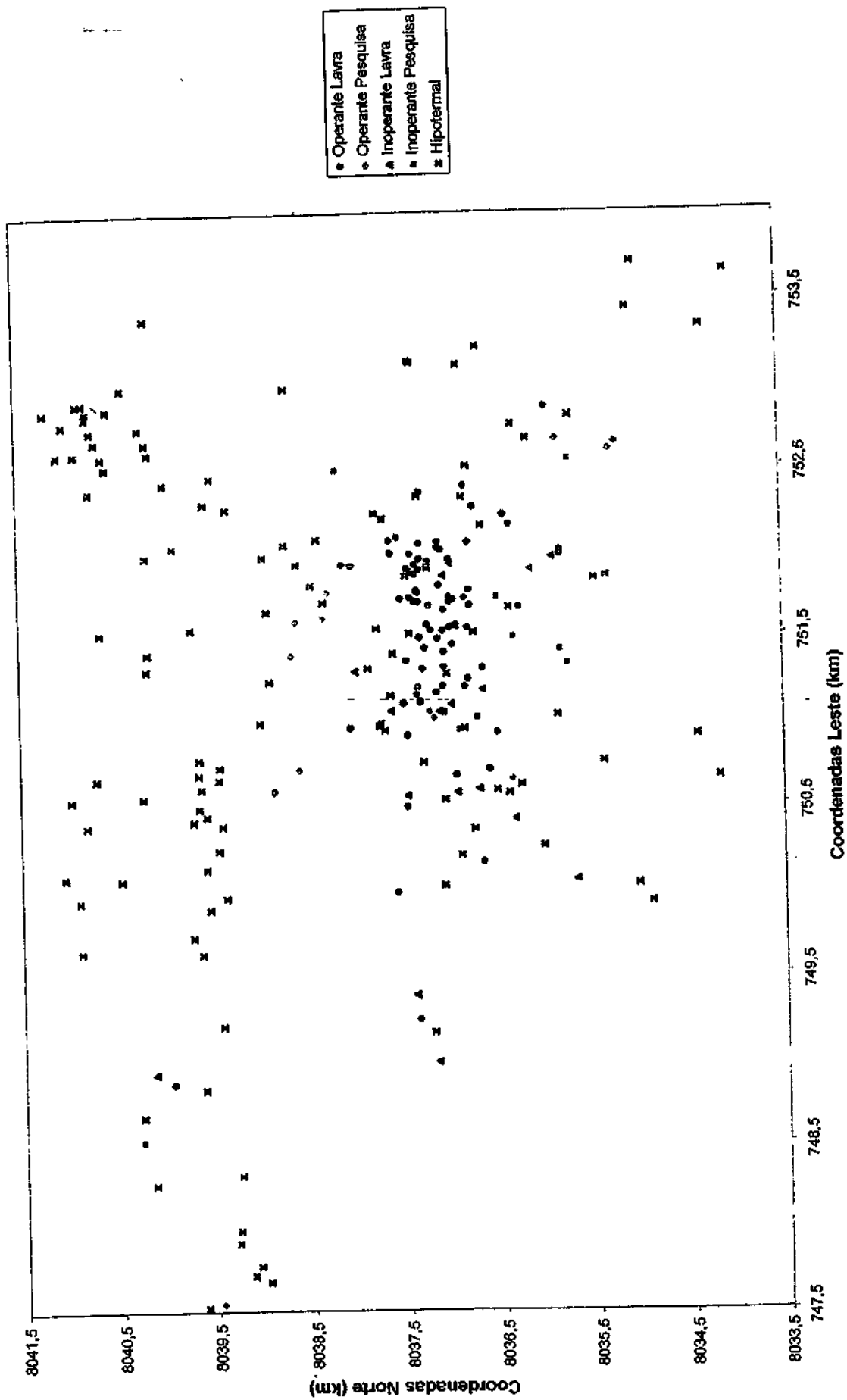


Figura VI.14. Localização dos poços termiais: operantes e inoperantes na fase de lavra e de pesquisa. Além dos poços hipotermiais do aquífero Freático Superior.

Na figura VI.14. encontram-se localizados os poços de águas termais e os denominados de água fria (hipotermal), em Caldas Novas. Os poços termais podem ser divididos nos seguintes subgrupos: 75 na fase de portaria de Lavra, em operação, representados pela cor azul marinho; 14 na fase de Relatório Final de Pesquisa, em operação, representados pela cor azul claro; 21 na fase de portaria de Lavra, não operantes, representados pela cor vermelha e 34 na fase de Relatório Final de Pesquisa, não operantes, representados pela cor de rosa. Os 133 poços hipotermais do aquífero Freático Superior, foram representados pela cor verde.

Nos 89 poços operantes, a vazão total varia de 1200 a 1700m³/dia, num regime de bombeamento de 14 horas dia. Os poços na fase de Relatório Final de Pesquisa encontram-se dependentes da decisão do DNPM.

Manter o cadastramento dos poços em Caldas Novas atualizado não é tarefa fácil, pois a substituição de poços mal construídos é intensa.

Os dados disponíveis para estes poços são: numeração, coordenadas, cotas altimétricas, vazão, NE, ND, temperaturas, perfilagens térmicas, perfis geológicos, profundidades do poço, profundidades das zonas fraturadas, ano de perfuração e parâmetros físico-químicos.

VI.2.2.4 Hidroquímica

As preocupações e curiosidades sobre a qualidade das águas termais são muito antigas e deram lugar a análises e interpretações exaustivas, conforme consta na literatura.

As análises químicas e físico - químicas mais recentes disponíveis, têm sido realizadas por empresas contratadas para estudar o sistema aquífero e por proprietários de poços para atender exigências do DNPM.

No Aquífero Termal Intermediário, a temperatura da água varia de 35°C a 49°C. As análises químicas, revelaram sólidos totais dissolvidos variando próximo de 150 a 200 mg/l e tem sido classificadas de forma genérica como águas bicarbonatadas e carbonatadas. Com raras exceções ocorre águas cloretadas e sulfatadas.

No Aquífero Termal Inferior, a temperatura da água varia de 53 a 59 °C. As análises revelaram sólidos totais dissolvidos variando de 60 a 70 mg/l e também têm sido classificadas como carbonatadas e bicarbonatadas.

As águas dos quartzitos inferiores com temperaturas elevadas e pH próximo de 6, ao penetrarem nos calcoxistos e mármore aceleram a interação água/rocha, constituindo-se em fatores favoráveis às dissoluções de carbonatos, formando estruturas cársticas. Em consequência, as composições das águas nos xistos são mais bicarbonatadas. A insistência na afirmação de dissoluções carbonáticas, está baseada nas composições químicas das águas nos xistos e na elevada taxa de produção dos poços neste sistema cristalino.

VI.2.2.5 Exutórios

No aquífero Termal Intermediário, as surgências naturais termais eram distribuídas em três (03) locais: no Córrego Caldas; na Lagoa de Pirapitinga e no Poço da Porca.

No Córrego Caldas, as surgências naturais desapareceram devido ao rebaixamento das cargas potenciométricas. Na Lagoa de Pirapitinga, ocorrem surgências em três locais, porém as vazões não são conhecidas. As temperaturas são elevadas, variando de 35° a 49 °C. No Poço da Porca as vazões e temperaturas são desconhecidas.

No Aquífero Termal Inferior existe apenas a surgência da Pousada do Rio Quente, com vazão estimada em 1,25 m³/s e temperaturas próximas de 38°C.

VI.2.2.6 Tipos de testes de aquíferos

Os aquíferos Termal Intermediário e Termal Inferior são classificados como, domínio de meio fissural, com comportamento heterogêneo e anisotrópico. Para calcular os parâmetros físicos destes aquíferos, na falta de um modelo apropriado, tem sido usada com reserva a aproximação logarítmica de Jacob (1946), por ser este aquífero intensamente fraturado com intercomunicações entre as fraturas.

Os testes têm sido realizados com vazões variando ao longo do tempo, usando-se um ou dois poços de observação, outras vezes nenhum poço de observação. A transmissividade calculada através do rebaixamento do próprio poço bombeado.

Nas décadas de 70 e 80, os bombeamentos eram realizados com vazões elevadas e mesmo assim, apresentavam -se rebaixamentos muito pequenos. A pequena quantidade de poços, facilitava o controle do fluxo nas proximidades do poço testado. Posteriormente, com a proliferação de poços e a super exploração, os rebaixamentos nos poços passaram a ser mais expressivos, exigindo um controle sobre a sua evolução com o tempo.

Diversos testes escalonados foram realizados, e permitiram avaliar as perdas de cargas não lineares e a eficiência dos poços testados.

A transmissividade (em 77 poços), apresentou valor mínimo de 0,002722 m²/s e máximo de 0,09658 m²/s, a média e a mediana é de 0.033 m²/s e 0,0305 m²/s, respectivamente.

Os valores de armazenamento em 4 dentre 35 testes, variaram de 0.00018 a 0.11, com média de 0.01223. Todavia, nos 31 poços restantes os resultados foram anômalos, com armazenamentos superiores à unidade.

VI.2.2.7 Cálculo das propriedades hidráulicas pelo método da capacidade específica fractal

Para avaliar os parâmetros físicos em poços de penetração parcial e total, nos xistos e calcoxistos do Aquífero Termal Intermediário e quartzitos inferior do Aquífero Termal Inferior, foram usados os testes disponíveis de relatórios finais de pesquisas apresentados ao VI Distrito do DNPM - GO .

Os testes foram realizados com vazões variando ao longo do tempo, usando-se um ou dois, outras vezes nenhum poço de observação. Os testes foram realizados com bombas submersas de capacidade de bombeamento ajustada à capacidade de produção de cada poço.

Embora exista uma grande quantidade de testes nos relatórios de pesquisas, em apenas 36 testes, haviam medidas de vazões com o passar do tempo nos testes, fator de fundamental importância na determinação coeficiente fractal D.

A interpretação dos testes foi feitas da seguinte forma: 1º foi construído um gráfico vazão versus tempo. Foram caracterizadas, três categorias de teste, a saber: i) vazão e rebaixamento praticamente constantes, (menos de 10% de variação de ambos); ii) Vazão e rebaixamento variável e ; iii) vazão constante e rebaixamento variável.

- i) *Vazão e rebaixamento praticamente constantes, (com menos de 10% de variação de ambos) – foram incluídos nessa categoria, 15 testes)* – A avaliação dos parâmetros hidráulicos nesses poços apresentou resultados pouco confiáveis, devido à pequena variação de fluxo e nível potenciométrico num pequeno espaço de tempo e logo passando para o regime permanente, por conta da drenança vertical ascendente. Os gráficos de números CN-156, CN-163 e CN-162, no anexo XIII.3 são exemplos deste tipo.
- ii) *Vazão e rebaixamento variáveis – nessa categoria foram incluídos (14 testes) onde os parâmetros foram melhor avaliados. Os gráficos de números CN-34 e CN-65, no anexo XIII.3 são exemplos deste tipo*
- iii) *Vazão constante e rebaixamento variável – nessa categoria foram encontrados (05 testes), onde os parâmetros hidráulicos podem ser avaliados normalmente. Os gráficos de números CN-296, CN-267, CN-269, CN-338 e CN368, no anexo XIII.3 são exemplos deste tipo.*

Em alguns testes, ocorreram anomalias, como por exemplo, rebaixamento logo no início do teste, seguido, algum tempo depois, de uma recuperação brusca ou mesmo lenta do nível dinâmico. Admite-se que essas ocorrências podem resultar de recuperações induzidas de paralisações de poços que se encontravam em bombeamento simultâneo, nas

vizinhanças do poço testado. Em alguns testes, pode-se verificar problemas variação de energia e de funcionamento dos equipamentos de bombeamento.

Por outro, este fenômeno pode estar associado a mudanças de regime de fluxo na vizinhança do poço bombeado ou até mesmo devido a influência do conjunto de poços em operação.

O cálculo dos parâmetros revelaram que 41.66% dos valores da transmissividade são elevados, da ordem de 10^{-2} a 10^{-3} m²/s. Os valores das vazões fractais (Q^*) também são elevados. A magnitude dos valores encontrados neste método aproximam-se do modelo de Jacob (1946). Os resultados dos cálculos encontram-se (anexo XIII-5).

VI.2.2.8 Cálculo das propriedades hidráulicas pelo método Boulton & Streltsova

Os testes interpretados anteriormente, foram usados para calcular a transmissividade (T_f), Difusividade δ , armazenamento nas fraturas S_f , armazenamento na matriz S_m , aberturas das fraturas a , condutividade hidráulica K_f e a permeabilidade k_f , através do modelo de Boulton. Os resultados obtidos encontram-se apresentados no (anexo XIII-6).

A quase totalidade das curvas de campo, referentes aos testes re-interpretados revelaram ao longo do tempo de bombeamento, uma mudança de regime transitório para regime permanente. A mudança de regime deve-se a existência de entradas de fluxos verticais, como as drenagens ascendentes, para o condutor hidráulico bombeado.

O gráfico W2v-163, no anexo XIII.4, ilustra a curva de campo (tempo versus rebaixamento), ajustada à curva padrão da função do poço para o meio fraturado de Boulton (1963). A curva tem a forma de praticamente uma reta, pois o regime passa a ser permanente logo após os primeiros minutos de bombeamento.

Os gráficos W2a-145, W2v-162 e W2v-206, no anexo XIII.4, apresentaram bons ajustes à referida curva padrão. Contudo, foram verificadas várias anomalias como no gráfico W2a-296, havendo recuperação brusca ou lenta do nível dinâmico, conforme descrito anteriormente.

Estes fenômenos de recuperação do nível dinâmico, prejudicaram a determinação dos parâmetros e podem ser responsáveis por valores anômalos observados nos cálculos do armazenamento nas fraturas e armazenamento na matriz em alguns testes. Os valores calculados para a difusividade e transmissividade parecem não ser representativos da realidade. Os resultados encontram-se no anexo XIII.6.

VII MODELAGEM NUMÉRICA DE FLUXO

VII.1 OBJETIVO

Nesta dissertação foi efetuada uma simulação do fluxo das águas subterrâneas associado com o transporte de calor com o objetivo de melhor entender o comportamento das águas termais do Sistema Aquífero de Caldas Novas/Rio Quente – Goiás.

VII.2 MODELO COMPUTACIONAL

Em busca de uma solução para o problema decidiu-se procurar um programa que pudesse simular o fluxo das águas hidrotermais, resolvendo de forma conjugada as equações de fluxo fluido e calor.

Através de pesquisa na "internet", foram encontrados nas páginas do Serviço Geológico dos Estados Unidos (USGS) dois modelos: O HST3D – Versão 2 e HYDROTHERM – Versão 2.2, ambos baseados no esquema de diferenças finitas, com simulação tridimensional, disponíveis para cópia e instalação grátis. O modelo HYDROTHERM, simula o transporte de fluxo de águas subterrâneas e calor com temperaturas variando de 0°C a 1200°C e o modelo HST3D, simula transporte de calor e soluto associado com o fluxo das águas subterrâneas.

O HYDROTHERM, possivelmente poderia ser o modelo mais adequado para simular o fluxo termal, contudo, estava disponível apenas para ser instalado no sistema "UNIX". Logo, o modelo adotado foi o HST3D por estar disponível para instalação no sistema DOS.

O simulador de HST3D é um código computacional genérico e possui recursos para simular uma variedade de opções. Mesmo em situações mais complicadas, se for introduzido um modelo simplificado, podem ser alcançados resultados úteis na prática. Os manuais explicativos do programa HST3D, encontram-se nas publicações de lançamento da versão 1, Kipp Jr, (1987) e do guia revisado da versão 2.0, Kipp Jr, (1997).

VII.3 APLICAÇÕES E LIMITAÇÕES DO MÉTODO HST3D

O programa HST3D é aplicado no estudo de recarga de água doce ou salgada em aquíferos, movimento de pluma contaminante; região costeira com intrusão de águas

salgadas, disposições salinas, armazenamento de água doce entre aquíferos salinos, aquíferos com calor armazenado, sistemas geotermiais fase líquida e situações de transportes similares.

Uma das limitações está relacionada ao uso de técnicas de diferenças finitas com aproximações de derivadas espaciais e temporais. Quando a dispersividade longitudinal e transversal é pequena o tamanho das células também deve ser pequeno para minimizar a dispersão numérica. Além disso, também pode ser necessário usar células pequenas para representar com precisão as variações de densidade no campo de fluxo. Estes fatores podem implicar em um excessivo número de nodos em determinadas simulações, exigindo muito tempo de computação e muito espaço de armazenamento de cálculo. Neste caso, a solução é preparar um modelo simplificado, que pode dar bons resultados.

Outra limitação é que dificilmente a malha em diferenças finitas, se ajusta aos contornos da região que não sejam paralelos aos eixos coordenados. Aproximar esses contornos com degraus podem causar localmente, variações irreais no campo de fluxo das águas subterrâneas.

A região de simulação é discretizada no espaço usando uma malha de pontos distribuídos. As propriedades espaciais são definidas por zonas, cujos limites são os planos dos nodos. Não são permitidas zonas com limites do tipo escadaria ou zonas em forma de L.

Embora as células situadas nas esquinas da região de simulação possam ter duas ou três faces no limite, só um tipo de condição de contorno (condição de fluxo, de drenança ou de função de influência de aquífero), pode ser especificado nessas células. Por exemplo, numa extremidade onde houver um fluxo simultâneo, por filtração lateral, através de uma face, e filtração vertical através de outra face, uma dessas faces deve ser retirada da extremidade, para que não existam duas faces com condição de contorno de drenança na mesma célula. O mesmo se aplica a todos os parâmetros para os quais seja preciso especificar condições no contorno. Ou seja, as condições de contorno (de nenhum tipo), podem ser diferentes nas faces de uma célula que tenha múltiplas faces no contorno.

As condições de contorno de *superfície livre* e de *drenança*, requerem que o eixo z seja orientado na direção vertical. Logo, estas condições não podem ser usadas em um sistema de coordenadas inclinado.

Só pode haver um poço por célula. Para poços totalmente penetrantes (que atravessam toda a espessura do aquífero), isto significa que somente um poço por coluna vertical é permitido na célula. Além disso, o simulador não pode representar poços com seções de filtros em células que contenham zonas de diferentes propriedades hidráulicas em seus quadrantes horizontais.

VII.4 EQUAÇÕES DO FLUXO E TRANSPORTE NO MODELO HST3D

No modelo HST3D as equações são resolvidas numericamente para: a) sistema de fluxo de águas subterrâneas em três dimensões, formada pela combinação da conservação de massa total e a lei de Darcy com fluxo em meio poroso ; b) equação de transporte de calor pela conservação de entalpia no meio poroso e fluido; c) equação de transporte de soluto para a conservação de massa e uma simples espécie de soluto que pode decair e adsorver no meio poroso. Estas três equações funcionam de forma conjugada, em função de: dependência do transporte advectivo sobre a velocidade de campo do fluido intersticial; a dependência da viscosidade do fluido em relação a temperatura e concentração do soluto e a dependência da densidade do fluido em relação a pressão, temperatura e concentração do soluto.

As soluções numéricas são obtidas para cada uma das variáveis dependentes: pressão, temperatura e fração de massa (concentração de soluto). Técnicas de diferenças finitas são usadas para discretização do espaço e tempo nas equações. Quando providas com contorno apropriado e condições iniciais e sistema de parâmetros adequados, podem executar cálculos e simulação para avaliar uma grande variedade de situações de transporte de soluto e calor.

VII.4.1 Equação do fluxo das águas subterrâneas

A equação diferencial parcial do fluxo das águas subterrâneas foi escrita assumindo as seguintes hipóteses:

- * O fluxo das águas subterrâneas segue a Lei de Darcy;
- * O meio poroso é compressível;
- * O fluido é compressível;
- * A porosidade e permeabilidade são funções espaciais;
- * A viscosidade do fluido é função do espaço e tempo, dependendo da concentração do soluto e temperatura.

A equação do fluxo baseada na conservação total da massa fluida num elemento de volume, conforme a lei de Darcy para o meio poroso:

$$\frac{\partial(\eta\rho)}{\partial t} = \nabla \cdot \rho \frac{k}{\mu} (\nabla P + \rho g) q \rho^* \quad \text{sendo} \quad (\text{VII.1})$$

P é a pressão do fluido (pa);

t é o tempo (s);

η é porosidade efetiva (-);

ρ é a densidade do fluido de descarga (kg/m^3);

ρ^* é a densidade do fluido de recarga (kg/m^3);

k é o tensor da permeabilidade do meio poroso (m^2);

μ é a viscosidade do fluido (kg/m-s);

g é a aceleração da gravidade considerada constante (m/s^2);

q é a taxa de fluxo fluido ($\text{m}^3/\text{m}^3\text{-s}$), sinal positivo recarga e negativo descarga; e

v é o vetor velocidade intersticial (m/s)

A velocidade intersticial ou do meio poroso (v) é obtida da lei de Darcy, como:

$$v = - \frac{k}{\eta\mu} (\nabla P + \rho g) \quad (\text{VII.2})$$

VII.4.2 Equação do transporte de calor

A equação de balanço de energia termal usada para o transporte de calor, foi baseada nas seguintes premissas:

- * A energia cinética do fluido foi negligenciada.
- * Transporte termal dispersivo é tratado como um mecanismo análogo ao transporte dispersivo de soluto.
- * A condutividade termal ocorre tanto no meio fluido como no meio poroso.
- * A transferência de energia por radiação é negligenciada.
- * O calor termal oriundo das reações químicas é negligenciado.
- * As variações de fluxo de espécies de soluto pela dispersividade e difusividade através de energia gravitacional é negligenciado.
- * A dissipação da viscosidade por aquecimento é negligenciado.
- * Capacidade do calor não está em função da temperatura ou concentração do soluto.
- * Condutividade termal não está em função da temperatura e concentração do soluto.
- * O equilíbrio termal existe entre a fase sólida e fluida.
- * O transporte de energia por difusividade do soluto é negligenciado.
- * Existe somente uma fase do fluido.
- * O equilíbrio de pressão existe entre fases fluida e meio poroso.
- * Variações na entalpia do fluido com a pressão é negligenciado.

A equação de energia é baseada na conservação de entalpia em ambos meios fluido e poroso do volume na região. A entalpia é uma propriedade derivada contendo ambas energias de fluxo e interna. A temperatura é uma variável dependente. Como:

$$\frac{\partial}{\partial t} [\eta \rho c_f + (1 - \eta) \rho_s c_s] T = \nabla \cdot (\eta K_f + (1 - \eta) K_s) \nabla T + \nabla \cdot \eta D_H \nabla T - \nabla \cdot \eta \rho c_f \mathbf{v} T + q_H + q \rho^* c_f T^* \quad (\text{VII.3})$$

T é a temperatura do meio poroso e Fluido ($^{\circ}\text{C}$);

T^* é a temperatura do fluido inicial ($^{\circ}\text{C}$);

ρ_s é densidade da fase sólida (kg/m^3);

c_f é o calor específico da fase fluida na pressão constante ($\text{J/kg} - ^{\circ}\text{C}$);

c_s é o calor específico do meio poroso na pressão constante ($\text{J/kg} - ^{\circ}\text{C}$);

K_f é a condutividade termal do fluido ($\text{W/m} - ^{\circ}\text{C}$);

K_s é a condutividade termal do meio poroso ($\text{W/m} - ^{\circ}\text{C}$);

D_H é o tensor de dispersão termo mecânica ($\text{W/m} - ^{\circ}\text{C}$);

q_H é a intensidade da taxa de calor original (W/m^3);

q é a taxa de fluxo fluido ($\text{m}^3/\text{m}^3\text{-s}$), sinal positivo recarga e negativo descarga;

$\mathbf{v}$ é o vetor velocidade intersticial (m/s) t é o tempo (s);

η é porosidade efetiva (-);

ρ é a densidade do fluido de descarga (kg/m^3);

ρ^* é a densidade do fluido de recarga (kg/m^3); e

I é a matriz identidade de grau 3 (-).

A equação VII 3, associa a taxa de variação da entalpia do fluido e meio poroso ao: fluxo líquido de entalpia condutiva, fluxo líquido de entalpia dispersiva, fluxo líquido de entalpia advectiva, para a entrada de fluido e calor numa determinada temperatura. Ela é escrita para uma unidade de volume da fase fluida e sólida, isso é, a unidade de volume saturada do meio poroso. O calor injetado tem uma temperatura, T^* , e densidade, ρ^* , para o fluido de entrada. Mas o calor é retirado na temperatura, T , e densidade, ρ , para o fluido saída.

VII.5 CASO ESTUDADO

A simulação foi realizada numa área de 1080 km^2 , com espessura de 1200 metros, envolvendo o sistema hidrotermal de Caldas Novas/Rio Quente – GO . Na parte Centro -

sul, a Serra de Caldas ocupa cerca de 100km^2 de área, tem forma elipsóide, topo plano e com cotas de 1000 metros, destaca-se da superfície arrasada com cotas variando entre 550 e 850 metros.

O fluxo de calor não foi especificado na base do sistema hidrotermal, tendo sido especificado apenas a temperatura inicial; a temperatura de recarga uniforme inicial de 40°C ; a temperatura de contorno, nas laterais e na base 75°C .

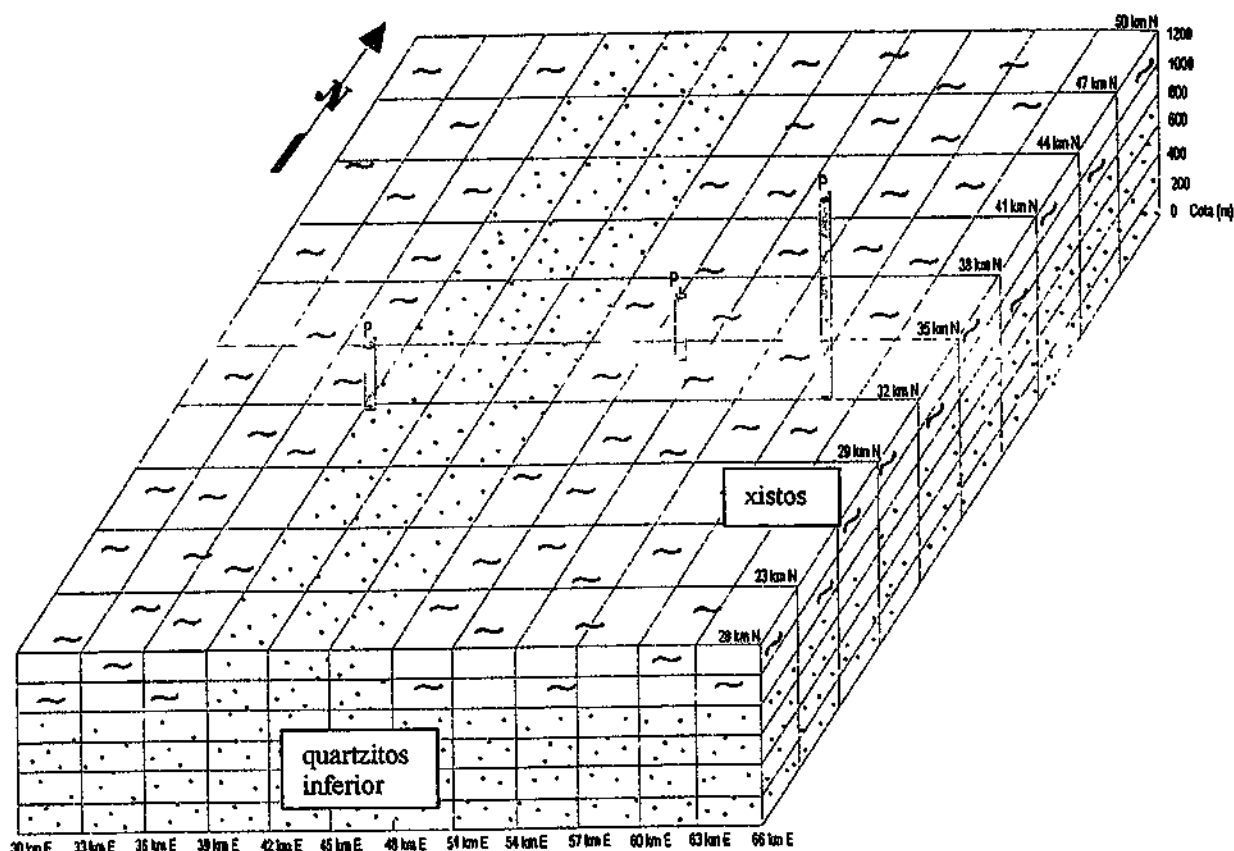


Figura VII.1, Geometria da malha, litologia e localização dos poços modelados.

Nesta modelagem foi adotado o sistema de coordenadas cartesianas, com eixo z variando de 0 a 1200 metros, na direção vertical apontando para cima, com o eixo x variando de 30000 a 66000 metros e eixo Y variando de 20000 a 50000 metros.

Portanto, a geometria espacial da área estudada apresenta a forma de um paralelepípedo, com uma discretização espacial de 13 nodos na direção x, 11 nodos na direção y e 7 nodos na direção z, conforme figura VII.1. A discretização é uniforme, com nodos espaçados de 3000 metros e nas direções x e y, e espaçados de 200 metros na direção z.

Os parâmetros usados foram os seguintes:

Porosidade de: 0.042 nos quartzitos inferior e 0.020 nos xisto.

Permeabilidade quartzitos inferior nas direções $x=1.0E-9$, $y=1.0E-9$ e $z=1.0E-8$, (m^2).

Permeabilidade xistos nas direções $x=1.0E-10$, $y=1.0E-10$ e $z=1.0E-9$, (m^2).

Condutividade termal do meio poroso, quartzitos inferior $3.0 \text{ W/m}^\circ\text{C}$ e xistos $2.0 \text{ W/m}^\circ\text{C}$.

Condutividade termal do fluido, $1.0 \text{ W/m}^\circ\text{C}$.

Capacidade termal do meio poroso, $2.0E+6 \text{ J/m}^3\text{-}^\circ\text{C}$.

Densidade da água a 30°C , 0.995 kg/m^3 .

Viscosidade do Fluido, 0.001 Pa-s .

Dispersividade, 0.0 m .

Calor específico do fluido, $4.182E+5 \text{ J/kg } ^\circ\text{C}$.

Coefficiente de expansão termal, $2.0E-4 \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$.

Temperatura na base 75°C .

Temperatura de contorno no topo, 23°C .

Temperatura inicial, 23°C .

Coefficiente de difusão, $18.8571E-6 \text{ m}^2/\text{s}$.

Compressibilidade do fluido, $4.4E-10 \text{ (Pa)}^{-1}$.

Compressibilidade do meio poroso, $1.4E-10 \text{ (Pa)}^{-1}$.

Viscosidade do fluido 0.001 (Pa-s) .

Densidade do fluido na T_o e P_o , 995 kg/m^3 .

Condutividade termal do fluido $1.0 \text{ W/m}^\circ\text{C}$.

Coefficiente de expansão termal do fluido, $2.0E-4 \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$.

Pressão atmosférica, $1.01325E+5 \text{ Pa}$.

Pressão inicial, $1.50E+5 \text{ Pa}$.

Temperatura inicial, 40°C .

Temperatura na base, 75°C .

Poço 01, coordenadas x y $51954 \ 37216 \text{ m}$, profundidade 400m , diâmetro 0.2 m e $Q=0.2 \text{ m}^3/\text{s}$.

Poço 02, coordenadas x y $37000 \ 35000 \text{ m}$, profundidade 400m , diâmetro 0.2m e $Q=1.25 \text{ m}^3/\text{s}$.

Poço 03, coordenadas x y $55000 \ 42000 \text{ m}$, profundidade 1200m , diâmetro 0.2m e $Q=0.85$ ou $0.02 \text{ m}^3/\text{s}$, conforme tabela VII.1.

A pressão no contorno considerado impermeável, sendo especificado zero.

Recarga foi especificado em área de 720 e 405 km^2 , conforme tabela VII.1.

taxa de recarga $2.7E-9$; $3.17E-9$ e $2.88E-9 \text{ m}^3/\text{m}^2/\text{s}$, conforme tabela VII.1.

Período simulado 01 , 04 , 05 , 25 e 50 anos, conforme tabela VII.1.

VII.6 ARQUIVOS DE SAÍDA

O programa HST3D gera vários arquivos de saída. O primeiro nome do arquivo identifica o tipo de informação nele contido e o sufixo representado por três algarismos é escolhido pelo usuário. São gerados 20 arquivos de saída, mas neste trabalho interessam apenas as informações de: balanço de fluxo, (arquivo O_BAL.ss); temperatura e entalpia (O_T.ss), e pressão e cargas potenciométricas (O_P.ss).

Nos arquivos de saída do simulador, as unidades para cada parâmetro são: cargas hidráulicas apresentadas como pressão (Pa), taxa de recarga e descarga (kg/s), volume do fluido (kg), temperatura (°C), entalpia (J/kg), taxas de entrada e saída de fluxo de calor (W) e quantidade de calor (J). Mas, para facilidade de comparação, os dados de: cargas hidráulicas, recarga e descarga e volume de fluido, foram convertidos para: m, m³/s ou l/s/km² e m³, respectivamente.

O programa interrompe e completa a simulação todas as vezes que os dados de entrada, por exemplo: temperatura, capacidade de calor do meio, recarga e descarga e outros, apresentar soluções incompatíveis.

VII.7 RESULTADOS OBTIDOS

Os dados usados para entrada no programa HST3D, são parâmetros do sistema aquífero hidrotermal de Caldas Novas/Rio Quente – GO. Para simular diferentes cenários de exploração, realizou-se a simulação usando diferentes entradas de dados, conforme a tabela VII.1.

Tabela VII.1, Diversificação dos dados de entrada, obtendo-se na simulação diferentes cenários.

Arquivo de entrada	Dat.ts1	Dat.ts4	Dat.s25	Dat.s50	Dat.q1	Dat.q4
Área recarga (km ²)	720	720	720	720	405	405
Recarga total (m ³ /s)	1,944	1,944	2,2824	2,2824	1,1664	1,1664
Descarga total (m ³ /s)	2,30	2,30	2,30	2,30	1,47	1,47
Período (ano)	01	04	25	50	01	5
Descarga > recarga (%)	18,31	18,31	0,77	0,77	26,02	26,02

A primeira simulação foi realizada para uma área de recarga de 720 km², em cotas acima de 700 metros, representando 66,67% da área estudada e os dados da tabela VII.1. Com estas informações disponíveis procurou-se reconstituir os dados históricos observados no referido aquífero hidrotermal. As taxas de recarga, foram obtidas no capítulo II

Para os arquivos de entrada Dat.ts1, Dat.ts4, o cenário foi simulado com recarga de $2,7 \text{ l/s/km}^2$ e descarga de $3,1944 \text{ l/s/km}^2$, contudo, só foi possível executar a simulação para período de 01 a 04 anos, quando o rebaixamento aproxima-se de 25 metros, a simulação é interrompida.

Observando os arquivos de saída O_BAL.ts1 e O_BAL.ts4, conforme tabela VII.2, verifica-se que a exploração simulada apresenta um percentual de 118,31% de descarga em relação a recarga e os rebaixamentos são de 5,53 e 20,09 metros em 01 e 04 anos, respectivamente. Portanto, semelhante aos dados históricos observados no monitoramento do aquífero termal em Caldas Novas.

Todavia, aumentando a taxa de recarga para $3,17 \text{ l/s/km}^2$, a descarga passa a representar 100,77% da recarga, com o balanço de entrada e saída praticamente compatíveis, o modelo adquiriu estabilidade e simulou cenários para 25 e 50 anos.

Conforme arquivos de saída O_BAL.s25 e O_BAL.s50, o rebaixamento passou a ser de apenas 7,25 e 14,22 metros em 25 e 50 anos, respectivamente.

Tabela VII.2. Arquivos de saída e os resultados obtidos.

Arquivos de saída	O_BAL.ts1	O_BAL.ts4	O_BAL.s25	O_BAL.s50	O_BAL.q1	O_BAL.q5
Rebaixamento (m)	5,53	22,09	7,25	14,22	4,69	23,46
Recarga total (m^3)	$6,133\text{E} +7$	$2,453\text{E} +8$	$1,799\text{E} +9$	$3,55\text{E} +9$	$3,677\text{E} +7$	$1,839\text{E} +8$
Descarga Total (m^3)	$7,223\text{E} +7$	$2,904\text{E} +8$	$1,8146\text{E} +9$	$3,578\text{E} +9$	$4,63\text{E} +7$	$2,32\text{E} +8$
Taxa entrada de calor (W)	$6,28\text{E} +9$	$7,076\text{E} +9$	$1,767\text{E} +10$	$3,74\text{E} +10$	$6,188\text{E} +9$	$7,1953\text{E} +9$
Taxa saída de Calor (W)	$1,376\text{E} +9$	$1,95\text{E} +9$	$3,472\text{E} +9$	$1,159\text{E} +10$	$1,039\text{E} +9$	$1,499\text{E} +9$
Entrada total de calor (J)	$7,88\text{E} +19$	$7,152\text{E} +19$	$7,939\text{E} +19$	$1,0\text{E} +20$	$7,088\text{E} +19$	$7,173\text{E} +19$
Saída total de calor (J)	$5,51\text{E} +16$	$2,014\text{E} +17$	$1,238\text{E} +18$	$7,17\text{E} +18$	$4,42\text{E} +16$	$1,976\text{E} +17$
Período de simulação (ano)	01	04	25	50	01	5
Área recarga (km^2)	720	720	720	720	405	405

Por outro lado, podemos criar um modelo de fluxo específico para as águas hidrotermais, baseando-se nas seguintes premissas: a recarga das águas hidrotermais ocorre na Serra de Caldas e áreas circunvizinhas contíguas, com cotas acima de 700, numa área que não deve ultrapassar de 400 km^2 (na região estudada de 1080 km^2). As cargas potenciométricas decrescem do centro da Serra de Caldas para as zonas rebaixadas circunvizinhas; a descarga hidrotermal na atualidade é de $1,25 \text{ m}^3/\text{s}$ na Pousada do Rio Quente, $0,20 \text{ m}^3/\text{s}$ em Caldas Novas e $0,02 \text{ m}^3/\text{s}$ na Lagoa de Pirapitinga, somando um total de $1,47 \text{ m}^3/\text{s}$ e a recarga é de $2,88 \text{ l/s/km}^2$, ou $1,1664 \text{ m}^3/\text{s}$. De forma que, a descarga

representa 126,02% da recarga, conforme arquivos de entrada dat.q1 e dat.q5, na tabela VII.1.

Os resultados observados nos arquivos de saída O_BAL:q1 e O_BAL:q5, foram: rebaixamentos de 4,69 e 23,46 metros em 01 e 05 anos, respectivamente. Estes rebaixamentos são muito semelhantes aos cenários observados nos dados históricos de monitoramento do aquífero termal de Caldas Novas.

No balanço total de entrada e saída de fluxo fluido no sistema, há percentual devido a erro, que refere-se ao uso de técnicas de diferenças finitas devido às aproximações de derivadas espaciais e temporais.

Os arquivos de saída O_P.q5 e O_P.s50, referem-se às cargas potenciométricas e pressões obtidas da simulação para os períodos de 5 e 50 anos. Com os dados das coordenadas x, y e das cargas hidráulicas, obtidos destes arquivos de saída, foram construídos mapas de contorno dos rebaixamentos, que servem para representar as superfícies potenciométricas neste regime transitório, conforme figuras VII.2 e VII.3. Como pode ser observado nestas figuras, a cor vermelha representam os valores máximos e azul os valores mínimos das cargas hidráulicas. Para o rebaixamento é o inverso, eles são mais intensos nos locais dos poços.

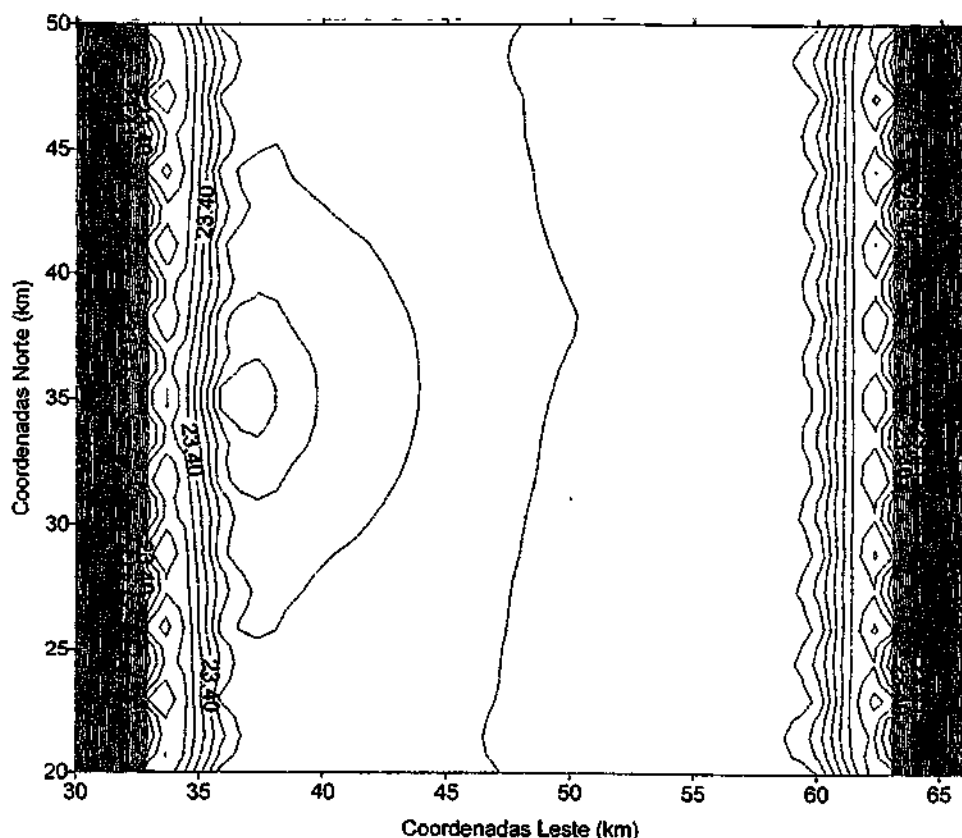
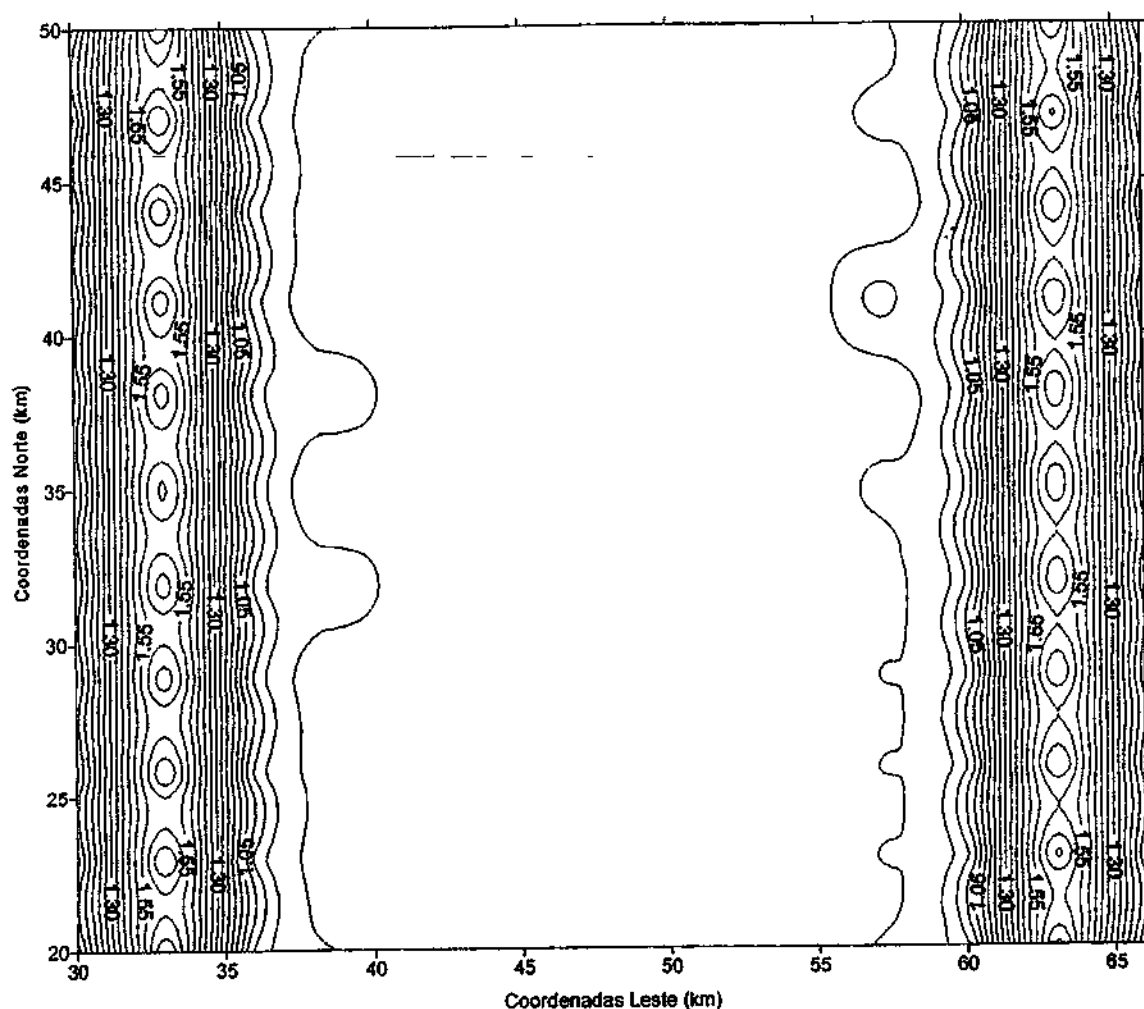


Figura VII.2, Curvas da superfície potenciométrica do nível dinâmico para simulação para um período de 05 anos. O rebaixamento é mais intenso na localidade da Pousada do Rio Quente.

— Os rebaixamento observados nas figura VII.2 e VII.3 , representam a simulação realizada com taxas percentuais de 126,02 e 100,77% da descarga em relação à recarga. Para não tornar repetitivo, são apresentados mapas de contorno das superfícies potenciométricas, apenas para estes dois cenários.

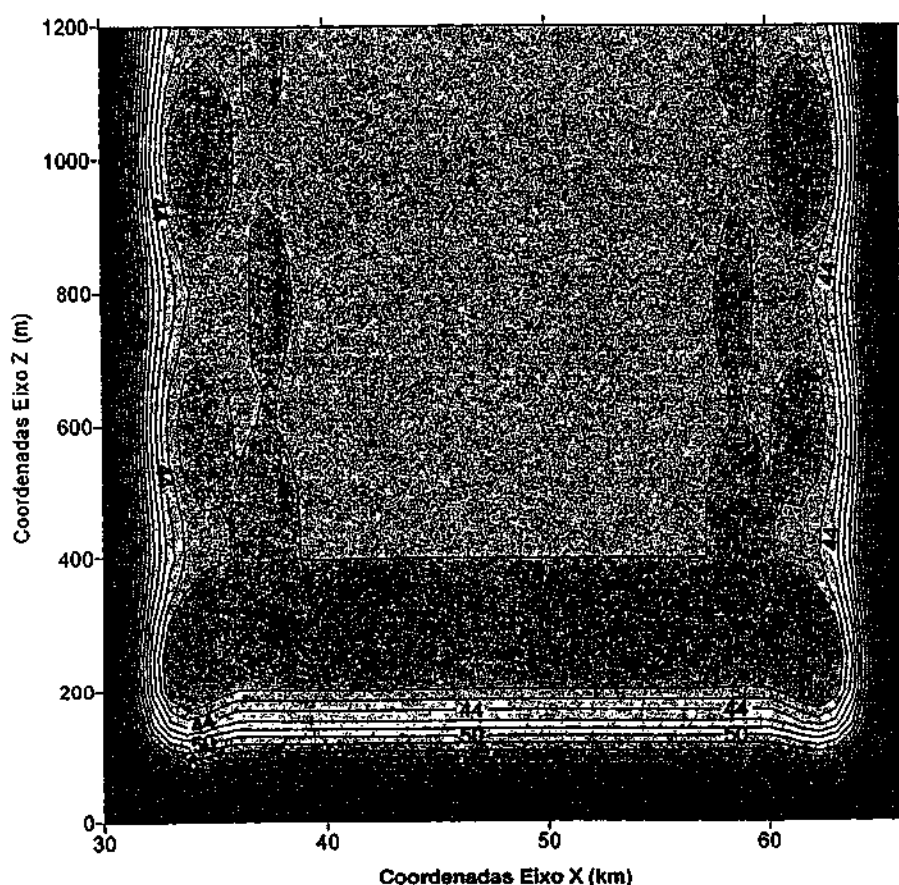
Para simular o fluxo de calor é necessário especificar nas condições de contorno a condução do calor. Contudo o simulador não encontra-se dimensionado para tal especificação. Para dimensionar o modelo seria necessário efetuar modificações no código fonte do programa e essa modificação não foi possível. Portanto, a solução foi especificar nas condições de contorno, temperaturas semelhantes àquelas que foram medidas em perfilagens no capítulo V, e entrar com uma temperatura de 40°C, para a recarga. Desta forma o simulador ao efetuar os cálculos inclui no fluxo fluido a influência do gradiente de temperatura, visto que no momento, o que mais interessa é este fluxo fluido. Portanto, as taxas de entradas e saídas de fluxo de calor, calculadas pelo simulador e encontradas na tabela VII.2., não são realísticas.



— Elder (1967), reproduziu em laboratório um modelo, para representar a convecção termal numa seção transversal. No segmento da base foi colocada uma temperatura superior à temperatura inicial uniforme da superfície. O fluxo fluido é movimentado exclusivamente pela diferença de densidade, criada pela variação de temperatura. As condições iniciais hidrostáticas de pressão e temperatura foram uniformes.

Elder (1967 op.cit.), realizou ainda a simulação da convecção termal, usando as técnicas de diferenças finitas. Os resultados foram calibrados com dados de laboratório. A presente simulação é diferente do experimento de Elder (1967 op.cit.), pois envolve a entrada e saída de fluxo fluido no sistema. Aqui, foram representadas situações diferentes: uma é feita com água na temperatura de 23°C e a outra com água a 40°C. Nas condições de contorno foram especificadas temperaturas de 75°C.

Ambos os resultados apresentam uma variação de temperatura muito pequena, mas suficiente para produzir correntes de fluxo, devido às diferenças de densidade. Conforme observado nas figuras VII.4 e VII.5., os modelos embora diferentes, mostram resultados semelhantes aos de Elder (1967 op.cit.).



A figura VII.4, Refere-se ao modelo com temperatura de 40°C, numa seção transversal (xz). A cor vermelha representa as temperaturas máximas e azul claro as temperaturas mínimas.

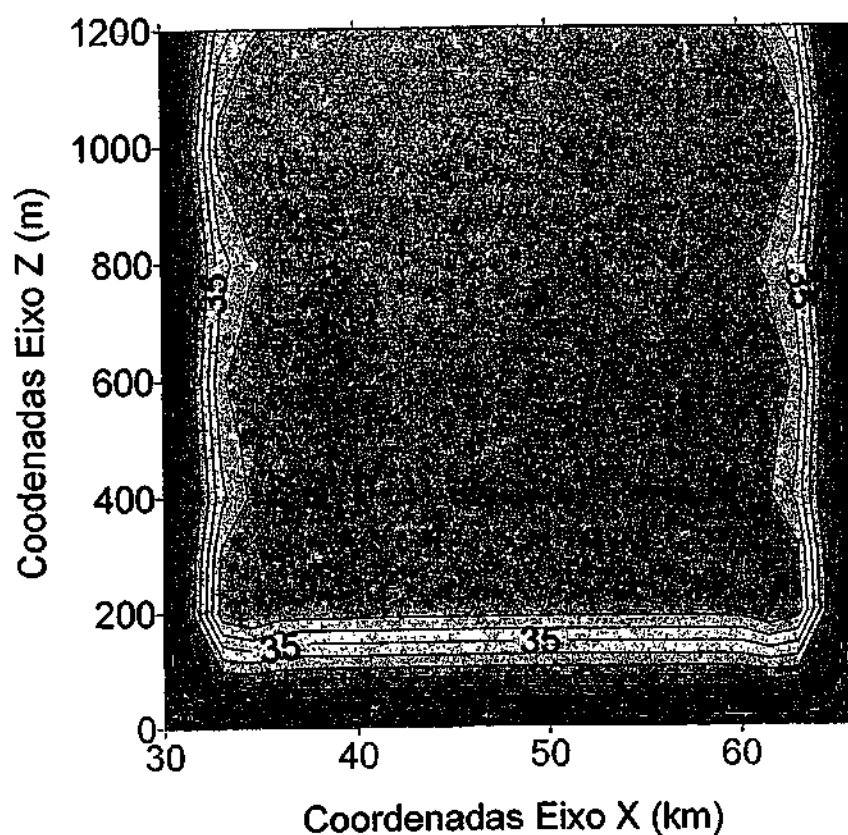


Figura VII.5. - Modelo com temperatura de 23°C, numa seção transversal (xz). A cor vermelha representa as temperaturas máximas e azul claro as temperaturas mínimas.

A entalpia calculada no modelo HST3D, varia de 1,6 a 3,3E+5. J/kg. O sistema hidrotermal é aberto, caracterizado pela baixa entalpia, com temperatura menor que 90°C e a recarga é do tipo convecção forçada.

VIII OTIMIZAÇÃO

A programação linear é um dos métodos usados para solução de problemas de distribuição de recursos limitados, numa determinada competição de uso, de maneira ótima. Em hidrogeologia esta ferramenta possibilita várias maneiras de distribuição dos recursos hídricos, sendo muito aplicada para tomada de decisões. Existe uma vasta literatura sobre os princípios e as técnicas de soluções de problemas de programações lineares.

Embora a solução de problemas de planejamento aplicando programação linear, pareça ser um tanto complicada, o primeiro passo é analisar e identificar a função objetiva e as restrições (a ela associadas), a serem satisfeitas. A função objetiva é usada para maximizar ou minimizar uma função linear, como por exemplo: a taxa de vazão total máxima, uma demanda mínima de energia, custo mínimo da água, etc. As restrições podem ser rebaixamentos mínimos para evitar o desaparecimento de fontes, proteger ecossistemas, prevenir subsidência, manter os níveis da água acima dos filtros dos poços ou rebaixamentos máximos para desaguar minas, evitar inundação e salinização. Podem ser ainda, abastecimento mínimo prescrito para determinados poços, gradientes mínimos para evitar entrada de fluxo de águas contaminadas.

O problema pode ser estendido para casos de dependência do tempo, como planejar um rebaixamento máximo numa determinada localidade, para um tempo t .

Para realizar uma otimização é necessário, conhecer o modelo hidrogeológico do aquífero, para definir a matriz influente.

VIII.1 IDENTIFICAÇÃO DOS PARÂMETROS

Foram analisados testes de bombeamento de 36 poços de Caldas Novas, pertencentes a titulares de alvará de pesquisa. Os gráficos de vazão bombeada versus tempo, quase sempre exibem extrema variabilidade da vazão (anexo XIII.3), o que torna muito difícil a interpretação pelos métodos convencionais. Para corrigir esse efeito e obter uma descarga uniforme equivalente, aplicou-se o modelo de capacidade específica fractal (CEF), de Manoel Filho (1996), com o qual foram também avaliados os parâmetros de transporte (transmissividade, abertura das fraturas, bem como sua condutividade hidráulica e permeabilidade). Todos esses parâmetros e ainda os de armazenamento, foram também

obtidos empregando o modelo bloco-fissura (BF), de dupla porosidade de Boulton & Streltsova (1977).

Alguns dos poços apresentaram resultados tão discrepantes (como por exemplo, níveis recuperando com o poço em pleno bombeamento e/ou coeficientes de armazenamento superiores à unidade) que seus valores foram descartados, restando uma amostra de apenas 29 poços.

As funções de Boulton & Streltsova (1977), foram desenvolvidas a partir de um modelo bloco-fissura em aquífero fraturado não drenante (ou confinado não drenante) e exibem um comportamento que pode ser descrito da seguinte maneira:

- As curvas iniciam coincidentemente com a curva descrita pela função de Theis, figura VIII.1;
- Depois de algum tempo, devido aos efeitos de fluxo vertical no bloco, (do tipo drenagem retardada), elas divergem da curva de Theis;
- Tão logo cessa o efeito desse fluxo vertical todas as curvas voltam a coincidir novamente com a citada curva de Theis.

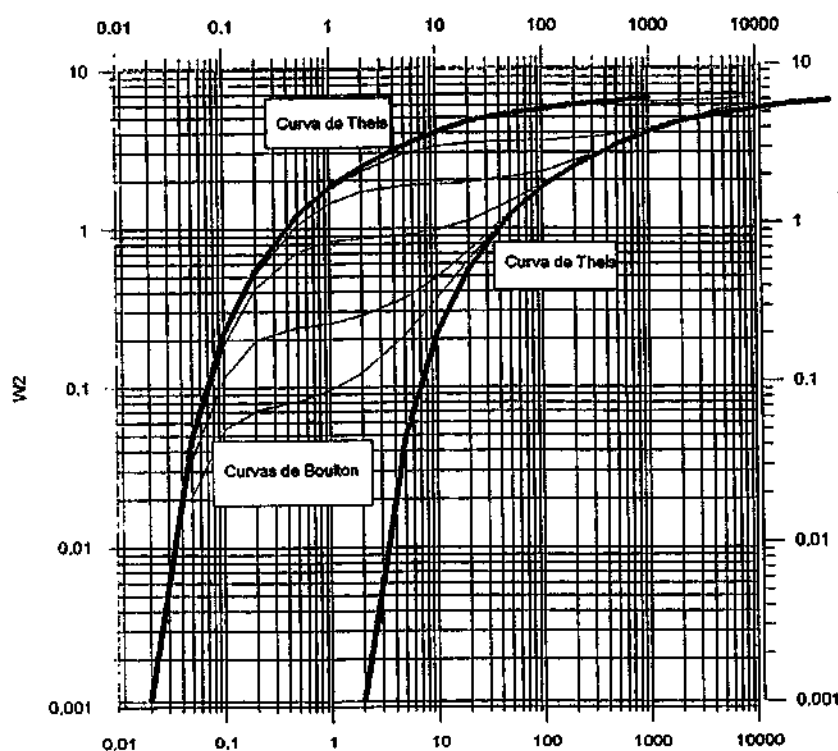


Figura VIII.1, Comportamento das curvas padrão de Boulton & Streltsova, (1977), em relação à curva de Theis (1935).

Acontece que no caso de Caldas Novas o sistema é realmente do tipo fraturado drenante (ou semi-confinado), ou seja, que o efeito do fluxo vertical nos blocos manifesta-se duplamente: i) através de um fluxo vertical descendente tipo drenagem retardada; ii) através

de um fluxo vertical ascendente de águas termais do tipo drenança propriamente dita, do Termal Inferior para os xistos Termal Intermediário, que tende a compensar as vazões bombeadas, razão pela qual as curvas de campo tendem a entrar em regime permanente, não mais voltando à curva de Theis, conforme (figura VIII.2).

Por analogia no sistema drenante

$$\begin{cases} t \rightarrow \infty, \text{então } u \rightarrow 0 \\ W(u) \rightarrow \text{resumindo-se em } K_0(r/B) \end{cases}$$

Visto isso, em Caldas Novas o regime torna-se permanente e o rebaixamento é melhor representado pelo modelo de De Glee, conforme equação a seguir:

$$s = \frac{Q}{2\pi T} K\left(\frac{r}{B}\right)$$

VIII.1

Convém não esquecer, todavia, que, a longo prazo, o equilíbrio vai depender da recarga natural, ditada pelo balanço hídrico.

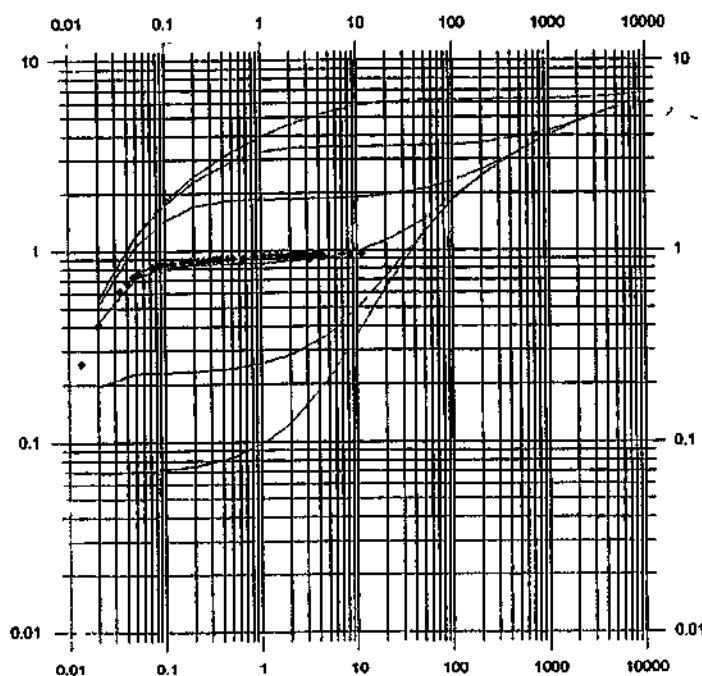


Figura VIII.2, Comportamento dominante nas curvas de campo do sistema fraturado de Caldas Novas com tendência ao equilíbrio por drenança ascendente de águas termais profundas, pela base do Aqüífero Termal Intermediário.

Feitas essas considerações, os valores calculados para os parâmetros pelos dois métodos considerados, encontram-se nos anexos XIII.5 e XIII.6.

A estatística descritiva dos mesmos é apresentada nas tabelas VIII.1 e VIII.2, que seguem.

Tabela VIII.1 – Parâmetros hidráulicos das fraturas - modelo CEF (Manoel Filho, 1996 op.cit)

Parâmetros	Símbolo	Média	Mediana	Mínimo	Máximo
Transmissividade (m ² /s)	T _f	1,6E-01	6,8E-04	3,4E-07	4,53E+00
Abertura (mm)	a	9,0E-01	6,7E-01	6,7E-02	3,2E+00
Condutividade hidráulica (m/s)	K _f	1,7E+00	5,3E-01	5,0E-03	1,2E+01
Índice de fraturamento	n _f	3,8E-06	2,2E-06	1,6E-07	1,7E-05

Os valores dos parâmetros encontrados pelo modelo CEF (tabela VIII.1), são em geral maiores do que os obtidos pelo modelo BF (tabela VIII.2). Isso talvez seja devido aos efeitos da drenança vertical ascendente que não são levados em conta no método CEF. Adotam-se portanto, as estimativas feitas pelo método BF, julgadas mais confiáveis por serem mais conservadoras. Mesmo assim, pode-se notar que o valor mediano da condutividade hidráulica das fraturas (12 cm/s) é realmente muito alto, para uma abertura média de fraturas de 0,36 mm. O índice mediano de fraturamento é de $1,1 \times 10^{-6}$.

Tabela VIII.2 – Parâmetros hidráulicos das fraturas - modelo BF (Boutton & Streltsova, 1977 op.cit.)

Parâmetros	Símbolo	Média	Mediana	Mínimo	Máximo
Transmissividade (m ² /s)	T _f	3,4E-04	4,5E-05	2,9E-08	3,8E-03
Abertura (mm)	a	4,1E-01	3,6E-01	2,9E-02	1,5E+00
Condutividade hidráulica (m/s)	K _f	3,6E-01	1,2E-01	9,0E-04	2,5E+00
Índice de fraturamento	n _f	1,8E-06	1,1E-06	7,8E-08	8,0E-06
Coefficiente de armazenamento	S _f	8,8E-02	5,9E-02	5,8E-04	3,5E-01

VIII.2 MATRIZ INFLUENTE

A filtração vertical ascendente da água dos quartzitos inferior - Aquífero Termal Inferior para os xistos - Aquífero Termal Intermediário, depende de um parâmetro de extensão lateral, que controla a drenança do aquífero, e que nos meios granulares é expresso (para um aquífero semi-confinado de transmissividade T), pela equação:

$$B = \sqrt{T \frac{b'}{K'}} \quad (\text{VIII.2})$$

B' e K' são, respectivamente, a espessura e a condutividade hidráulica da camada semi-confinante (ou aquífero) através da qual ocorre a drenagem.

Para o sistema aqui considerado, de natureza essencialmente fissural, a drenagem é estimada supondo o nível constante na Serra de Caldas, o que na prática significa dizer um nível na cota média 960 m, como sugerem os dados da figura VIII.3.

Os valores de parâmetros considerados como mais representativos dos centros dos intervalos de variação dos mesmos, foram: uma transmissividade média de fraturas, igual a $3,4 \times 10^{-4}$ m/s; condutividade hidráulica mediana de 0,126 m/s e índice de fraturamento de $1,1 \times 10^{-6}$. Supondo então uma espessura média de 400 m de xistos, a extensão mediana B , do aquífero pode ser estimada pela equação:

$$B = \sqrt{\frac{T_f \cdot b}{K_f \cdot n_f}} = \sqrt{\frac{3,4 \times 10^{-4} \times 400}{0,126 \times 1,1 \times 10^{-6}}} \approx 990 \text{ m} \quad (\text{VIII.3})$$

Esse cálculo leva a considerar um valor de 1000 m para a extensão do aquífero, no que se refere às contribuições por drenagem induzida do bombeamento dos poços de Caldas Novas.

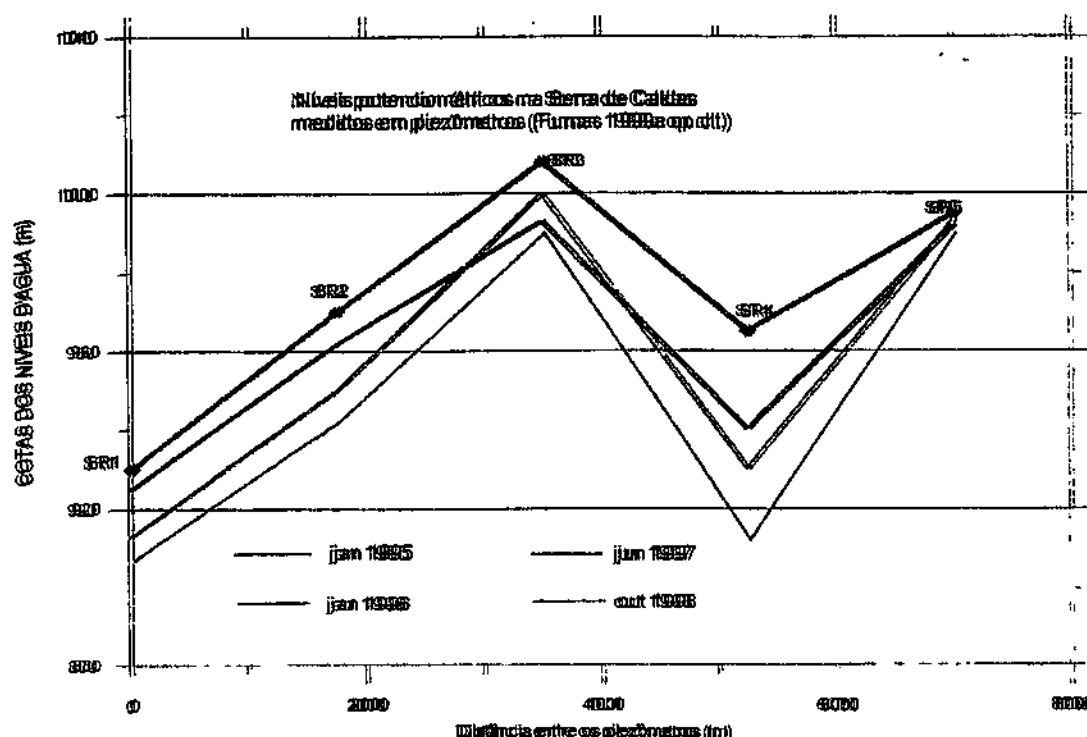


Figura VIII.3 – Níveis potenciométricos na Serra de Caldas medidos em piezômetros monitorados no período de 1995 a 1998 por DNPM/FURNAS (1999a)

Com esses elementos a matriz de influência para o modelo de otimização, visando simular o bombeamento simultâneo de 89 poços existentes em operação na zona urbana de Caldas Novas, para o sistema drenante, em regime de equilíbrio é dada pela equação:

$$K_0\left(\frac{r}{B}\right)/2\pi T \quad (\text{VIII.4})$$

$K_0\left(\frac{r}{B}\right)$ é a função modificada de Bessel de 2ª espécie e ordem zero.

VIII.3 DEMANDA

A água termal tem-se constituído cada vez mais num bem de alto valor, cuja demanda não cessa de crescer, sendo hoje muito superior à oferta. Sabe-se que os poços existentes em operação em Caldas Novas, exercem uma influência já comprovada (DNPM/FURNAS 1999a op. cit.) sobre as cargas potenciométricas na Serra de Caldas, e que essas cargas são as principais responsáveis pelo termalismo regional. Os níveis dinâmicos máximos a serem permitidos pelo DNPM, para os poços em Caldas Novas, constituem uma variável de decisão.

Tabela VIII.3 - VAZÕES MÁXIMAS EXPLOTÁVEIS DE 89 POÇOS DE CALDAS NOVAS
PARA NÍVEIS DINÂMICOS NA COTA 610 m

POÇO	LESTE	NORTE	Q m3/h	Reb (m)	POÇO	LESTE	NORTE	Q m3/h	Reb (m)
1	751,740	8037,418			154	752,000	8037,400		
2	751,734	8037,508			155	750,935	8036,510	21,44	43,95
3	751,362	8037,462			156	751,205	8037,340	2,96	35,00
10	751,313	8037,294	5,37	35,50	162	751,776	8038,284	22,96	42,44
12	751,409	8037,070	1,62	35,41	169	751,935	8038,020	14,12	35,00
13	751,710	8037,000	2,63	35,21	172	750,500	8037,475	13,37	34,64
14	751,500	8037,315			173	751,118	8037,318	7,70	38,20
15	751,435	8037,265	5,95	34,83	175	750,920	8037,460	7,85	35,00
17	751,542	8037,195	6,13	35,59	176	749,240	8037,380	29,51	35,00
18	751,574	8037,237	5,21	33,02	197	752,605	8035,290	19,11	35,00
20	751,661	8037,064	4,81	35,71	200	752,060	8037,300		
22	751,715	8037,365			201	752,400	8036,825	12,05	35,00
23	751,710	8037,320			202	752,277	8036,737	8,66	35,00
24	751,782	8037,342			204	751,055	8037,090	2,58	35,00
26	751,875	8037,358			206	751,965	8037,000	0,95	35,00
30	752,006	8037,606			207	751,555	8037,005	1,06	35,00
34	751,905	8037,310			208	751,733	8036,840	2,16	35,00
36	752,080	8037,615	21,33	36,13	210	750,725	8038,600	19,28	35,00
37	752,100	8037,534			212	751,110	8037,493	7,44	35,00
38	751,968	8037,300			221	751,935	8037,360		
41	752,035	8037,115			256	751,205	8037,340		
42	752,069	8037,112	10,40	37,55	258	747,545	8039,475	36,24	35,00
43	752,022	8037,077	8,47	37,59	262	750,600	8038,865	23,58	35,00
45	751,950	8036,982	8,04	37,86	264	750,970	8038,055	15,36	35,00
48	751,780	8036,788	5,46	36,07	267	751,600	8038,610	15,81	35,00
49	751,724	8036,958			269	751,400	8038,670	17,24	35,00
50	751,690	8036,787	2,46	34,63	277	749,990	8037,590	21,38	35,00
52	751,552	8036,811	4,31	35,70	281	751,160	8037,355	2,10	35,00
61	751,454	8036,976	5,99	37,93	283	751,175	8037,150	1,28	35,00
62	751,250	8036,816	2,98	35,03	286	750,660	8036,370	14,43	35,00
70	750,685	8036,952	17,73	41,72	288	751,320	8037,070	1,20	35,00
72	750,720	8036,600	11,44	37,32	312	751,990	8035,830	13,12	35,00
76	750,170	8036,680	19,68	34,87	320	751,940	8038,120	12,91	35,00
80	752,225	8036,415	9,56	35,17	323	751,315	8036,660	6,27	35,00
81	752,015	8035,830	12,04	34,68	329	752,670	8035,850	16,28	35,00
101	751,809	8037,101			330	751,740	8037,000	2,04	34,69
115	751,954	8037,216			331	751,620	8038,340	11,09	35,00
122	752,860	8035,950	26,67	40,26	333	751,490	8037,130	2,00	35,00
125	748,865	8039,955	35,09	34,94	343	751,205	8036,850	2,80	35,00
128	752,365	8037,285	16,59	35,25	345	751,020	8037,180	2,68	35,00
144	752,170	8036,355	10,73	35,64	346	751,060	8037,225	1,85	35,00
145	751,912	8037,440			349	752,650	8035,220	20,87	35,00
147	751,208	8037,082	2,80	35,77	399	751,770	8037,327		
151	751,690	8037,210			410	751,537	8037,071	1,50	35,00
152	752,065	8036,792	5,08	34,50	TOTAL DOS 89 POÇOS			703,79	

VAZÃO TOTAL EXPLOTÁVEL EM REGIME CONTÍNUO DE BOMBEAMENTO: 704 m3/h

Como contribuição a essa tomada de decisão, a otimização das vazões, efetuada neste trabalho, consistiu em avaliar as vazões máximas de cada um dos 89 poços

existentes em operação, sem violar as restrições de limite de rebaixamento, que não deve cair abaixo da cota 610 metros no Aquífero Termal Intermediário. Os resultados indicam que a descarga total é de 196 l/s ou 704 m³/h em regime contínuo de bombeamento. (tabela VIII.3).

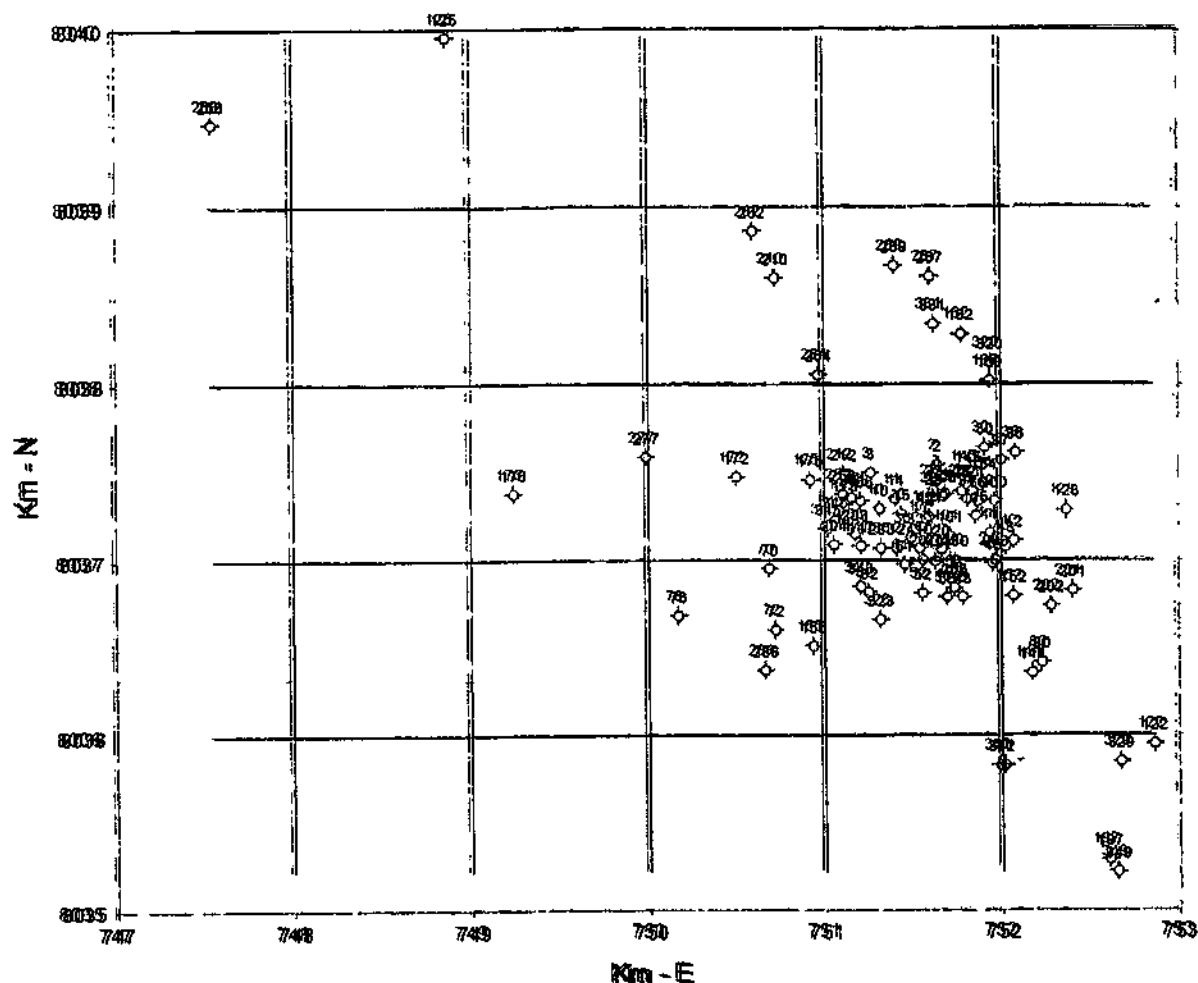


Figura VIII.4 – Localização dos poços existentes em operação na cidade de Caldas Novas, na zona crítica, os níveis dinâmicos dos poços indicados em vermelho, tendem a ficar abaixo da cota 610 metros.

Embora alguns poços incluídos na simulação pertençam ao Aquífero Termal Inferior (147, 156, 212), eles foram simulados como se fossem poços do Termal Intermediário. No Termal Inferior, os níveis dinâmicos máximos não devem ficar abaixo de 650 m.

IX MODELO DE GESTÃO

Os conceitos de planejamento e gestão dos recursos hídricos são usados aqui como sinônimos, pois envolvem um conjunto de prognósticos com proposições destinadas à estruturação de um modelo de gerenciamento e de tomada de decisões que tem por objetivo final controlar, proteger e regular o uso dos recursos hídricos, no caso o sistema hidrotermal de Caldas Novas/Rio Quente.

IX.1 LEGISLAÇÃO EM VIGOR

Conforme o artigo 20 da Constituição Federal de 1988, são bens da União:

IX – os recursos minerais, inclusive os do subsolo.

§ 1º - É assegurada, nos termos da lei, aos Estados, ao Distrito Federal e aos Municípios, bem como a órgãos da administração direta da união, participação no resultado da exploração de petróleo ou gás natural, de recursos hídricos para fins de geração de energia elétrica e de outros recursos minerais no respectivo território, plataforma continental, mar territorial ou econômica exclusiva, ou compensação financeira por essa exploração.

segundo o artigo 22 da Constituição Federal de 1988, compete privativamente à União legislar entre outros, sobre:

XV- Jazidas, minas, outros recursos minerais e metalurgia.

No artigo 23 da Constituição Federal de 1988, é competência comum da União, dos Estados, do Distrito Federal e dos Municípios:

IX – registrar, acompanhar e fiscalizar as concessões de direitos de pesquisa e exploração de recursos hídricos e minerais em seus territórios.

Ainda, no artigo 26 da Constituição Federal de 1988, incluem-se entre os bens dos Estados: I – as águas superficiais ou subterrâneas, fluentes, emergentes e em depósito, ressalvadas, neste caso, na forma da lei, as decorrentes de obras da União.

O decreto - lei n.º 227, de 28 de fevereiro de 1967, dá nova redação ao decreto – lei n.º 1.985 (Código de Minas), de 29 de Janeiro de 1940.

No Capítulo I, das Disposições preliminares, logo no artigo 1º - compete a União administrar os recursos minerais, a indústria de produção mineral e a distribuição, e o comércio e o consumo de produtos minerais.

No artigo 3º, item III, este Código regula, a fiscalização pelo Governo Federal, da pesquisa, da lavra e de outros aspectos da indústria mineral.

No parágrafo único - compete ao Departamento Nacional da Produção Mineral (D. N. P. M.) a execução deste Código e dos diplomas legais complementares.

No artigo 5º - classificam-se as jazidas, para efeito deste Código, em 9 (nove) classes, sendo:

classe VIII, Jazidas de águas minerais; e

classe IX, jazidas de águas subterrâneas, que nunca foi regulamentada.

No artigo 7º - o aproveitamento das jazidas depende de alvará de Autorização de Pesquisa, do Ministro das Minas e Energia; e da Concessão de Lavra, outorgada por Decreto do Presidente da Republica, atos esses conferidos, exclusivamente, a brasileiros, ou a sociedade organizada no pais como Empresa de Mineração.

No artigo 10 - Reger-se-ão por Leis especiais, entre outros, (item V) - as jazidas de águas subterrâneas.

Conforme o artigo 4º do Decreto Lei n.º 7841 de 08 de agosto de 1945, (Código de Águas Minerais) sancionado pelo Presidente da Republica, que diz o seguinte: "o aproveitamento comercial das fontes de águas minerais ou potável de mesa, quer situadas em terrenos de domínio público, quer do domínio particular, far-se-á pelo regime de autorizações sucessivas de pesquisa e lavra instituído pelo Código de Minas, observadas às disposições especiais da presente lei".

No inciso I, item 2, artigo 36 deste Código de Águas Minerais, as classificações das fontes quanto a temperaturas são feitas assim:

I - fontes frias, quando suas temperaturas for inferior a 25°C;

II - fontes hipotermiais, quando sua temperatura estiver compreendida entre 25 e 33°C;

III - fontes mesotermiais, quando sua temperatura estiver compreendida entre 33 e 36°C;

IV - fontes isotermiais, quando sua temperatura estiver compreendida entre 36 e 38°C;

V - fontes hipertermiais, quando sua temperatura for superior a 38°C;

Conforme legislação em vigor, o interessado em prospectar ou lavrar águas termais, depende de alvará de pesquisa e do cumprimento das normas da legislação. Para perfuração de poços para captação de água fria, o interessado precisa de licença da

prefeitura local, a qual restringi-se apenas ao pagamento de taxas, sem nenhuma fiscalização.

O agravamento do rebaixamento da superfície potenciométrica e a falta de instrumento legal para impedir a liberação de novos alvarás de pesquisa, para captação de água termal, levou o VI Distrito do DNPM-GO/Prefeitura Municipal de Caldas Novas a homologar um convênio. Através do qual, foi demarcada uma área de proteção envolvendo o local de maior concentração de poços, no caso, a zona central da cidade de Caldas Novas, onde a prefeitura passou a não liberar mais licença de assentimento para outorga de alvarás. Essa medida deu resultados por alguns anos., Depois, com fim do mandato do prefeito e pressão dos interesses empresariais, foi rompido o referido convênio.

Posteriormente, o prefeito da cidade sancionou a Lei Municipal n.º 557/95 que *"Dispõe sobre a proibição de perfuração de poços tubulares profundos para a captação de água fria ou termal, bem como o fornecimento de licenças para novas pesquisas minerais"*, numa área de 16 km². Contudo, o cumprimento desta Lei não é fiscalizado.

Diante da inexistência de definição sobre: o potencial do sistema aquífero; taxa máxima de vazões para cada poço; aceleração da exploração acompanhada de rebaixamento intenso da superfície potenciométrica, o Diretor Geral do DNPM baixou a portaria n.º 127 de 07/03/1996, publicada no Diário Oficial da União de 11/03/1996, que susta a outorga de novos Alvarás de Pesquisas destinados ao aproveitamento de água mineral e/ou termal do Aquífero de Caldas Novas e Rio Quente para uso em balneoterapia, num polígono de 107,308 ha. A validade desta 'Portaria foi de (02) dois anos, tendo sido renovada por duas vezes.

IX.2 POTENCIALIDADES

As reservas podem ser classificadas em: reservas reguladoras ou renováveis; reservas permanentes; reservas totais e reservas de exploração ou recursos.

Reservas reguladoras ou renováveis - representam a quantidade de água livre armazenada pelo aquífero por alimentação natural.

Reservas permanentes - representam as águas acumuladas nos aquíferos e não variam em função do escoamento natural.

Reservas totais - representam a soma das reservas renováveis e as reservas permanentes.

Os conceitos de **reservas** e **recursos** têm sido motivo de divergências quanto ao significado. Segundo Costa (2000), *"as reservas de exploração ou recursos constituem a quantidade máxima de água que poderia ser explorada em um aquífero, sem prejuízos ao manancial e que tanto os recursos exploráveis como as reservas reguladoras, apesar de*

serem relacionadas a volume, são sempre expressos como um determinado volume por período de tempo que, em geral, é o ano hidrológico. Manoel filho (1999), considera que reservas permanentes são quantidades de água disponíveis, independentes do ciclo hidrológico atual. São volumes de água subterrânea expressos em hm^3 , armazenados nos aquíferos, que não se modificam sem a intervenção do homem. Quando associados a um intervalo de tempo, deixam de ser volumes e se transformam em **descargas**, recebendo a denominação de **recursos**.

Costa (2000 op. cit.), adota como recurso explotável, a vazão segura ou "safe yield" definida por Conkling (1946), como: "a vazão média anual extraída artificialmente do aquífero, sem acarretar resultados indesejáveis". Young, 1970, *apud* Custódio & Llamas, 1983, considera os efeitos indesejáveis, sob os seguintes pontos de vista:

Legal: que não afete direitos de outros usuários em decorrência de esgotamentos ou redução sensível da descarga de base dos rios ou de poços preexistentes.

Hidrológico: que não exceda a recarga média anual, tendo em conta que, com muita frequência, um incremento de bombeamento aumenta a recarga.

Qualidade: que se permita a entrada de águas de qualidade indesejável.

Econômico: que os níveis potenciométricos desçam abaixo da profundidade econômica de bombeamento.

Morfológico e Geotécnico: que não se produzam subsidências do terreno com efeitos adversos.

Agrícola: que os níveis freáticos não desçam o suficiente para danificar a vegetação natural.

O sistema aquífero de Caldas Novas/Rio Quente é do tipo fissural com fraturamento profundo, o que dificulta determinar os limites espaciais e um valor representativo do coeficiente de armazenamento das fraturas, em toda sua espessura. De fato, o domínio do sistema hidrotermal, no tocante à sua extensão, permanece até agora pouco conhecido. Dos estudos de Barreto Filho & Costa (1981), através de levantamentos gravimétricos, infere-se uma área de 35-km por 45 km (1575 km^2), para a chamada depressão de Caldas Novas, que tem a forma de um hemi-cilindro deitado, cuja espessura, no centro da depressão seria da ordem de 1000 m.. Contudo, admite-se, como hipótese de trabalho, que a área superficial de abrangências do sistema hidrotermal não deve ultrapassar em muito os limites que envolvem as fontes termais naturais (cerca de 30 km por 36 km ou seja, 1080 km^2). Quanto à profundidade, medidas de temperatura com geotermômetro de sílica sugerem para o centro da depressão, uma profundidade de 1500 m (Campos & Costa 1980 op. cit.). Com base nesses dados, infere-se que o sistema deve ter uma espessura média de 1200 m na área estudada (1080 km^2). O coeficiente de armazenamento estimado para as fraturas (tabela VIII.2) varia de 0,00058 a 0,35, com mediana de 0,059. Assim,, as

estimativas de **reservas permanentes** na área considerada podem oscilar amplamente entre um mínimo de 0,75 bilhões de m^3 e um máximo de 454 bilhões de m^3 , com um valor mediano de 76,5 bilhões de m^3 .

DNPM/FURNAS (1996), indica para a área uma recarga da ordem de 1 a 3 $l/s/km^2$, enquanto que DNPM/FURNAS (1996) revela que os valores predominantes das porosidades efetivas intrínsecas, medidas em laboratório variaram de 0,0033 a 0,0781. Posteriormente, DNPM/FURNAS (1999a), analisou as variações do nível da água em piezômetros e calculou uma taxa de recarga em 4,48 a 10,4 $l/s.km^2$ na Serra de Caldas.

Nesta dissertação, com base nas séries temporais de precipitação de 23 anos, usando o balanço hídrico de Thomthwaite & Mather (1955), a recarga estimada com 50% de probabilidade foi de 8,31 $l/s/km^2$, porém, com 90% de probabilidade essa recarga é de apenas 1,3 $l/s/km^2$. Em termos medianos os **recursos renováveis** na área de 450 km^2 , com cota superior a 720 m, na folha de Caldas Novas, seriam de 3,74 m^3/s (tabela II.29).

IX.3 HISTÓRICO DOS ASPECTOS TÉCNICOS E LEGAIS DA GESTÃO DO AQUÍFERO SUPERIOR

Na zona central da cidade predominam os poços de água termal (36 a 59 °C), enquanto que nas zonas periféricas os poços possuem águas *hipotermas*, mescladas com águas do freático (23.7 a 32.5°C). No início os poços eram perfurados apenas para prospectar água termal. Contudo, para surpresa dos proprietários, muitos poços revelavam águas *hipotermas* e *mesotermas*, com temperaturas abaixo de 35 °C e por isso ficaram, durante algum tempo, sem utilização. Posteriormente, com o crescimento da população e com a proibição do uso de água termal para o abastecimento público, tais poços passaram a ser utilizados. Ademais, com o surgimento de condomínios em zonas periféricas, e diante da deficiência do sistema de abastecimento público de água, houve uma proliferação de poços captando água hipotermal para abastecimento doméstico. Com os problemas de conflitos de uso advindos com rebaixamento intenso e a evolução dos conhecimentos, constatando que às águas hipotermas e mesotermas na verdade resultam de mistura de águas termais com águas frias, levou o DNPM a rever o uso destas águas classificadas como hipotermas e mesotermas, talvez tendo que estender a proibição de uso, para o abastecimento público, também dessas águas.

Contudo, para realizar esta tarefa de proibição e Interdição de aproximadamente 130 poços de água hipotermal usada no abastecimento público, o DNPM realizou uma campanha para coletar e analisar as características físico - químicas destas águas, a interpretação dos resultados das análises serão efetuadas ainda, neste capítulo.

IX.4 CONFLITOS DE USO

Após a restrição de uso da água termal, os empresários hoteleiros e técnicos atuantes passaram a fazer pressão, formulando inúmeras denúncias e reclamações através de: audiências públicas, seminários, notícias veiculadas na imprensa escrita e falada e até mesmo verbal aos técnicos responsáveis pela fiscalização na região.

As denúncias e reclamações são basicamente as seguintes:

os poços usados no abastecimento de condomínios de chalés, residências, hotéis, vilas, casas, pensões, escolas, indústrias e hospitais da cidade de Caldas Novas e de Rio Quente, não são de água hipotermal;

estes poços são usados de forma indiscriminada e ilegal.

os poços de água termal devidamente regularizados têm sido fiscalizados com rigor, enquanto que os poços de águas hipotermais, irregulares, não são fiscalizados e atribuem à exploração da água hipotermal, a responsabilidade parcial do rebaixamento do aquífero termal.

Por outro lado, os proprietários de poços de águas frias argumentam que o Decreto lei n.º 7841, de 08 de agosto de 1945, (Código de Águas Minerais) está desatualizado e que a água usada é de lençol freático. Estes conflitos de uso da água, já existem há algum tempo e logicamente os conflitos crescem na mesma proporção da população da cidade.

IX.5 MONITORAMENTO

O Sistema é constituído de três domínios de aquíferos, a saber: *Freático Superior*, *Termal Intermediário* e *Termal Inferior*. Este conjunto forma um sistema hidrotermal de grande complexidade, no qual as partes interagem entre si, motivo pelo qual o monitoramento deve ser integrado.

De fato, a perfuração de poços e o super bombeamento de águas termais e hipotermais, intensificou a conexão hidráulica entre os aquíferos Freático Superior e Termal Intermediário, no centro da cidade de Caldas. As interferências em suas condições naturais, chegaram a ponto de unificar as superfícies potenciométricas destes aquíferos, no centro da cidade. Como consequência, houve um aquecimento das águas do aquífero superior.

Campos & Costa, (1980 op.cit.), fez um relatório indicando as principais informações que deveriam constar nos relatórios finais de pesquisa e sugeriu que o regime de bombeamento deveria ser de 14 horas/dia, deixando o aquífero recuperar 10 horas/dia. Este regime de bombeamento, foi definido com base no tempo necessário de recuperação total

dos níveis estáticos normais. Todas as aprovações de vazões para Caldas Novas, efetuadas pelo 6º Distrito do DNPM – GO, foram baseadas no regime de bombeamento de 14 horas/dia.

Todas as medidas de níveis estáticos, têm sido realizadas seguindo a mesma metodologia, sendo os poços de produção desativados dez horas antes das medições. Neste processo, é comum encontrar um ou mais poços em atividade.

O monitoramento iniciou com medidas da superfície potenciométrica em 1979 no projeto de Campos & Costa 1980 op.cit. A partir de junho de 1986, com exceção do ano de 1977, o VI Distrito do DNPM – GO, voltou a realizar as medições de níveis estáticos com frequências aleatórias, realizando medidas de uma a duas e até três vezes no ano. Após fevereiro de 1992, as medidas passaram a ser realizadas mensalmente, (exceto nos meses de janeiro, fevereiro e julho). Em janeiro de 1995, DNPM/FURNAS através de convênio passaram a realizar o monitoramento em 45 poços, efetuando medidas de: vazões, temperaturas, níveis estáticos e dinâmicos, em todos os meses do ano. A partir de junho de 1996 o DNPM iniciou a controlar as vazões através de hidrômetros em todos os poços com água termal e a exigir o bombeamento de apenas 14 horas dia. Em janeiro de 1999, estendeu as medições de níveis para mais 41 poços, situados nos Condomínios Mansões de Águas Quentes.

Nas campanhas de medição realizadas, os níveis estáticos apresentam pequena variação de um poço para outro nos aquíferos Termal Intermediário e Termal Inferior, configurando uma superfície potenciométrica quase plana. No Aquífero Freático Superior, apesar da grande variação entre os níveis, foi usada a mesma metodologia, aproximando-se a superfície por um plano. Assim sendo, nos gráficos das figuras que ilustram o texto, os valores representados correspondem à média dos valores de cada campanha (ou seja, a superfície potenciométrica média dos poços monitorados).

O gráfico da figura IX.1 resume os resultados das medições de níveis estáticos dos três aquíferos.

As medidas de níveis do **Aquífero Freático Superior**, foram efetuadas no período de jan/99 a mar/99, em 40 poços. Nesse aquífero as cargas hidráulicas variam de 647.63 a 712.89 metros, com desvio padrão médio de 16.86 metros. As medidas referem-se a um curto período e não estão sendo efetuadas de forma sistemática. Não obstante sugerem que na localidade dos Condomínios das Mansões do Rio Quente, a superfície freática está mais elevada do que no centro da cidade, onde coincide com a do Termal Intermediário.

As medições de níveis no **Aquífero Termal Inferior**, iniciaram em maio de 1993, com apenas 02 poços e na atualidade já existem 05 poços. De acordo com o monitoramento do Aquífero. No Termal Inferior a superfície potenciométrica média do mesmo, vem-se mantendo na cota 672 m

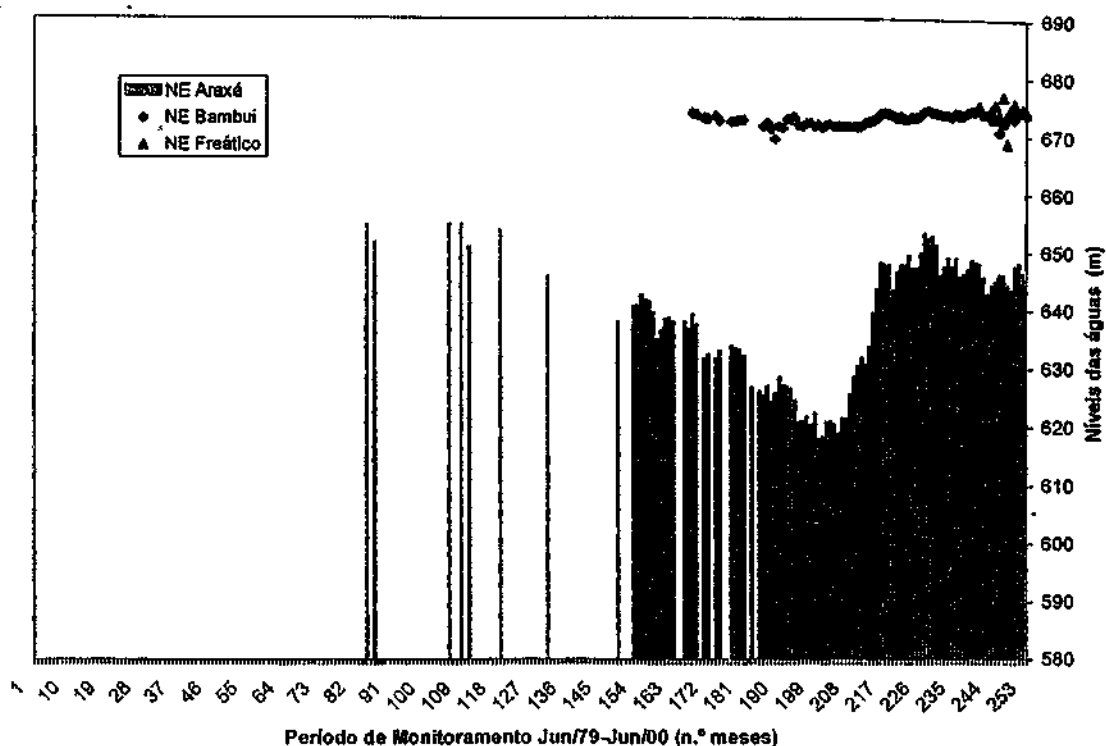


Figura IX.1 - Medidas de níveis estáticos do Aquífero Termal Intermediário (período jun/79 a jun/99), Termal Inferior (período mai/93 a jun/99) e Freático Superior (jan/99 a mar/2000)..

Preservar a cota potenciométrica do aquífero inferior mais próximo possível da posição é importante, porque se houver um rebaixamento, por exemplo, de 30 metros nessa superfície levaria a mesma a coincidir com a superfície potenciométrica do aquífero Termal Intermediário. Reduzindo-se a zero a diferença de carga entre esses aquíferos, é óbvio que elimina-se a drenança. A consequência disso é a perda de entrada de fluxo de água e de calor para o aquífero Termal Intermediário e o comprometimento do termalismo nesse aquífero.

No relatório de monitoramento, DNPM/FURNAS (1999a), constatou a ocorrência de um rebaixamento que varia de aproximadamente 5 a 50 metros nos 5 (cinco) piezômetros da Serra da Caldas e em consequência da intensificação do bombeamento dos poços que captam águas do Aquífero Termal Intermediário em Caldas Novas (figura IX.2).

As medidas de níveis estáticos no Aquífero Termal Intermediário iniciaram com uma dúzia de poços e hoje já são feitas em 45 poços. Analisando o gráfico da figura IX.3, de evolução das medidas de vazões e de níveis estáticos no Aquífero Termal Intermediário, no período de jun/1996 a abril/1998, nota-se uma tendência de diminuição das vazões e de recuperação dos níveis. Nesses 22 meses, a vazão média foi de $688,25 \pm 82,34 \text{ m}^3/\text{h}$, variando de um mínimo de $509 \text{ m}^3/\text{h}$ a um máximo de $904,75 \text{ m}^3/\text{h}$.

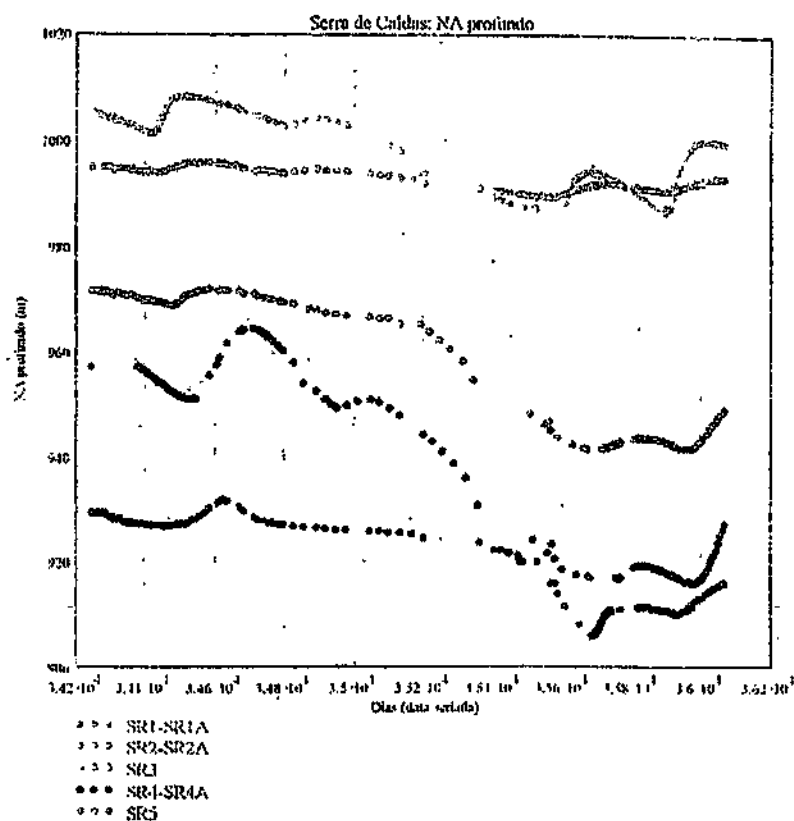


Fig. IX.2 – Séries temporais completas de variação do nível potenciométrico nos piezômetros da Serra de Caldas (Extraída de DNPM/FURNAS 1999a op.cit.)

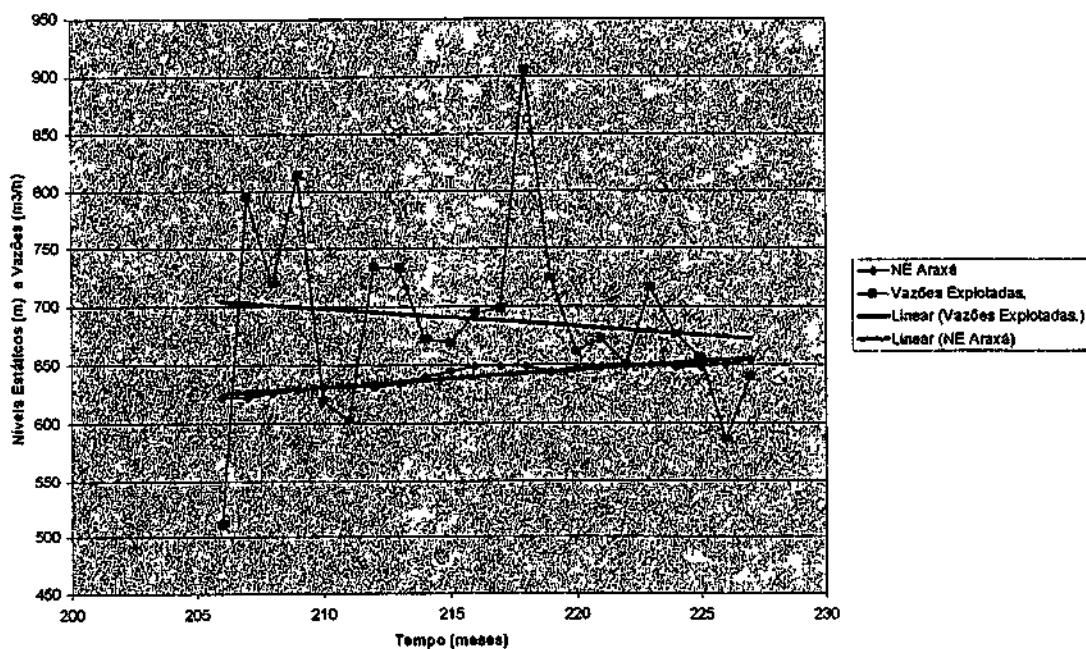


Figura IX.3 - Tendências das variações das vazões e dos níveis estáticos do Aquífero Termal Intermediário, no período de jun/1996 a abril/1998.

Por outro lado, analisando esses parâmetros no período seguinte, que vai de abril/1998 a jun/2000, (figura IX.3), nota-se que houve uma tendência de aumento de vazões e em contrapartida, queda dos níveis. Nestes 24 meses, a vazão média foi de $727,32 \pm 93,39 \text{ m}^3/\text{h}$, variando no intervalo de 450,92 a $953,16 \text{ m}^3/\text{h}$.

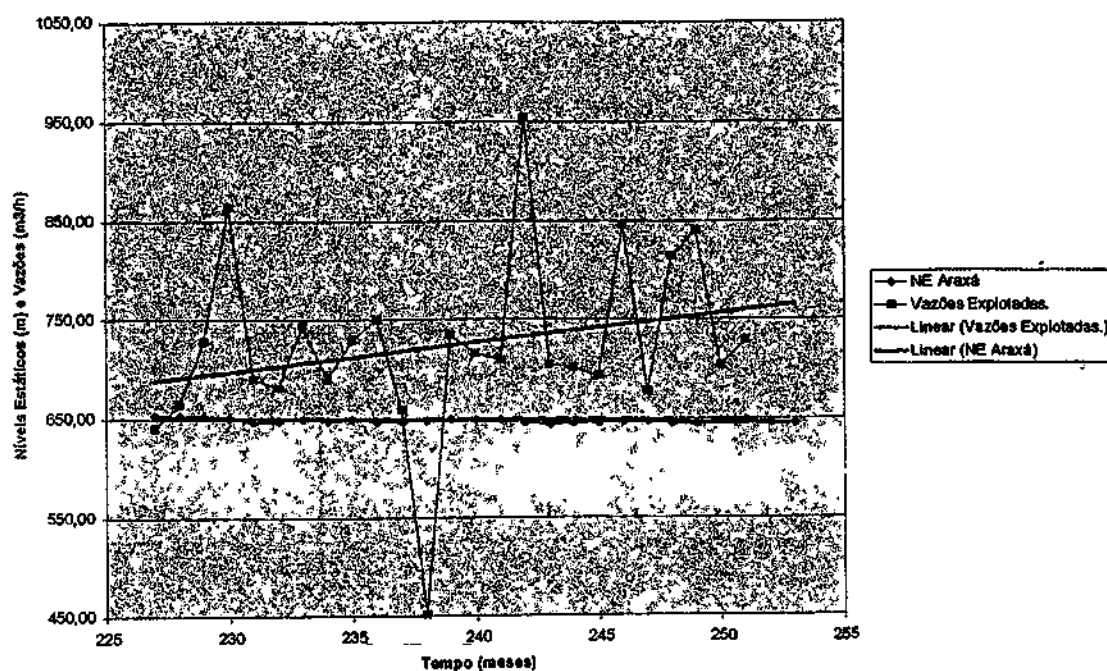


Figura IX.4 - Tendências de variações das vazões com os níveis estáticos do Aquífero Termal Intermediário, no período de jun/1998 a abril/2000

IX.6 MEDIDAS PREVENTIVAS

Manter a portaria n.º 127 de 07/03/1996, publicada no Diário Oficial da União de 11/03/1996, sustentando a outorga de novos Alvarás de Pesquisa, destinados ao aproveitamento de água mineral e/ou termal do Aquífero de Caldas Novas e Rio Quente para uso em balneoterapia, é uma medida indispensável, haja vista, que o abatimento da superfície potenciométrica do aquífero Termal Intermediário para uma cota inferior a 610 m poderá comprometer fontes existentes.

As perfurações de poços devem ser fiscalizadas com rigor, exigindo o cumprimento das Normas Técnicas da ABNT (Associação Brasileira de Normas Técnicas), para evitar as constantes substituições de poços, que causam alívios de pressão no aquífero Termal Intermediário e o prejudique ainda mais. As perfurações de poços ilegais, devem ser reprimidas com fiscalização enérgica.

Um banco de dados é de essencial importância para estudos deste aquífero que possui uma enorme gama de observações. Novos testes de bombeamento, para obter

parâmetros representativos para o sistema aquífero, são importantes na realização de otimização das vazões.

As superfícies potenciométricas dos Aquíferos Termal Inferior e Termal Intermediário encontram-se na cota 672 e 642, respectivamente, portanto, uma diferença de 30 metros. A perfuração de poços no aquífero Termal Inferior para captar água com maior vazão e temperatura tem sido apontada como uma solução, contudo, a perda de energia de pressão nas cargas potenciométricas pode induzir a diminuição e até o desaparecimento das drenanças para o aquífero Termal Intermediário, acelerando os rebaixamentos em ambos aquíferos, logo, aprovação de perfuração de novos poços devem ser feitas com rigoroso critério técnico. Para realizar um estudo de otimização neste aquífero, sugere-se como restrição que a cota não deve cair abaixo de 650 metros

Informações obtidas no monitoramento, como diminuição da vazão e temperatura na Lagoa de Pirapitinga e o desaparecimento de fontes nas zonas próximas da cidade de Caldas Novas (embora observado num curto período de tempo 1994 a 1996), sugere que para realizar um estudo de otimização das vazões para os poços do Aquífero Termal Intermediário, o nível dinâmico não deve cair abaixo da cota 610 metros.

As cargas potenciométricas do aquífero Termal Inferior em Caldas Novas na atualidade são próximas de 672 metros, a surgência da Pousada do Rio Quente está cota 640 metros. O Bombeamento em aquíferos confinados atinge grandes distancias num curto espaço de tempo. Logo, os cuidados com os níveis deste aquífero são importantes, sob pena de haver efeitos indesejáveis, como definido por (Young, 1970, *apud* Custódio & Llamas, 1983).

Medidas devem ser tomadas para evitar que o déficit de água para o abastecimento público das cidades de Caldas Novas e Rio Quente, (principalmente na época de temporadas e férias quando a população duplica), seja motivo de uso de água termal para o abastecimento, visto que, a água termal possui um valor econômico agregado e que a demanda de uso normal está superior à oferta. Para solucionar esta questão, será necessário solicitar das autoridades providencias no sentido de exigir das companhias de abastecimento publico, cumprimento de suas obrigações, que é ofertar água à população.

O controle bacteriológico é de muita importância, principalmente no Aquífero Freático Superior, que normalmente é o primeiro a receber as cargas de poluentes.

O monitoramento de níveis, temperatura e vazões deve ser realizado em todos os poços, se possível com instrumentos eletrônicos, para fazer leituras programadas.

X CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

As fontes hidrotermais de Caldas Novas e Rio Quente são conhecidas desde o século passado e a exploração através de poços há décadas. Este sistema hidrotermal está situado na porção sudoeste de Goiás, onde o clima é caracterizado por duas estações: uma chuvosa e outra seca, ambas de 06 meses. As precipitações médias para as séries temporais de 23 anos variam de: 1425,6 a 1600,6 mm/ano. A evapotranspiração real média foi calculada em 1537 mm/ano. Através deste quadro observa-se que o maior exutório no balanço hídrico da região é a evapotranspiração real. O excesso de água médio para as séries temporais de 23 anos é de 366 mm/ano e o déficit de água é de 692 mm/ano. A recarga é do tipo difusa na camada eluvial ou manto de intemperismo, e a sua magnitude na área estudada (1080km²), com 80% de probabilidade, é de 2,88 m³/s.

A recarga para o sistema hidrotermal na área de 450 km², envolvendo a Serra de Caldas e áreas circunvizinhas com cotas acima de 720 metros, é de 1,20 e 3,74 m³/s, com 80% e 50% de probabilidade, respectivamente.

A percolação para o aquífero hidrotermal de Caldas Novas e Rio Quente é do tipo convecção forçada, conforme sugerido por White (1973), o sistemas de fluxo é caracterizado por recargas e descargas verticais, através de zonas de fraturas de alta condutividade hidráulica. A água é aquecida em profundidade durante sua residência nos extratos. A movimentação do fluido está sujeita aos gradientes hidráulico e termal. O sistema é aberto e pode ser classificado como de baixa entalpia.

As perfilagens térmicas apresentaram uma grande variação em sua linearidade, sendo que estas perturbações estão relacionadas aos movimentos verticais descendentes de águas superficiais e ascendentes de águas termais. O gradiente geotérmico médio é de 40°C/Km, entre as cotas 250 e 550 metros.

O sistema foi dividido em três aquífero, associados aos respectivos tipos litológicos, sendo: Aquífero Freático Superior - manto alterado; Aquífero Termal Intermediário - Xistos e quartzitos do Grupo Araxá e Aquífero Termal Inferior - quartzitos inferiores encontrados no centro da cidade de Caldas Novas, correlacionados as rochas da Serra de Caldas, também do Grupo Araxá. A individualização dos dois últimos grupos foi efetuada com base nas características das águas hidrotermais e parâmetros hidráulicos.

Antes das interpretações das análises dos parâmetros físico-químicos, informações de perfis litológicos e parâmetros hidráulicos, acreditava-se que poderia haver uma perfeita separação entre as águas do aquífero freático e as águas termais do aquífero Termal Intermediário, na região da cidade de Caldas Novas/Rio Quente. Contudo, esta separação não existe, uma vez que grande parte do sistema de fraturas está aberto para a atmosfera, o que faz com que as águas se torrem livres. Conclui-se, portanto, que podem existir conexões entre as águas do freático e as águas termais. Isto significa que as águas frias superiores tendem a descer e misturar-se com as águas quentes que ascendem verticalmente das profundezas. Além disso, pode-se concluir que na eventualidade de persistir a tendência de decaimento do nível potenciométrico do Termal Intermediário, em Caldas Novas, as contribuições de água fria da recarga difusa também tendem a aumentar. Diante destas informações cabe ao DNPM, analisar e tomar as decisões pertinentes

No conjunto de rochas cristalinas da região de ocorrência do sistema hidrotermal, existem fraturas e falhas relacionadas à neotectônica, que conduzem as águas da superficiais até grandes profundidades. Portanto a capacidade de armazenar e transmitir a água está ligada sobretudo às estruturas secundárias e não às primárias da rocha.

Os parâmetros hidráulicos do aquífero Termal Intermediário, deduzidos de 36 testes de bombeamento analisados, revelaram para as fraturas os valores seguintes: transmissividade ($\times 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$) variável de 0,029 a 3800, com média de 340 e mediana de 45; armazenamento compreendido entre 0,00058 a 0,35, com média de 0,08 e mediana 0,06; condutividade hidráulica (m/s) oscilando entre 0,0009 e 2,5, com média de 0,36 e mediana de 0,12 m/s; a abertura das fraturas apresentou valores na faixa de 0,03 a 1,5 mm, com média de 0,41 e mediana de 0,36 mm; o índice de fraturamento ($\times 10^{-6}$) revelou valores compreendidos entre 0,08 e 8, com média de 1,8 e mediana de 1,1.

As simulações de fluxo de água e calor com o modelo HST3D foram efetuadas para uma área de 720 km^2 , com cotas acima de 700 metros, usando os parâmetros calculados e ainda uma taxa de recarga de $2,7 \text{ l/s/km}^2$ e taxa de descarga de águas termais e frias de $3,19 \text{ l/s/km}^2$. As simulações realizadas para períodos de um 01 e 04 anos, revelaram rebaixamentos de 5,53 e 22,09 metros, respectivamente. A magnitude dos rebaixamentos é comparável aos valores verificados nos dados históricos de Caldas Novas, valendo notar ainda que a descarga foi de 17,78% superior à recarga. Modificando-se a recarga para $3,17 \text{ l/s/km}^2$, isto é, com uma diferença de apenas 0,6% entre as entradas e saídas, a simulação para 25 e 50 anos revelou um rebaixamento de 7,25 e 14,22 metros, respectivamente.

Por outro lado, considerando uma 2ª hipótese, numa área de 405 Km^2 , acima da cota de 730 metros, com recarga de $1,66 \text{ m}^3/\text{s}$, cerca de 13% superior à descarga de $1,47 \text{ m}^3/\text{s}$, as simulações para os períodos de 01 e 05 anos, revelaram rebaixamentos de 4,69 e 23,46 metros, respectivamente.

A otimização foi realizada para 89 poços existentes em operação em Caldas Novas. A função objetiva foi a maximização das vazões, condicionada à restrição de que os níveis dinâmicos não desçam abaixo da cota 610 metros. Os resultados revelaram que a vazão máxima explotável é de 704 m³/h, num regime contínuo de bombeamento. Contudo, 23 poços situados na zona de alta concentração no centro da cidade (que pode ser denominada de zona crítica), deverão ter a sua produtividade comprometida, uma vez que a soma das interferências neles verificada supera o rebaixamento disponível. Os resultados mostram ainda que os poços mais distanciados do centro, por serem menos afetados por interferências, são os que apresentam as maiores vazões.

XI AGRADECIMENTOS

Ao professor Dr. João Manoel Filho, pela orientação, apoio e incentivo que possibilitaram a realização desse curso de mestrado. Também pelo apoio nas diversas etapas do curso, não medindo esforços, colocando a disposição sua própria sala, dedicando suas horas de lazer e descanso na solução de problemas relativos ao programa Hst3D, programação linear e leitura e correções de textos

Ao professor coorientador, Dr. Jaime Joaquim da Silva Pereira Cabral, pelo apoio na instalação do software e na solução dos problemas relativos à entrada de dados no modelo HST3D, pelo esforço trabalhando em suas horas de lazer e descanso, colaborando na soluções de problemas relativos à modelagem e à leitura de textos.

Aos professores que ministraram as aulas, Edilton Feitosa, José Geílson Demétrio, Sílvio Campêlo, Felisbela Oliveira, Suzana Montenegro, João Manoel, Jaime Cabral, Gorki Mariano e José Mauricio, que com dedicação profissional, ministraram aulas bem preparadas, com exemplos práticos, que proporcionaram não só a assimilação das teorias, mas a compreensão de suas aplicações.

Aos professores Edilton Feitosa e Geílson Demétrio que, mesmo depois de concluídas as cadeiras, mantiveram seus préstimos colaborando com seus conhecimentos, sanando dúvidas na elaboração desta dissertação de mestrado.

Ao professor Rolim Filho, pela colaboração na obtenção de bibliografias e programas de informática.

Ao professor Paulo Correia, na colaboração e presteza cedendo sua coleção de revistas e artigos técnicos.

À Walmisa Araújo, Secretária do curso de Pós Graduação em Geociências, pela presteza em todos os esclarecimentos referentes aos procedimentos e normas do curso e informações referentes à situação de bolsista do CNPq e pela sua forma cordial no atendimento.

À secretária do LabHid, Dona Tereza Maciel, pela sua gentileza e boa vontade em colaborar.

Aos colegas de mestrado Harlam Nycolas, Florisio Tabosa, Franklin de Moraes, Fernanda Spencer e Helena Magalhães, pela leitura de textos, assistência em informática, apoio e colaboração no decorrer do curso.

Ao Chefe do VI Distrito - GO, Dr. Valdijon Estrela e ao Chefe de Serviço Dr. Maurício Ribeiro, Janduci Fernandes pela colaboração na obtenção de dados necessários para a realização deste trabalho e por apoiar a realização deste curso de mestrado. Aos colegas do VI Distrito do DNPM, pelo incentivo à realização deste curso.

Aos geólogos Walter Drago e Pericles Prado do IBGE - GO, pela colaboração, fornecendo a folha Caldas Novas e Imagem de satélite da área.

Ao geólogo Fábio Haesbaert e Fernando Gambier de Caldas Novas - GO, pela colaboração fornecendo parte dos teste de bombeamento e dados das normais climatológicas.

Ao Dr. Miguel N. Fernandez Júnior e ao Dr. Marcos Holanda pelo apoio à época de suas administrações, incentivando a realização deste curso de mestrado.

Ao Diretor Geral do DNPM, Dr. João Pimentel; ao Diretor Adjunto, Dr. Osvaldo Barbosa; ao Chefe de Serviço do IV Distrito DNPM - PE, ao chefe do IV Distrito, Dr. Antônio Christino e ao Chefe da Geologia, Dr. Alarico Mont'Alverne, pelo apoio. Aos colegas do IV Distrito DNPM - PE, pela receptividade.

Ao Convênio FURNAS/DNPM de n.º 11.483 datado de 15/11/95, pela permissão de uso de dados de relatórios, dados de monitoramento, fornecimento de informações e dados das estações em Caldas Novas e Rio Quente -GO.

Ao Dr. Silvio Ono e ao DR. Euzébio Gil da Centrais Elétricas de Fumas pela presteza e colaboração no encaminhamento das informações solicitadas.

Ao INMET, pelo fornecimento de dados da estação meteorológica de Ipameri.

À CPRM (SUREG de Goiás), pelo fornecimento das séries temporais de precipitações pluviométricas relativas às estações de Marzagão, Morrinhos e Pires do Rio.

Ao CNPq, pelo apoio financeiro sob a forma de bolsa de estudos.

Com a intenção de expressar a todos a nossa gratidão e demonstrar a mais alta consideração aos que contribuíram direta ou indiretamente para a realização do curso e elaboração desta dissertação, registramos os nossos sinceros agradecimentos.

XII REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Araña, V & Fuster, J. M., 1973. Estados de los estudios sobre los recursos geotérmicos en el área de las Montañas del Fuego (Lanzarote, Islas Canarias). Estudios Geológicos. Vol. 2, nº2-3.
- Araña, V., Ortiz, E., Yuguero, F., 1973. Study of Thermal anomalies in Lanzarote (Canary Islands). Geothermics, vol. 2, nº 3.
- Araújo, R.L.C., 1978. Pesquisa de fluxo térmico na chaminé alcalina de Poços de Caldas, dissertação de mestrado, Univ. de São Paulo, São Paulo.
- Banks, D., 1993. Groundwater resources in hard rock, experiences from the Hvaler Study, Southeastern Norway. In: Memoires of the XXIVth Congress Internacional (Association of Hydrogeologists. 1993, As (Oslo), Norway.
- Barbosa, O., 1955. Guia das excursões. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 9, Rio de Janeiro. Noticiário... São paulo, Sociedade Brasileira de Geologia, 1955, n.3, p. 3-5.
- Barbosa, O.; Baptista, M. D.; Dyer, R.C.; Braun, O.P.G.; Fratin, H.; Meneghesso, G.; 1970 (a). Projeto Goiânia. Rio de Janeiro, PROSPEC/DNPM. Relatório.
- Barbosa, O., Braun, O.P.G.; Dyer, R.C.; Cunha, C.A.B.R.; 1970 (b). Geologia da Região do Triângulo Mineiro. Rio de Janeiro, Divisão de Fomento da Produção Mineral – DFPM/Departamento de Nacional da Produção Mineral – DNPM, Boletim n. 136.
- Barenblatt G.E.; Zheltov, I.P.; Kochina, I.N. 1960. Basic concepts in the theory of seepage of homogeneous liquids in fissured rocks. J. Applied Math. Mech. 24 (5): 1286-1303.
- Barreto Filho, J.A. & Costa, J.F.G. (1981), Gravimetria na Região de Caldas Novas. Goiânia, Eletroprojetos S.A. / Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais – CPRM. (Relatório). 9p.
- Bear, J., 1972. Dynamics of fluids in porous media. New York, Elsevier.
- Boehmer, W.K., 1993. Secondary type aquifers and the value of pumping tests for the evaluation of groundwater potential. In: Memoires of the XXIVth. Congress Internacional Association of Hydrogeologist 28th June-2nd-July, As (Oslo), Norway.
- Boulton, N.S., 1963. Analysis of data from nonequilibrium pumping tests allowing for delayed yield from storage. Proc Inst. Civ. Eng. 26:469-482.
- Boulton, N.S. & Streltsova, T.D., 1977. Unsteady flow to a pumped well in a fissured water-bearing formation. J. Hydrol.. 35: p 257-269.

- Bredehoeft, J.D., & Papadopoulos, I. S. 1965: Rates of vertical groundwater movement estimated from the earth's thermal profile *Water Resources Res.*, 1(2):325-328.
- Bullard, E.C., 1939. Heat flow in South África, *Proc. Roy. Soc. London, A*, 173: 474-502.
- Campos E.C., & Costa, J.F.G., 1980. Projeto Estudo Hidrogeológico da Região de Caldas Novas. Goiânia, Departamento Nacional da Produção Mineral – DNPM/Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais – CPRM. Relatório Final.
- Carlson, A. & Christianssen, R., 1987. Geology and Tectonic at Forsmark, Sweden-Vattenfaa, FUD-Rapport No.u(b) 1987/42. Statens. Vattenfallsverk, Alrkarleby. Sweden, 91 p.
- Casagrande, L., 1952. Electro-Osmotic stabilization of soils, *Boston Society of Civil Engineers. Contrib, Soil Mech.*, 1941-1953, 285pp.
- Chang, J. H., 1968. Climate and agriculture: an ecological survey. Chicago: Aldine. 304 p.
- Conkling, H., 1946. Utilization of groundwater storage in Stream system development, *Transations Am, Soc. Civil Enineers*, n. 111, p. 275-305.
- Convênio DNPM/FURNAS, DEC.T.022.96.R1 , 1996. UHE Corumbá - projeto Reservatório e Termalismo. Rio de Janeiro, relatório não publicado.
- Convênio DNPM/FURNAS, 1997. AHE Corumbá - Projeto Reservatório e Termalismo. (Relatório Hidrométrico). Relatórios DGB.T.0221.97, DGB.T.0212.97, DGB.T.0229.97 DGB.T.0238.97.
- Convênio DNPM/FURNAS, 1998. AHE Corumbá - Projeto Reservatório e Termalismo. (Relatório Hidrométrico). Relatórios DGB.T.0247.98, DGB.T.0256.98, DGB.T.0264.98, DGB.T.0273.98.
- Convênio DNPM/FURNAS, 1999. AHE Corumbá - Projeto Reservatório e Termalismo. (Relatório Hidrométrico). Relatórios DGB.T.0283.99, DGB.T.0292.99, DGB.T.0300.99.
- Convênio DNPM/FURNAS, 1999a. UHE Corumbá - Projeto Reservatório e Termalismo. Etapa IV. (Monitoramento). Relatório DEC.T.021.98.
- Costa, W.D., 1996. Análise dos fatores que atuam no aquífero fissural – área piloto dos Estados da Paraíba e Rio Grande do Norte. São Paulo. Tese-Doutorado). Instituto de Geociências. Universidade de São Paulo, 225p.
- Costa, W.D., 2000. Uso e Gestão de Água Subterrânea, cap. 14, p. 349, In: (Coordenadores) Feitosa F.A.C., & Manoel Filho, J., (2000), *Hidrogeologia – Conceitos e Aplicações 2ª Edição*, CPRM/REFO, LABHID-UFPE, 2000. Fortaleza, 391 p il.
- Cunha, J.B & Millo J.L., 1984. Dados Climatológicos Básicos do Nordeste, Manual do sistema de irrigação Xiquexique, SUDENE. Programa Trópico Semi-Árido, Recife-PE, .p. 55.

- Custódio, E., 1974. Flujo de agua subterránea y existência de un nivel de saturación en las formaciones volcánicas de la Isla de Lanzarote. (Islas Canarias, Espana). Simposio Internacional sobre Hidrología de Terrenos Volcánicos. Arrecife de Lanzarote, MOP-UNESCO.
- Custodio, E., 1974(b). Interés e importância de la energia geotérmica y mareomotriz y otras fuentes de energia (eólica, asociada al mar). Jornadas sobre la energia y su Transformación; Actualidad y Futuro. Escuela Técnica Superior de Ingenieros Industriales, CPDA. Barcelona.
- Custódio, E. & Llamas M.R., 1983. Hidrologia Subterrânea. Ed. Omega. 2º ed., 2V. il.
- DNAEE/INMET, 1999. Arquivos em mídia eletrônica. Sistema de dados hidroclimatológicos. DEPARTAMENTO NACIONAL DE ÁGUAS E ENERGIA ELÉTRICA. INSTITUTO NACIONAL DE METEOROLOGIA.
- Donaldson, I. G., 1962. Temperature gradients in the upper layers of the earth's crust due to convective water flows, J. Geophys. Res., 67, pp. 3449-3459.
- Doorembos, J. & Pruitt, W.O., 1990. Las necesidades de agua de los cultivos. Roma:FAO. 194p.(FAO Riego y Drainage, 24).
- DNM - DEPARTAMENTO NACIONAL DE METEOROLOGIA 1992. - Normais Climatológicas 1961 - 1990. Ministério da Agricultura e Reforma Agrária. Brasília.
- Drake Jr, A.A., 1980. The Serra de Caldas Window, Goiás. Washington, United States Geological Survey, Professional Paper, n. 1119-a (Tectonic Studies in Brazilian Shield).
- DSG -DIRETORIA DE SERVIÇO GEOGRÁFICO. MINISTÉRIO DO EXÉRCITO., 1973. Folha SE-22X_D_V. Escala 1:100.000.
- Elder, J.W., 1967. Transient convection in a porous medium: Journal of Fluid Mechanics, v.27, p.609-623.
- Freeze, R. A ; Cherry, J. A. 1979. Groundwater. Prentice-Hall, pp.507-513.
- Gangopadhyaya, M.; Uryvaev, V.A.; Omar, M.H., Nordensom; T.J.; & Harbeck, G.E., 1968. Measurement and estimation of evapotranspiration. Geneva: World Meteorological Organization. WMO Technical Note, 83).
- Gurr, C. G; Marchall, T. J; Hutton, J. T., 1952. Water movement in soil due to a temperature gradient. Soil Sci., 24, pp. 335-334.
- Gustafson, G., 1986. Crystalline rock aquifers: Their occurrence, use and importance.
- Gustafson, G. & krasny, J. 1994. Crystalline rock aquifers: Their occurrence, use and importance. *Applied Hydrogeology* 2(2): p. 64-65.
- Hamza, V. M., 1976. Possible extension of oceanic heat flow age relation to continental regions and the thermal structure of continental margins. Anais da Academia Brasileira de Ciências, vol. 48, pp.123.

- Hamza, V. M; Eston, S.M.; Araujo, R; Vitorello, I; Ussami, N., 1978. Coleção Brasileira de dados geotérmicos, serie 2 – Fontes termais. Pul. Inst. De Pesq. Tecnol. Do Est. De São Paulo, nº 1233.
- Haralyi, N.L.E., 1978. Carta gravimétrica do oeste de Minas Gerais, sudeste de Goiás e norte de São Paulo. São Paulo, Instituto de Geociências/Universidade de São Paulo. (Tese de Doutorado), 1978.
- Hargreaves (sem data). Precipitation dependability and potentials for agricultural production in Northeast Brazil. *Apud...* Cunha, J. B. & Millo, J. L. 1984. Dados climatológicos básicos do Nordeste. SUDENE. Programa Trópico Semi-Árido.
- Hassui, Y., 1990. Neotectônica e aspectos fundamentais da tectônica ressurgente no Brasil. In: Workshop sobre Neotectônica e sedimentação Cenozóica Continental no sudoeste do brasileiro, 1, Belo Horizonte, Boletim n.º11, p. 1-32
- Hassui, Y. & Haralyi, N.L.E., 1991. Aspectos lito-estruturais e geofísicos do Soerguimento do Alto Paranaíba. São Paulo, Universidade Estadual Paulista, v.10p.57-58.
- Hasui, Y.; Magalhães, F.S.; Mito, J.A., 1992(a). Modelo geoestrutural do maciço rochoso de fundação da UHE Capim Branco, Rio Araquari (MG). In Y. Hassui & J.ª Mito (Coordenadores) Geologia Estrutural Aplicada. São Paulo, Associação Brasileira de Geologia de Engenharia, P. 205-226.
- Howard, A.D., 1967, Drainage analysis in geologic interpretation: a summation. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 51, n. 11 p. 2246 – 2259.
- IPT – Instituto de Pesquisas Tecnológicas de São Paulo 1993. Realizado sob a chancela do Convênio DNPM/FURNAS, Projeto Geologia e Geomorfologia da Região de Caldas Novas. Relatório n. 31.858. São Paulo, IPT/FURNAS, 75 p.
- Jacob, C.E., 1947. Drawdown test to determine effective radius or artesian wel. Trns. Am. Soc.. Civ. Eng., 112 (2321):1047-1070.
- Kijne, J. W., 1978. Determinación de la evapotranspiración. In: ILRI. Principios y aplicaciones del drenaje. Wageningen. V.3.
- Kinzelbach, W. 1986. Groundwater Modeling – An Introduction with sample programa in basic, Elsevier, Amsterdam, p.152-163.
- Kipp Jr, K. L, 1987. HST3D: A computer code for simulation of heat and solute transport in three-dimensional ground-water flow systems:U.S.Geological Survey Water-Resources Investigations Report 86-4095,597 p.
- Kipp Jr, K. L, 1997. Guide To The Revised Heat and Solute Transport Simulator: HST3D – Verson 2. U S Geological Survey Water – Resources Investigations Report97-4157.
- Koeppen, W. 1948. Climatología. Fondo de Cultura econômica. 466 p. México.
- Larsson, I., 1972. Groundwater in granite rocks and tectonic models. Nordic Hydrol. 3: p.111-129.

- Louis, C. 1969. A Study of groundwater flow in jointed rock and its influence on the stability of rock masses. Report int. Soc. Rock mechanics.
- Mamede, L.; Ross, J.L.S.; Santos, L.M.; Nascimento, M.A.L.S. 1983. Geomorfologia. In: Projeto Radambrasil, Levantamento de Recursos Naturais, Folha SE.22 – Goiânia. V.31.
- Mandelbrot, B. B., 1967. How long is the coast of Britan Statistical self-similarity and fractional dimension, *Science*. 156: p. 636-638.
- Manoel Filho, J., 1994. Recarga e Descarga de Água Subterrânea no Sudoeste da Chapada do Araripe – PE, RBE – Caderno de Recursos Hídricos, v.12, n.1 junho de 1994.
- Manoel Filho, J., 1996. Modelo de Dimensão Fractal para Avaliação de Parâmetros Hidráulicos em Meio Fissural. Tese de Doutorado – Programa de Pós Graduação em Recursos Minerais e Hidrogeologia. Universidade de São Paulo. Instituto de Geociências – São Paulo. 197p.
- Manoel Filho, J., 1999. Mapeamento de Aqüífero (1:500.000) Nas Bacias Hidrográficas receptoras da Transposição do Rio São Francisco, Caracterização Hidrodinâmica e Qualitativa, vol. 1, LABHID/FADE-UFPE, Recife.163p.
- Mansure, A. J. & Reiter, M., 1979. A vertical groundwater movement correction for heat flow, *Journal Of Geophysical Research*, v. 84 nºB7, pp. 3490 – 3496.
- Marini, O. J.; Fuck, R.A.; Dardene, M.A.; Teixeira, N.A.; 1978. Dobramentos da borda oeste do Cráton do São Francisco. In: Reunião Preparatória do Simpósio Sobre o Cráton do São Francisco e Suas Faixas Marginais, Salvador, 1977. Anais... Salvador, Sociedade Brasileira de Geologia, 1978.(Publicação Especial n. 3), P. 155-204.
- Matos A. & Villela, 1979. Hidrologia Aplicada, McGraw Hill do Brasil, São Paulo, p.44.
- Mioto, J.A., 1990. Tentativa de Zoneamento Sísmico do sudeste brasileiro. In: Workshop sobre Neotectônica e sedimentação Cenozôica Continental no Sudeste Brasileiro, 1, Belo Horizonte-MG. Anais ..., Sociedade Brasileira de Geologia, 1990.Boletim n. 11) P.33-46.
- Pena, G.S., 1975. Projeto Goiânia II, relatório final. DNPM/CPRM, Goiânia. 5v.II.
- Philip, J. R & Vries, D. A., 1957. Moisture movement in porous materials under temperature gradient, *Trans, Amer, Geophys, Union*, 38, pp. 222-232.
- Polubarinova-Kochina, P.Ya., 1962. Theory of groundwater movement. Princeton Univ. Press. New Jersey. 613p.
- Press, H.; Flannery B.; Teukolsky, S.E.; Vetterling, W.; 1987. Numerical Recipes – The art of scientific computing, Cambridge University Press, Cambridge, P. 313 – 321.
- Room, E.S., 1966. Flow characteristics of fractured rocks. Moscow. (In Russian), Nedra. 283p.

- Saint-Hilaire, A., 1842. Relatório Viagem a província de Goiás *in* Junqueira, R. R. (1975), Coleção Reconquista do Brasil, v. 8 - Ed. Itatiaia /Universidade de São Paulo, São Paulo.
- Scislewski, G. 1980. Fumas – Projeto de Mapeamento Geológico da Região do Médio Rio Corumbá – GO. Relatório final. Goiânia, Fumas/CPRM, 2v,11.
- Schoeller, H., 1962. Les eaux souterraines. Ed. Masson, Paris.
- Sharp, J.C., 1970. Fluid flow through fissured media. London.(ph.d - tesis).Univ. London, Imp. Coll. Of Sci. And Technol.
- Sharp, J.C. & Maini, Y.N.T., 1972. Fundamental considerations on the hydraulic characteristics of joints in rocks. In: Symposium on Percolation Through Fractured rock. Stuttgart, 1972. Proceedings ..Stuttgart. Int. Soc. Rock Mech.
- Snow, D.T. 1965. A parallel plate model of fractured permeable media. Berkeley. (Ph-D thesis). Univer. Of California, Berkeley.
- Spencer, F. L. M. R 1999. Permeabilidade e porosidade das fendas do aquífero fissural da folha Afogados da Ingazeira – PE/PB. Dissertação de mestrado, Centro de Tecnologia e Geociências. Universidade Federal de Pernambuco. Recife.
- Sondotécnica 1986. Estudo das anomalias termais na região de Caldas Novas. Realizado para Furnas Centrais Elétricas S.A, trabalho não publicado.
- Stallman, R. W. 1963. Computation of groundwater velocity from temperature data. Methods of Collecting and Interpreting Groundwater Data, Ed. R. Bentall, U.S. Geol. Surv. Water- Supply Paper 1544-H, pp. H36-H46.
- Terzaghi, K. & Peck, R. B. 1967. Soil mechanics in engineering practice, 2nd ed. John Wiley & Sons, New York.
- Theis, C.V. 1935. The relation between the lowering of the piezometric surface and the rate and duration of discharge of a well using groundwater storage. Tms. Am. Geophys. Union. V. 16, p. 239-240.
- Thornthwaite, C. W. 1948. An approach toward a rational classification of climate. Geog. Rev. V. 38, p. 55-94.
- Thornthwaite, C.W & Mather, J. R, 1955. The water balance. Publications in Climatology, 8(1), Centerton, N.J.104p.
- Turcotte, D.L., 1992. Fractals and chaos in geology and geophysics. Cambridge University Press. 221p.
- Valente, C. R. 1986. Projeto Mapas Metalogenéticos e de Previsão de Recursos Minerais. Folha SE. 22-X-D (Morrinhos), Região Centro Oeste. Escala 1: 250.000. Goiânia, Departamento Nacional da Produção Mineral – DNPM/Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais _ CPRM. (Relatório).

- Veloso, J. A. V. 1981. Estudo da atividade sísmica no interior da zona de interesse de Caldas Novas – GO. Brasília. Relatório Técnico Inédito. 13p. il.
- Veneziani, P. & Anjos, C.E. 1976. Projeto Caldas Novas. Relatório final. São Jose dos Campos, INPE/Goiastur. 4v.il.
- Vitorello, I; HAMZA, V. M.; POLLACK, H. N. & ARAUJO, H. I. C. 1978. Geothermal investigations in Brasil. Rev. Bras. de Geociências 8(2) : 71-89.
- White, D.E., 1970. Geochemistry of the groundwater to the discovery evaluation and exploitation of geothermal energy resources, Informe de la sección v del simposio sobre el Desarrollo y Utilización de Recursos Geotérmicos de Pisa, Organizado por las Naciones Unidas.
- White, D.E. 1973. Characteristics of geothermal resources. Geothermal Energy. Ed. P. Kruger and C. Otte. Stanford University Press, Stanford, Calif., pp69-94.
- Witherspoon, P.A., 1980. Validity of Cubic Law for Fluid Flow in a Deformable Rock Fractures. University of California. Berkeley, California – EUA.
- Young, R.A. 1973. price elasticity of demand for municipal water: a case study of tucson, arizona. Water Resources Research, Vol. 9, nº 4, agosto 1973, Págs. 1068-1072.

XIII ANEXOS

XIII.1 TEMPERATURA DAS ÁGUAS DE POÇOS CADASTRADOS PELA CPRM
(1980)

N.º Amostra	Cond Mnho/cm	Temp. (°C)	pH	STD (mg/l)	HCO3 mg/l
1	100,09	23	7,3	75	45
2	15,01	23,5	6,3	35	9
3	12	22	5,8	18	2
9	116	24,5	6,7	125	26
12	72,28	23	6,3	57	18
15	36	25,5	6,6	45	18
25	44,48	29	6,6	108	13
45	19	24	6,9	32	3
50	81	24	7,11	94	45
53	133,44	19,5	7,2	97	64
57	135	23	7,2	90	40
61	18,34	24	6,2	24	5
65	105	24	6,6	95	52
68	116	27	8,2	96	40
71	70	31,5	7,1	51	19
73	65,61	24	6,4	70	12
78	17,79	24,5	6,1	22	6
81	167	25	7,2	105	71
85	74	23	7,1	61	39
89	12	22,5	6,2	40	4
93	4	23	6,5	119	4
97	59	22	6,8	28	24
103	198	24	7,2	158	102
108	40	24	6,3	48	9
110	70	25,5	7,6	48	33
111	13,34	21,5	6,2	17	7
112	84	21,5	7,4	70	40
113	43,36	24,5	6,6	80	11
115	66	22,5	6,9	91	30
120	128	23	7,4	13	61
123	4,5	23	6,4	14	2
140	71	28	6,2	93	30
141	70	29	8,2	81	41
153	60	24	6,9	64	6
154	105,64	28,5	8,3	90	48
157	75,06	25	6,1	19	5
159	144	22	7,4	121	82
164	78	24,8	7,5	80	43
166	23	22,5	7,2	50	11
170	54,48	25	6,4	96	26
174	70,5	23,5	6,8	52	36
176	59	23	7,4	29	30
177	91	24	7,1	95	46
283	178	25,5	7,3	171	102

XIII.2 DADOS DOS POÇOS DE ABASTECIMENTO EM CALDAS NOVAS/RIO QUENTE, DNPM (1977).

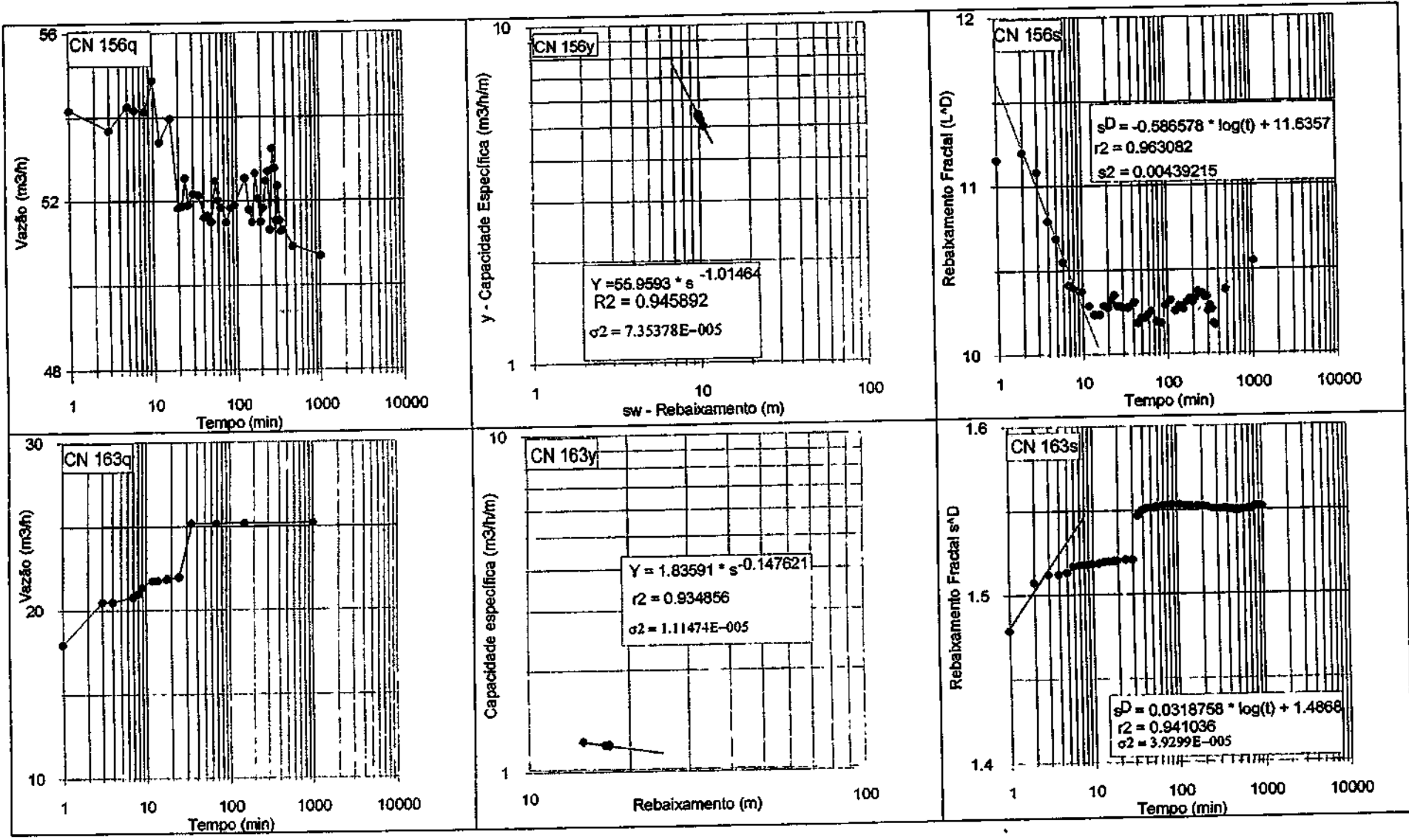
Poço #	Cota (m)	Este (m)	Norte (m)	Localização	Titular	Uso	T (°C)	PH	Condutiv. Minho/cm	Salin. (%)	STD (mg/l)	O.D. (mg/l)	Q (l/h)	ND (m)	NE (m)	cor
39	677,718	51917,5	37225	Hotel Stela	Stela Lucks	doméstico	31,2	6,3	328	0,2	155	4,11	3000	37		limpa
40	677,546	51910,69	37222	Lote viz. ao Hotel Stela	Martín Mofatto Hon	doméstico	32,2	6,5	289	0,1	134	2,88	3000	31,6	31,5	
56	686,298	51523,31	36750	Hotel Tamburi terreno CBT	Thermas Emp. de Min.	doméstico	29,7	6,3	90,9	0	42	2,91	7000	39,6		
74	701,902	50361,13	36770	"	Country Mineração Ltda	hotel	31,5	7,5	91,4	0	43	4,1		62		limpa
83	722	52242,38	37767	Rua Clarismundo	Arlindo Paulino Giroto	doméstico	26,8	6,5	44,5	0	21	3,93	13	26,5	4	
84	672,952	52206,56	37684	R. Clarism. Q.4, L.9 O. Pinto	Nelson Massamobo Higa	hotel	27,3	6,5	108,8	0,1	51	5,51		32,7	8,74	limpa
85	701,808	51034,25	35878	Chácara Hanashiro	Seicho Hanashiro	abastec. público	28,5	7,3	98,6	0	46	5,5	60000	108,2		
86	702,725	51859,75	35341	R.4 Q.9 L.1 - Jd. Hanashiro	Seicho Hanashiro	posto gasolina	27	7,3	78,4	0	37	5,72	20	49,5	31	
87	696,664	50261,5	36043	Terreno próx. pirâmides	Lázaro V. Moreira		27,7	7,4	93,6	0	44	5,12		59		limpa
90	675,018	53214,63	36660	Rua 1 Qd. N02 Lt.60 - N. Vila	Lulz Antônio C. Lopes	comercial	27,7	7	69,9	0	33	9,5		132		limpa
91	699,871	52757,44	36311	Pátio do grupo	Grupo Escolar O. G. Filho	escola	27,5	7	48,3	0	22	6,05	2000			
96	721,629	51942,81	38598	Pça do Triângulo	José Iles	sem uso	28,1	7,7	86,3	0	41	5,13		74,3		limpa
100	685,815	48826,94	39626	M. Esq. GO 213-Pesk-Pag	José Onofre de Carvalho	chácara	29,8	7,1	93,1	0	44	4,31		58,8		limpa
102	742,798	51001,06	39000	Chácara do japonês	Magda Mofatto Hon	doméstico	24,1	5,9	60,4	0	29	5,37		63,85		limpa
103	735,11	51246,5	38896	Ao lado da est. da Celg	Magda Mofatto Hon	Hotel I. Romano	27,1	5,9	54,7	0	26	6,6		20,9		limpa
106	722,698	52062,5	38715	Chácara do japonês	Rodolfo	doméstico	28,6	6,5	75,4	0	35	4,9		23,8		limpa
107	725,171	51989,31	38945	Chácara do japonês	Magda Mofatto Hon	sem uso	28,4	6,7	109	0,1	51	5		67,54		limpa
109	674	51890,25	37424	Pensão próx. Tropical	Idelfonso F. Rezende	comercial	29,7	6,8	283	0,1	135	2,72		s/ mang		limpa
116	674,933	52331,88	36846		Ney Pereira		28,3	6,5	113,9	0,1	54	8,82		51		suja
119		51040	37350	Próx. ao Tayô	Govea Construtora Ltda	doméstico	27	5,7	13,3	0	6	4	2000			turva
123	723,982	49960,56	39378	posto de gasol. C.N.	Walter Gambardella		27,3	7,9	73	0	34	3,2		m. obst.		limpa
124	710	53651,06	34039	Pagos Hotel	Geraldo V. de Brito	Hotel	26,6	6,9	40,6	0	19	7,36		132,6		limpa
127	688,386	52092,44	38377	Clube Tropical II	Aristelina G. de Lima	hotel	27,9	6	73,4	0	34	5,39		46,06		limpa
130	673,552	48664,38	40277	Próximo Girassol	Codisa		24,7	6,2	71,1	0	33	6,19		44,06		suja
131	684,916	48255,81	40159	Próximo Girassol	Codisa		23,7	6,1	61,1	0	29	6,54		49,5		suja
133	721,393	52162,75	36650	Go 412 - Km. 1 - S. Aerop.	Nomurabrás	abastecimento	27,4	7,1	84,5	0	39	7,93		56,98		limpa
137	701,146	51846,69	35470	Av. Contorno, 1782 S. José	Adair Carlos de Oliveira	doméstico	24,5	5,6	99,2	0	47	5,06	1000	7,4	5	limpa
139	677,307	52341,31	37312	Hotel Triângulo	José Iles	hotel	28,6	6,5	102,2	0	48	5,5		76,8		limpa
142	721,014	51715	38322	Próximo ao império	Dira de Jesus Leme		27,5	6,8	55,3	0	26	3,9		47,5		
146	673,203	51404,38	37601	Colônia do SESC	Águas de Caldas Novas	hotel	30,2	6,8	239	0,1	112	1,61		41,45		suja
149	712,017	51817,69	38446	Hotel Carlton	Tania Mª G. de Lima	hotel	28,6	6,3	40,6	0	19	4,36		99		
157	706,417	50498,69	39649	Qd. 10 - M.A.Q.	Condomínio da Qd. 10	abast. do condom.	26,4	7,6	94,8	0	45	3,25		35,88	13,73	limpa

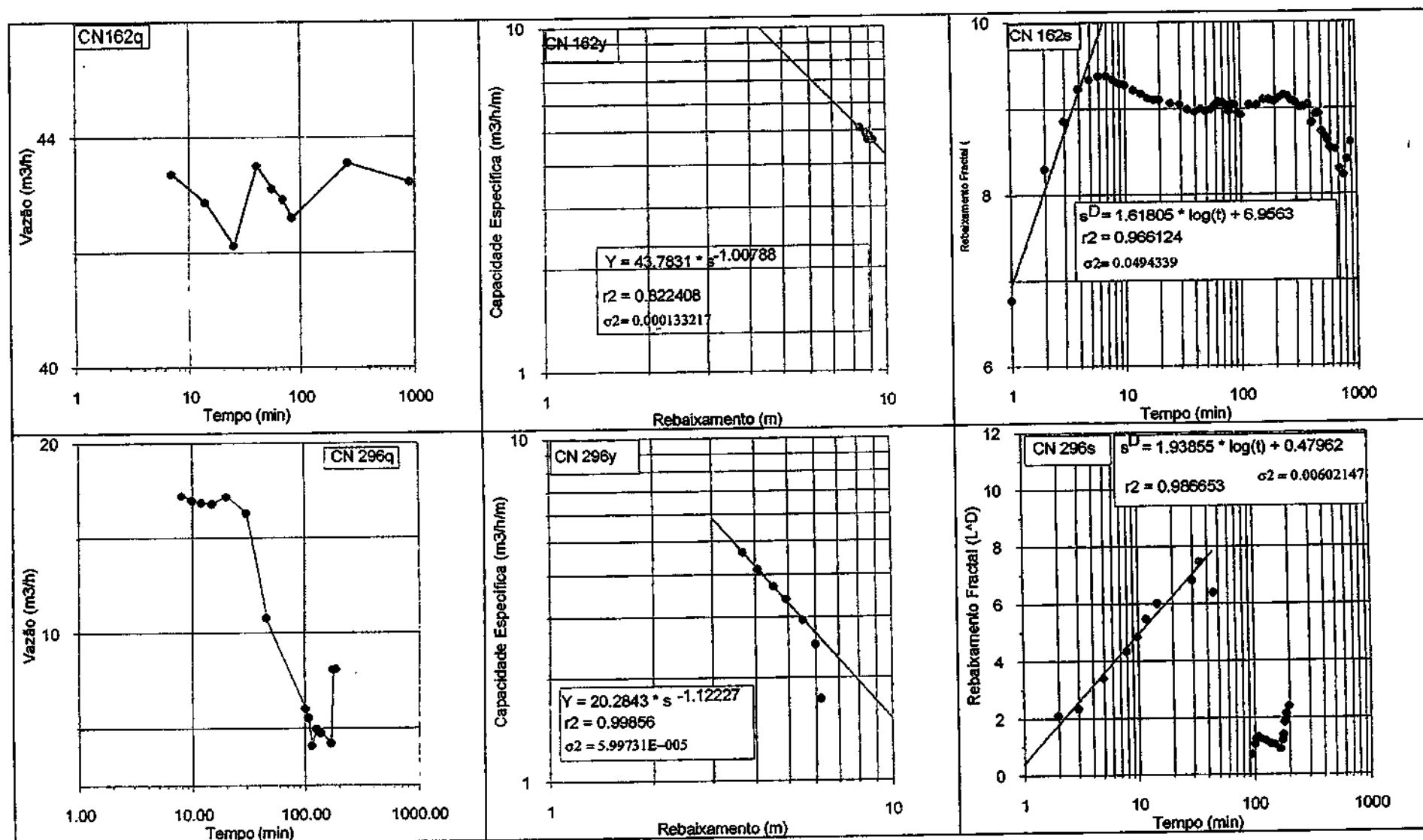
Poço #	Cota (m)	Este (m)	Norte (m)	Localização	Titular	Uso	T (°C)	PH	Conduliv Mnho/cm	Salin. (%)	STD (mg/l)	O.D. (mg/l)	Q (l/h)	ND (m)	NE (m)	cor
158	700,069	50246,13	39443	Rua 48, Qd. 57 - M.A.Q.	Condomínio da Qd. 57	abast. do condom.	27,1	6,7	52,5	0	25	8,23		37,56		limpa
161	678,337	53108,5	36870	Av.2 Qd.1 - Rec. Eucaliptos	Joaquim Celso de Godoy	sem uso	27,3	6,8	63	0	30	6,7		50,5		suja
170				chácara	Aristelina Godoy de Lima	chácara	26,1	5,73	37,5	0	18	4,72		15,55		suja
174	678,884	50949,88	37695	próximo ao poço 263	Laudelino Dias Pinheiro	construção	30,2	7,4	94,6	0	43	5,4		63,05		limpa
179		51880	36130	Rua 14 Qd. 30 V. São José	ENCOL	sem uso/ lote vago	28,9	6,4	243	0,1	114	6		71,5		suja
182	711,093	50135,19	39581	Qd. 3 A - M.A.Q.	Condomínio da Qd. 3 A	abast. do condom.	27,8	7	75,4	0	35	3,67		73,15	61,45	limpa
183	687,266	50560,19	40229	Rua 85 Qd. 157	Condomínio Vila Verde	abast. do condom.	24,7	6,8	73,5	0	35	6,1		28,11		limpa
184	710,528	50614,13	39618	Rua 22, Qd. 9 - M.A.Q.	Condomínio da Qd. 9	abast. do condom.	26,2	7,2	100,5	0	47	6,32		71,57		limpa
185	720,731	50668,13	39436	Rua 22, Qd. 21 - M.A.Q.	Condomínio da Qd. 21	abast. do condom.	26,4	6,8	67,7	0	32	6,9		34,11	21,04	limpa
186	723,034	50740,25	39426	Qd. 22 - M.A.Q.	Condomínio da Qd. 22	abast. do condom.	26,1	7,4	70,4	0	33	7,3		64,92	39,94	limpa
187	713,545	50786	39640	Qd. 32 - M.A.Q.	Condomínio da Qd. 32	abast. do condom.	26	7,8	73,6	0	35	3,25		55	13,19	limpa
188	691,542	52306	39550	Rua 48, Qd. 59 - M.A.Q.	Condomínio da Qd. 59	abast. do condom.	27,2	7,1	123,1	0,1	58	6,01		63,72		limpa
189				Rua 15, Qd. 57 - M.A.Q.	Condomínio da Qd. 57	abast. do condom.	27,6	6,8	54,3	0	26	3,87		+ de 62		limpa
191	681	50989,56	37735	Rua 3 S/N - Jd. Paraiso I	Coope. de Latic. de C. N.	abast. do laticínio	27,5	6,5	217	0,1	102	3,66		90	4,2	suja
192	721	53330,25	34305				26	6,8	50,2	0	23	5		28,7		limpa
195	682,261	50594,44	36525			hotel	30	7,7	98	0	46	4,55		35,8		limpa
203	679	51279,94	37036	Qd. 15 - B. turista (Araçá)	Resid. Termas do Araçá	abas. do residencial	27,7	5,7	80	0	37	2,49	4000	33,15		
205	677	51640	37420	Próximo ao SESC	Alberto Carneiro Leão	doméstico	32	7,3	248	0,1	117	3,63	1000	54,5	32,25	
213	711,515	50697,31	39643	Qd. 31 - M.A.Q.	Condomínio da Qd. 31	abast. do condom.	25,8	7,1	88,2	0	41	5,8		35,64		
214					STOYAN	comercial	26,9	7,6	217	0,1	103	4,07		29,5		limpa
219	728,908	50762,69	35398		Sebastião Isidoro	sem uso/ lote vago	27,2	8	78,7	0	37	4,95		49,8		limpa
222	674,457	51868,25	37457	Hotel Tropical	Jatim Mineração Ltda.	hotel	30,5	6,1	199	0,1	93	2,78		35,3		
223	705	50393,06	39407	Qd. 1 - A - M.A.Q.	Condomínio da Qd. 1 - A	abast. do condom.	26,1	7,3	55,5	0	26	4,75		51,05		limpa
224	709,187	50449	39569	Qd. 8 - M.A.Q.	Condomínio da Qd. 8	abast. do condom.	27,1	7,8	75,5	0	35	7,21		> 84	20,02	limpa
225	697,908	50417,69	39710	Qd. 11 - M.A.Q.	Condomínio da Qd. 11	abast. do condom.	26,2	7	74,5	0	35	4,5		52,54	15,3	limpa
226	694,152	51313,75	40173	Rua 18, Qd. 91 - M.A.Q.	Condomínio da Qd. 91	abast. do condom.	25,2	6,9	55,1	0	26	3,18		24,53		limpa
227	697,153	51411	40161	Rua 18, Qd. 92 - M.A.Q.	Condomínio da Qd. 92	abast. do condom.	25,3	6,7	52,2	0	24	2,84		23,35		limpa
228	709,725	51556,88	39704	Qd. 50 - M.A.Q.	Condomínio da Qd. 50	abast. do condom.	26,8	8,2	106,6	0	50	5,5		77,42		limpa
229	684,946	51994,69	40163	Qd. 98 - M.A.Q.	Condomínio da Qd. 98	abast. do condom.	26,5	7,8	85,9	0	40	5,3		46,2		limpa
231	698,643	52457,44	39477	Qd. 58 - M.A.Q.	Condomínio da Qd. 58	abast. do condom.	25,7	6,5	54,1	0	25	3,8		64,69		limpa
234	683,93	52422,88	39965	Qd. 155 - M.A.Q.	Condomínio da Qd. 155	abast. do condom.	26,2	6,5	39,4	0	18	5,94		40,12		limpa
235	686,684	52604,13	40119	Qd. 153 - M.A.Q.	Condomínio da Qd. 153	abast. do condom.	26,8	8,3	95,7	0	45	4,04		28,82		limpa

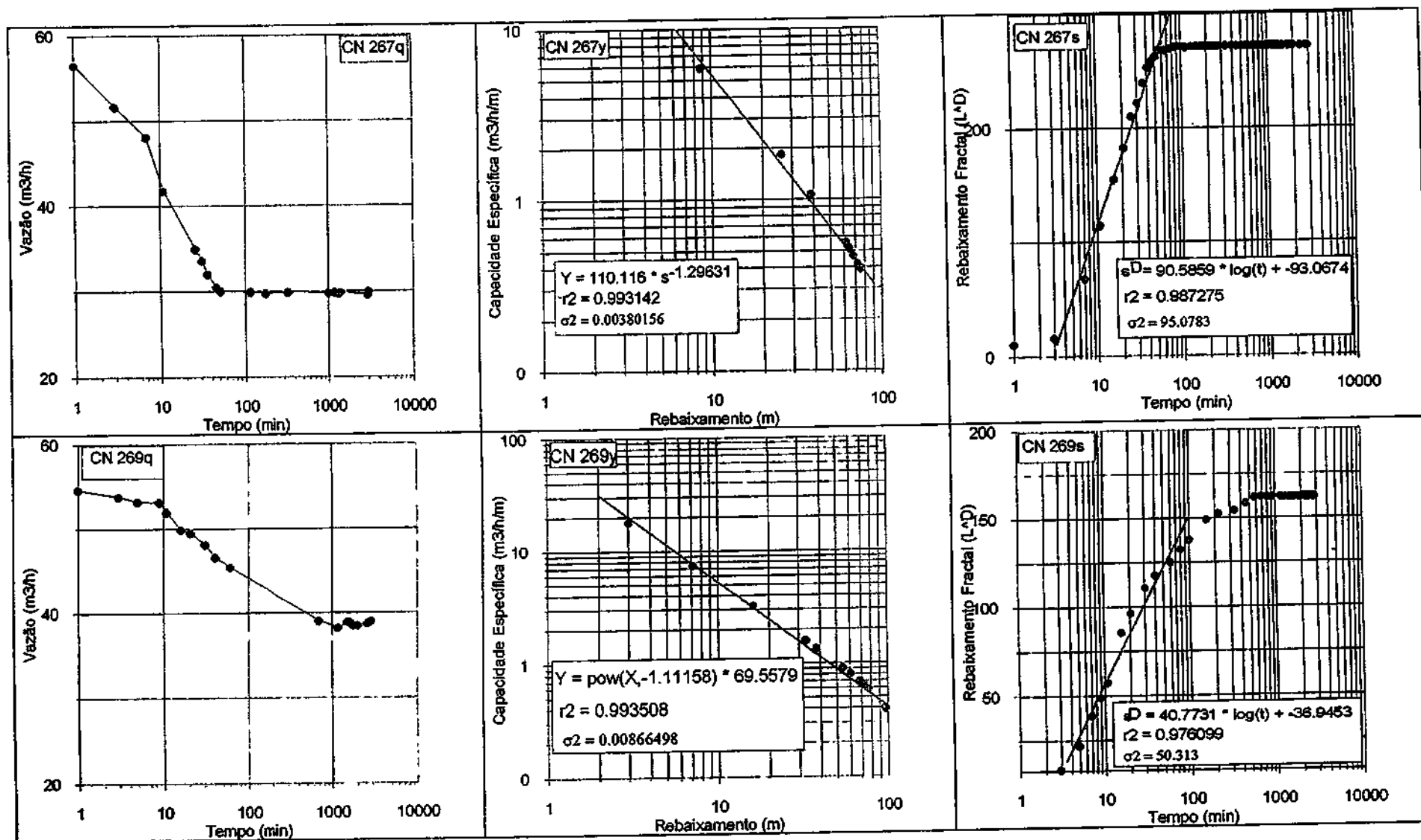
Pogo #	Cota (m)	Este (m)	Norte (m)	Localização	Titular	Uso	T (°C)	PH	Condutiv Mnho/cm	Salin. (%)	STD (mg/l)	O.D. (mg/l)	Q (l/h)	ND (m)	NE (m)	cor
236	688,661	52663,94	40146	Qd. 148 - M.A.Q.	Condomínio da Qd. 148	abast. do condom.	25,3	7,4	45,8	0	22	4,7		68,9		limpa
237	692,265	52750,31	40209	Qd. 144 - M.A.Q.	Condomínio da Qd. 144	abast. do condom.	26,9	8,2	84,6	0	40	2,52		s/ mang.		limpa
238	702,258	52985,69	40387	Qd. 132 - M.A.Q.	Condomínio da Qd. 132	abast. do condom.	25,6	6,9	48,9	0	23	4,43		32,67		limpa
239	696,972	52862,56	40544	Qd. 133 - M.A.Q.	Condomínio da Qd. 133	abast. do condom.	26,2	7,4	55,3	0	26	9,4		64,48		limpa
240	693,043	52850,06	40758	Qd. 129 - M.A.Q.	Condomínio da Qd. 129	abast. do condom.	25,9	7,2	79,4	0	37	5,53		54,68		limpa
241	692,741	52901,81	40793	Qd. 125 - M.A.Q.	Condomínio da Qd. 125	abast. do condom.	25,5	6	21,7	0	10	6,8		50,58		limpa
242	692,377	52819,81	40766	Qd. 130 - M.A.Q.	Condomínio da Qd. 130	abast. do condom.	25,4	5,8	14,9	0	7	2,42		37,97		limpa
243	691,728	52739	40717	Qd. 134 - M.A.Q.	Condomínio da Qd. 134	abast. do condom.	26,3	7	42,6	0	20	7,49		26,3		limpa
244	690,247	52675,31	40673	Qd. 138 - M.A.Q.	Condomínio da Qd. 138	abast. do condom.	26	7,2	61,7	0	29	8,6		67,08		limpa
245	686,188	52584,38	40609	Qd. 141 - M.A.Q.	Condomínio da Qd. 141	abast. do condom.	25,8	7,3	58,7	0	28	7,28		29,39		limpa
246	681,857	52519,5	40565	Qd. 146 - M.A.Q.	Condomínio da Qd. 146	abast. do condom.	25,3	7,3	40,7	0	19	7,52		71,72		limpa
247	674,412	52381,13	40744	Qd. 147 - M.A.Q.	Condomínio da Qd. 147	abast. do condom.	26,4	8,3	87,7	0	41	4,32		16,34		limpa
248	683,501	52602,38	40894	Qd. 135 - M.A.Q.	Condomínio da Qd. 135	abast. do condom.	26,1	7	48,4	0	23	3,79		10,54		turva
249	676,814	52599,06	41073	Qd. 131 - M.A.Q.	Condomínio da Qd. 131	abast. do condom.	25,7	6,8	50,8	0	24	4,25		26,43		limpa
250	683,383	52782,5	41008	Qd. 127 - M.A.Q.	Condomínio da Qd. 127	abast. do condom.	27,2	6,8	69,5	0	33	3,36		79,29		suja
252	702,348	50066,75	40469	Qd. 195 - M.A.Q.	Condomínio da Qd. 195	abast. do condom.	26,3	8,1	70,3	0	33	7,16		58,12		limpa
253	692,908	50391,88	40818	Qd. 199 - M.A.Q.	Condomínio da Qd. 199	abast. do condom.	24,8	7,3	50,3	0	24	3,69		11,5		limpa
254	689,033	50549,63	40986	Qd. 201 - M.A.Q.	Condomínio da Qd. 201	abast. do condom.	27,4	6,3	26,7	0	12	3,24		23,7		limpa
255	690,447	50671,25	40717	Qd. 180 - M.A.Q.	Condomínio da Qd. 180	abast. do condom.	25,7	8	55,6	0	26	3,37		+ de 48		limpa
257	709,158	47521,19	39632	GO 213 - Córrego Jacus	Serra das Caldas Mineração	abast. da chácara	29,7	7	228	0,1	107	4,58		56,9		limpa
259	730,945	47903,19	39300	Village Thermas das Caldas	Serra das Caldas Mineração	abast. do conj. hab.	32,5	7,3	331	0,2	156	2,82		134,3		limpa
261	736,918	47675,31	38989	Qd. 3 - Set. Saint Germain	Condomínio Brasília	abast. do condom.	28,2	6,8	142,4	0,1	68	7		+ de 100		suja
265	690,951	50980,31	37754	Rua 16 Qd. 68 - B. Turista II	Seiko Kubo	abast. do condom.	30,4	7,5	78,1	0	37	3,53		64		limpa
266	694,384	51317,75	37863	Rua 20 Qd. 69 - B. Turista II	Seiko Kubo	abast. do condom.	29,9	7	61,3	0	29	7,83		107,6		limpa
268		51380	38660		Joaquim Constantino	hotel	25,8	6,4	35,7	0	17	6,78		42,52		c/areia
273				Em frente à lagoa	Cia de Melhoram. de C. N.	abastec. da fazenda	29,1	7,4	180,2	0,1	85	7,59		47,1		limpa
278	712,413	50026,63	37099		Dourados Empreendimentos		26,7	6,1	30	0	15	6,29		21,64		limpa
279	708,605	49162,38	37227	Bougainville	Mineradora Mara	hotel	28	6,6	74	0	35	3,37	4000			limpa
280				Av. Brasília Qd. 9 Lt. 10	Joaquim Pereira da Costa	doméstico	28,7	5,3	112	0,1	52	4,99		25		limpa
285	687,024	50576,25	36396	Av. Contor. Q.5 Bandeirante	W.B. Emp. T. de Lazer	hotel	28,4	7,2	63,9	0	30	2,98	6000	51,6		limpa
287	694,86	50623,88	36267	R.28 Set. Qd.6 Lt.21 Band	Eva Mofato Hon	doméstico	27,5	6,5	40,9	0	19	5,2	3000	+ de 73		
292				Eldorado Empreend.	Serra das Caldas Mineração	s/ uso	26,7	6,9	101,5	0	47	6,45		13,8		limpa

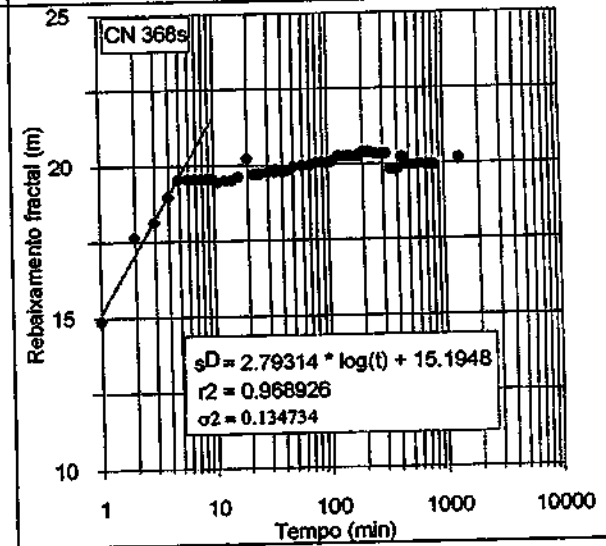
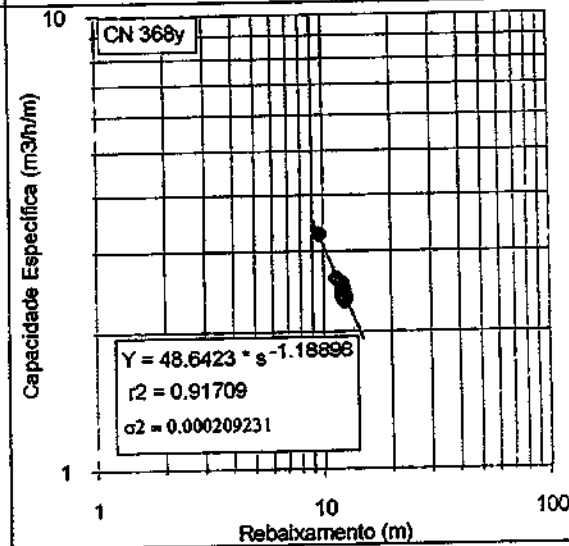
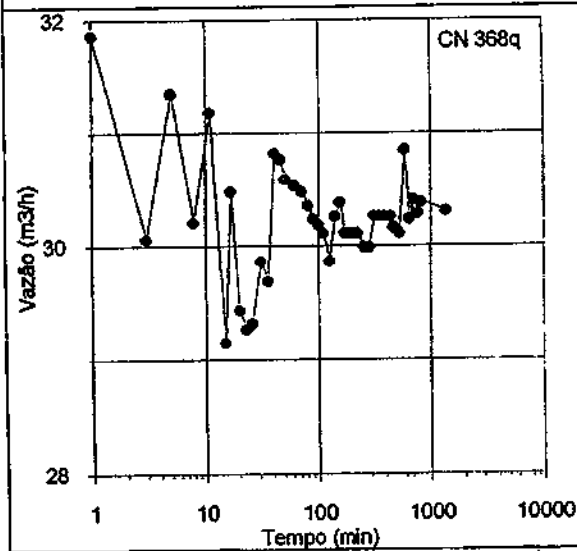
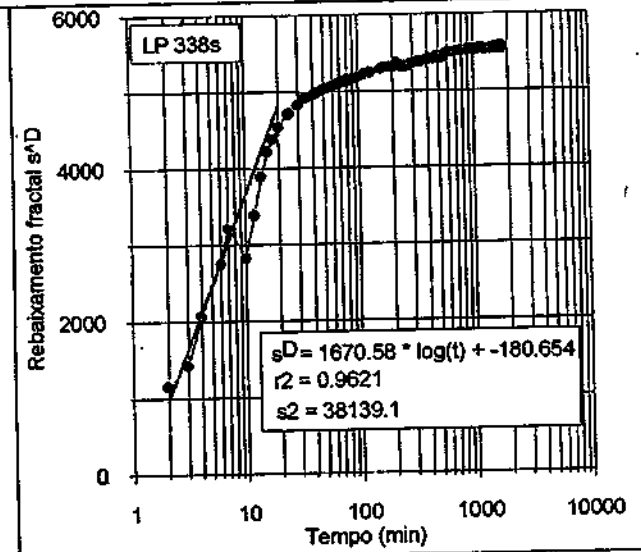
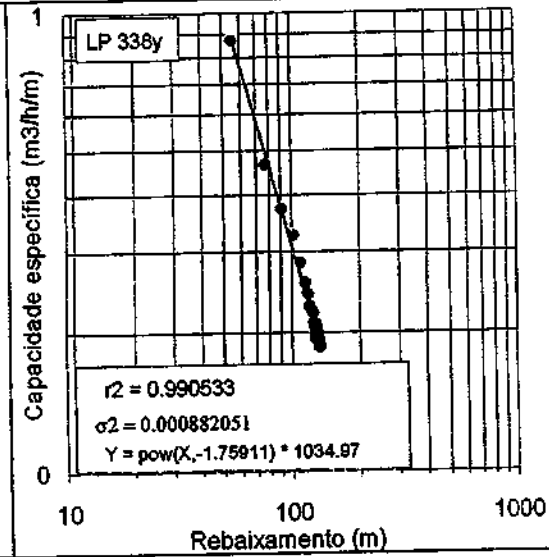
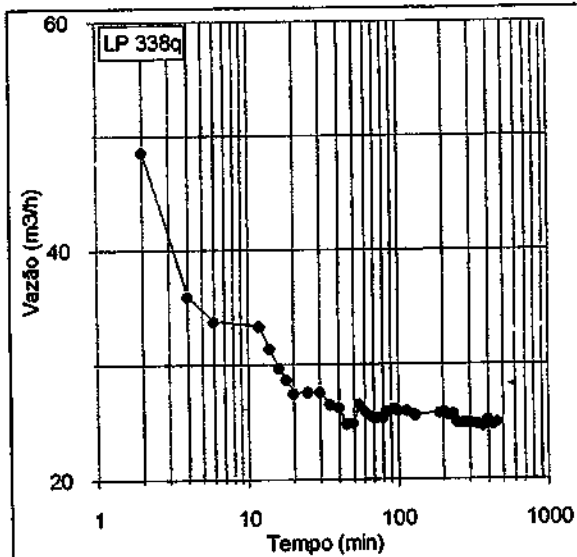
Poço #	Cota (m)	Este (m)	Norte (m)	Localização	Titular	Uso	T (°C)	PH	Condutiv Mnho/cm	Salin. (%)	STD (mg/l)	O.D. (mg/l)	Q (l/h)	ND (m)	NE (m)	cor
293				Faz.Privê-Mesq.cór.Calda	Serra de C. Mineração	abast. da fazenda	25,4	8,4	196,4	0,1	93	4,96		43,7		suja
295	670	54917	39509	Próx. Camp. Clube Brasil	Serra de C. Mineração		25,9	8	113,6	0,1	53	5,9		38,58		suja
302	645,191	53136,56	37374	Av.Marg.A-Q.15 Est. Burtis	Laticínios de Caldas Novas	abast. do laticínio	27,6	5,9	116,8	0,1	55	3,58	2000	56,8		limpa
303	655,26	53129,06	37358	Av.Marg. A-Q.15 - E. Burtis	Laticínios de Caldas Novas	abast. do laticínio	27,6	5,9	116,8	0,1	55	3,58	2000	57,8		limpa
309					STOYAN	hotel	25,7	6,6	46,3	0	22	7,55		60		limpa
311				Rua 2 Qd. 3 S.Universitário	José Onofre de Carvalho	abast. de 2 casas	25,6	6,4	25,7	0	12	7,97		36		limpa
314				Alameda Cont.Q.22 Centro	José Araújo	abast. do condom.	27	6	97	0	46					
316	680,693	52510,94	36790		Nei Pereira		29,2	7	49,2	0	23	6,2		20,15		limpa
318	739,68	49925,06	34904	Rua 64 - Q.63 - J. Serrano	Condomínio	abast. do condom.	31,6	8,4	149,7	0,1	70	5,7		119,6		limpa
319	756,353	50668,56	34179		José Araújo		25,9	6,1	80,8	0	38	3,9		8,6		suja
327	718,314	49895,44	39549	Chácara Primavera	Eduardo Santiago Cardoso	abast. da chácara	28,2	7,2	67,8	0	32	3,77		m. obst.		
328	748,282	50912,25	34412		BRASMIX		26,2	7,2	59,4	0	28	7,76		89,95		limpa
335				Chácara	José O. de Carvalho	abast. da chácara	24,9	6	65,7	0	31	5,95		43,5		limpa
347				R.Burtis Q.6 L.1BurtiMirim	Fábio F. Haesbaert	doméstico	27,4	5,7	121,1	0,1	56	4,28		8,6		
350				Cerâmica	José Araújo		25,5	6,3	37,2	0	17	8,46		40,15		limpa
352	728,673	47977,63	39289	Qd. 1 - Saint Germain	Condomínio Genebra	abast. do condom.	27,5	6,6	112,5	0,1	53	6,63		- de 100		limpa
353	720,56	48313,31	39261	Rua 5 L.7 Q.4 Est.Itapema	Dely Cordin Correla		26	6,9	106,8	0,1	51	7,38		68,61		turva
354	676,31	50085,31	41058	Qd. 219 - M.A.Q.	Condomínio da Qd. 219	abast. do condom.	25,8	7,5	61,1	0	28	6,8		33,14	15,26	limpa
355	678,688	49943,13	40910	Qd. 217 - M.A.Q.	Condomínio da Qd. 217	abast. do condom.	26,1	7,2	50,2	0	24	8,1		16,08	11,74	limpa
356				Qd. 143 - M.A.Q.	Condomínio da Qd. 143	abast. do condom.	26,2	8,1	58	0	27	7		52,07		limpa
357	696,813	52276,38	39316	Qd. 57 - M.A.Q.	Condomínio da Qd. 57	abast. do condom.	27	7,2	128,6	0,1	61	4,87		48,66		limpa
358				Faz. Lajinha - Rib. do Bagre	José Araújo	abast. da fazenda	24	6,6	79,8	0	38	4,52		4		suja
361	735,453	50032,5	35042	R.E-13 c/E-2 Q60 J.Serrano	Lázaro Vergílio Moreira	doméstico	26,3	6,4	42	0	20	5,02		19,45		suja
362				Rua Cel. Círio	José Refundini		30,1	7,1	91,6	0	43	5,18		34,5		limpa
363	702,281	52980	38681	R. SP.10 esq.c/2 S. Planalto	Aeroporto	abastec. aeroporto	27,6	7,5	37,1	0	17	6,75		46,61		limpa
364	714,764	49630,31	39635	Motel	Eduardo Santiago Cardoso	abastec. motel	26,2	7	71,6	0	34	5,35		41,64		limpa
365	684,132	52047,06	39875	Qd. 87 - M.A.Q.	Condomínio da Qd. 87	abast. do condom.	25,8	7,7	63,3	0	30	5,6		27,05		limpa
367				Rua D Qd.55 Lt.15 N. Vila		não operante	29,5	6,7	79	0	37	6,27		27,4		limpa
368					Matadouro	abast. matadouro	26,9	7,3	249	0,1	117	5,86		21,35		limpa
369	685,673	51536,06	40656	Qd. 114 - M.A.Q.	Condomínio da Qd. 114	abast. do condom.	25,7	7,6	86,1	0	41	6,1		23,64		limpa
370	718,694	49731,13	39727	GO 213 - Próx. Igloo	Orlando R. da Cunha	doméstico	26,4	7	61,7	0	29	6,87		s/mang.		limpa
371	704,633	53393,44	40132	Almoxarifado Prefeitura	Pref. Mun. de Rio Quente	abastec. da cidade	27,2	7,8	73,7	0	34	7,87		48,4		limpa

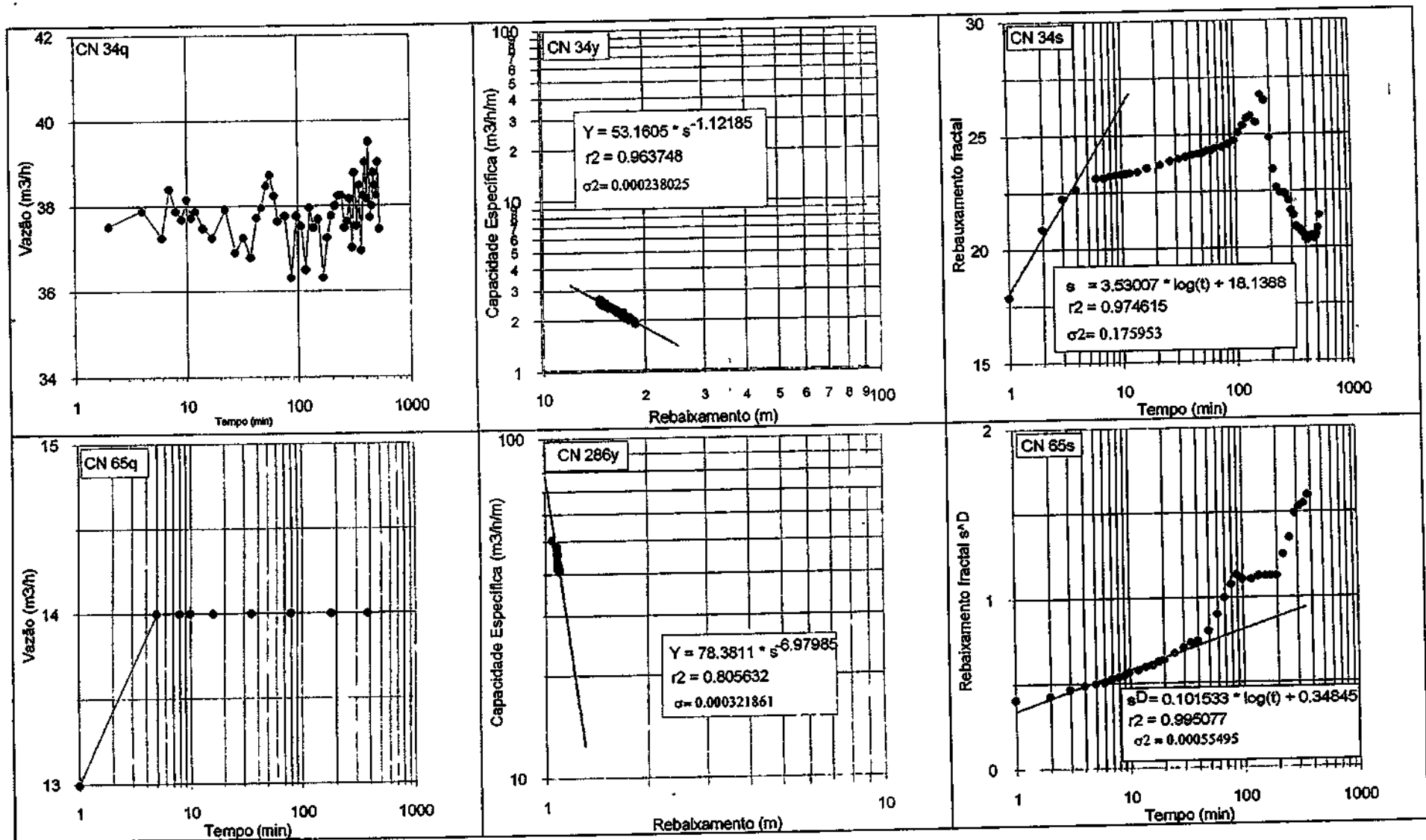
XIII.3 GRÁFICOS, MÉTODO DA CAPACIDADE ESPECÍFICA FRACTAL (CEF) MANOEL FILHO, (1996).



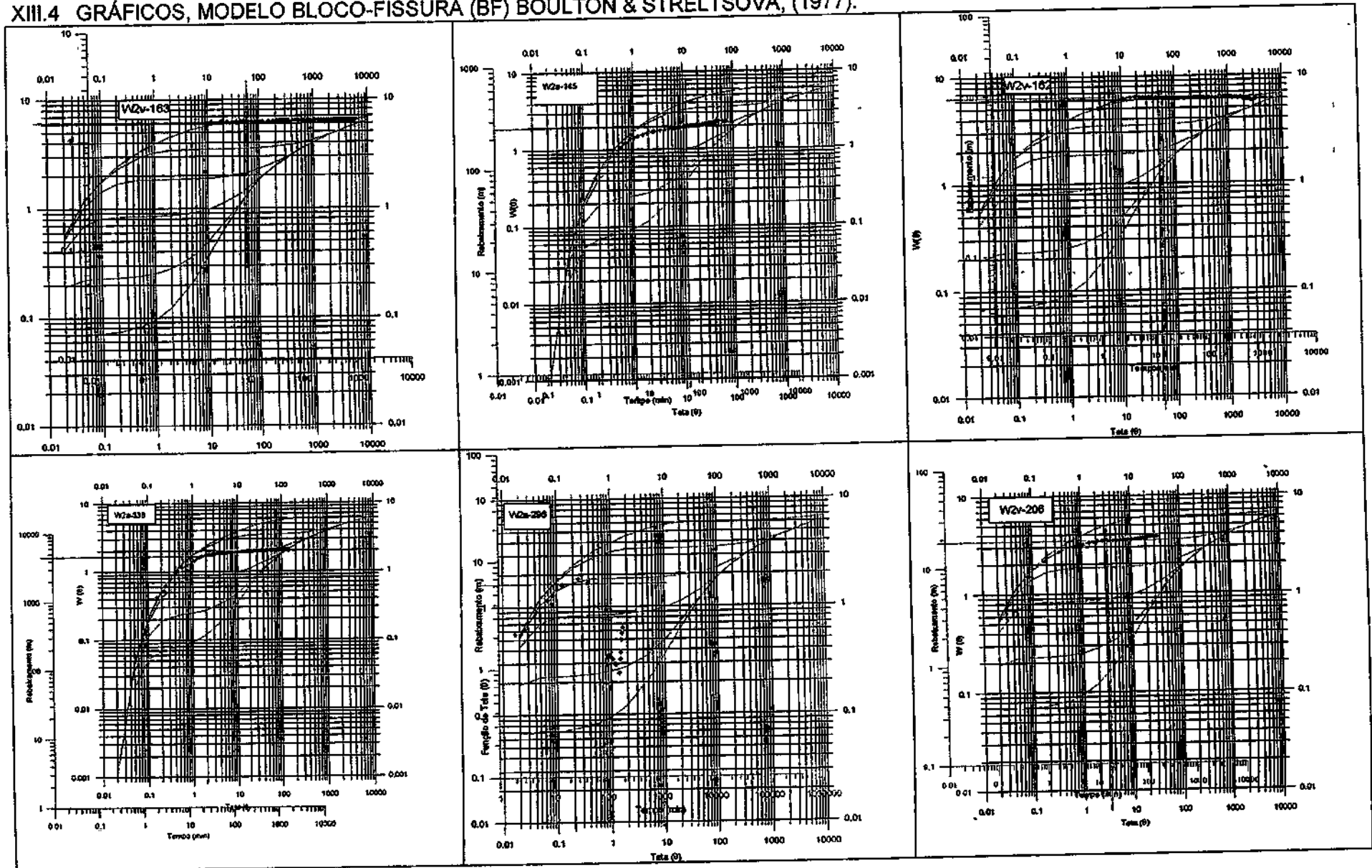








XIII.4 GRÁFICOS, MODELO BLOCO-FISSURA (BF) BOULTON & STRELTSOVA, (1977).



XIII.5 PARÂMETROS HIDRÁULICOS AVALIADOS PELO MÉTODO CEF

Poço	ΔS^D (m)	Q^* (m ³ /h)	Tf * E-05 (m ² /s)	V.C * E-07 (m ² /s)	Abf (mm)	Kf * E-07 (m/s)	h_i (m)	Kf * E-12 (m ²)	n (%)
145	71,15	143	10,212	6,4	0,43	2,37	45	6,66	0,010
154	0,20	39,5	993,733	6,8	2,02	49,15	34	689	0,059
162	1,61	43,8	137,551	6,45	1,03	13,38	50	90,4	0,021
172	28,34	38,6	6,921	7,35	0,40	1,75	25	5,19	0,016
173	4296	1885	2,230	7,2	0,27	0,83	60	1,64	0,005
173a	3132	2473	4,014	7,5	0,33	1,21	60	3,07	0,006
206	2,19	53	123,300	6,65	1,00	12,32	30	83,6	0,033
220	6,62	86,9	66,759	6,55	0,81	8,22	55	44,6	0,015
267	90,59	110,1	6,179	6,7	0,37	1,67	98	4,22	0,004
269	40,77	69,6	8,672	6,65	0,41	2,10	98	5,88	0,004
285	98,42	59,5	3,073	8,5	0,32	0,97	33	2,66	0,010
286	0,17	78,4	2396,92	7,23	2,77	86,61	33	1770	0,084
296	1,94	20,3	53,190	8,1	0,81	6,58	30	43,9	0,027
296a	5,02	39,2	39,615	8,1	0,73	5,41	30	32,7	0,024
312	0,27	31,5	580,45	6,8	1,69	34,34	33	402	0,051
324	0,07	39,9	2840,36	7,1	2,91	97,57	57	2060	0,052
329	0,12	34,2	1414,56	7,35	2,33	60,60	46	1060	0,051
329a	0,22	40,8	951,14	7,35	2,05	46,51	46	713	0,044
332	3,91	15,9	20,663	7,6	0,58	3,58	28	16	0,021
34	3,53	53,2	76,552	6,8	0,86	8,90	55	53,1	0,015
368	2,79	48,6	88,526	6,8	0,90	9,80	28	61,4	0,032
81	116,7	71,9	3,130	7,1	0,30	1,04	33	2,27	0,009
197a	0,0557	16,5	1526,38	6,68	2,32	65,81	28	1040	0,083
197	0,3811	11,4	152,350	7,2	1,11	13,81	28	112	0,040
111	14,36	41,8	14,780	7,3	0,51	2,90	30	11	0,017
156	0,5866	56	484,948	5,5	1,48	32,70	50	272	0,030
156a	342,55	60	0,8903	5,5	0,18	0,49	50	0,499	0,004
163	0,0319	1,84	292,777	5,5	1,25	23,36	60	164	0,021
217	688,10	889	6,568	7,23	0,39	1,69	60	4,84	0,006
284	0,1014	50,5	2533,08	6,5	2,72	93,10	30	1680	0,091
307	7,61	36,1	24,094	7,55	0,61	3,98	65	18,5	0,009
322	61,08	163,1	13,571	7,2	0,49	2,75	85	9,96	0,006
331	0,7816	51,2	333,304	7,1	1,43	23,38	35	241	0,041
338	1670,6	1035	3,149	6,75	0,30	1,06	150	2,17	0,002
349	2,59	48,6	95,304	6,9	0,93	10,25	30	6,7	0,030
65	0,1015	14	701,047	7,1	1,83	38,39	30	507	0,060

OBS: Y^* - capacidade específica fractal; Tf - transmissividade; ΔS^D - Variação do rebaixamento fractal; Q^* - vazão fractal, V.C - Viscosidade Cinemática, Abf - Abertura da fratura; Kf Condutividade Hidráulica; Kf - permeabilidade das fraturas; h_i - zona ativa do poço; n - porosidade.

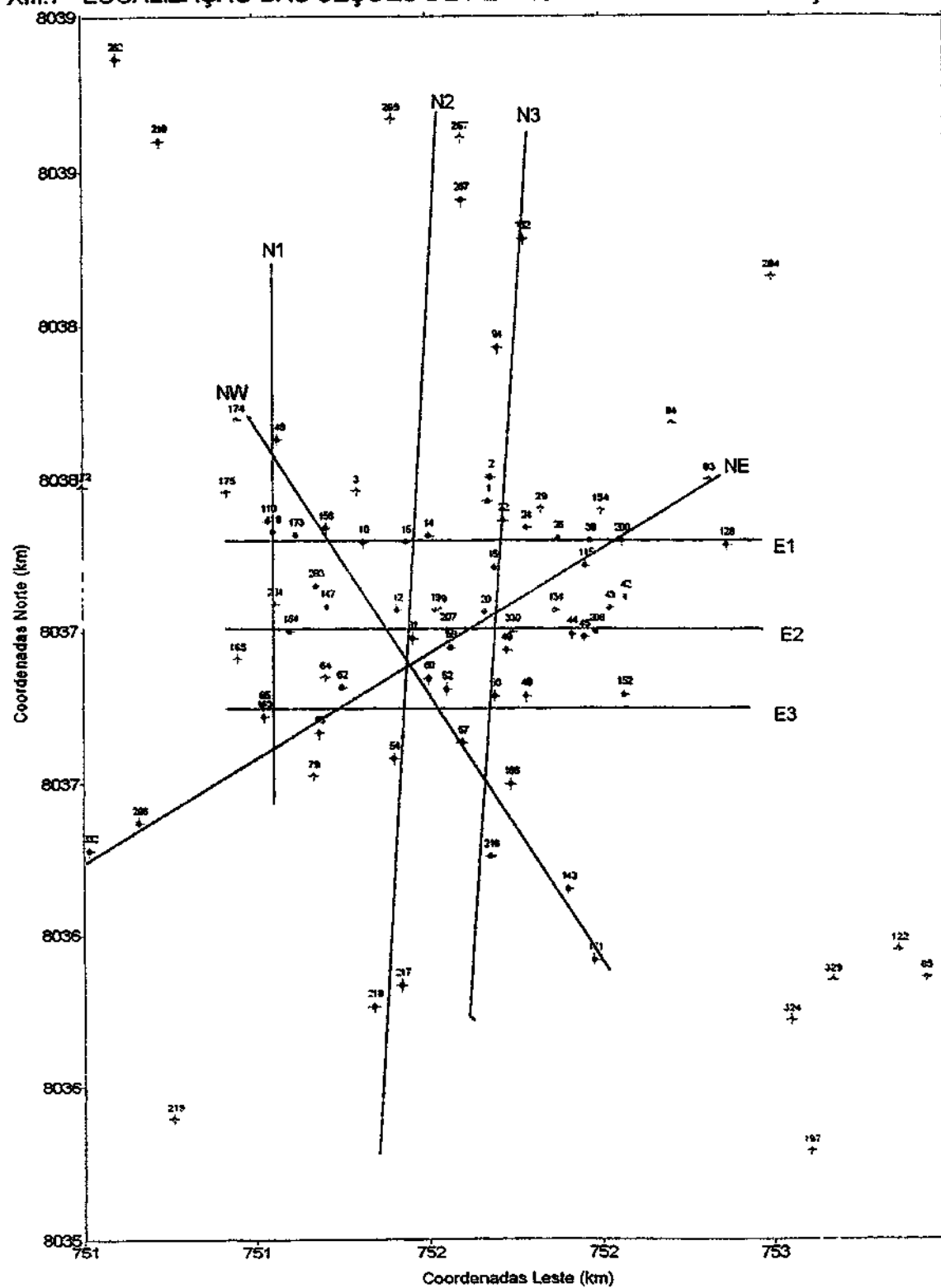
XIII.6 PARÂMETROS HIDRÁULICOS AVALIADOS PELO MÉTODO BF

Poço	Y* (m ² /h)	Tf (m ² /h)	Difus(m ² /h)	Sf	Sm	Tf (m ² /h)
W2v34	1,563E+00	1,192E-03	1,190E-03	1,002E+00	1,84E+04	1,192E-03
W2v65	2,857E+01	8,099E-03	2,874E-03	2,819E+00	1,21E+03	8,099E-03
W2v81	2,938E-03	1,153E-06	1,190E-04	9,685E-03	7,12E-01	1,153E-06
W2v111	6,093E-01	1,089E-04	5,952E-05	1,830E+00	1,34E+05	1,089E-04
W2a145	1,510E+01	7,243E-03	6,944E-04	1,043E+01	1,04E+03	7,243E-03
W2v154	8,595E+00	1,162E-02	5,952E-03	1,952E+00	3,59E+04	1,162E-02
W2v156	4,243E+00	3,516E-03	1,000E-03	3,516E+00	5,06E+01	3,516E-03
W2v162	4,661E+00	6,403E-03	1,528E-02	4,191E-01	6,71E+03	6,403E-03
W2v163	1,300E+01	1,758E-02	3,819E-02	4,602E-01	4,60E+04	1,758E-02
W2v172	2,611E-01	1,082E-04	5,952E-05	1,817E+00	1,34E+03	1,082E-04
W2v173	1,900E-03	3,439E-07	2,778E-05	1,238E-02	2,20E+01	3,439E-07
W2v197	1,900E-03	3,439E-07	2,778E-05	1,238E-02	2,20E+01	3,439E-07
W2v206	1,972E+00	1,462E-03	7,870E-04	1,858E+00	2,06E+04	1,462E-03
W2v217	4,010E-03	6,996E-07	1,389E-05	5,037E-02	2,01E+02	6,996E-07
W2v220	1,081E+00	7,777E-04	1,333E-03	5,832E-01	8,40E+04	7,777E-04
W2a267	1,529E-01	1,834E-05	4,722E-05	3,883E-01	1,55E+02	1,834E-05
W2a269	3,792E-01	1,364E-04	1,208E-04	1,129E+00	1,63E+02	1,364E-04
W2v284	1,287E+01	7,858E-03	5,747E-04	1,367E+01	2,34E+01	7,858E-03
W2v285	4,568E-02	7,770E-06	9,259E-05	8,391E-02	4,14E+01	7,770E-06
W2v286	2,859E+01	3,741E-02	6,818E-03	5,486E+00	1,63E+05	3,741E-02
W2v296	2,698E+00	1,000E-03	2,976E-05	3,361E+01	1,54E+05	1,000E-03
W2v307	3,056E-01	5,531E-05	5,859E-06	9,440E+00	3,69E+03	5,531E-05
W2v312	1,341E+01	1,814E-02	1,603E-03	1,132E+01	1,51E+04	1,814E-02
W2v322	1,418E-01	1,051E-04	2,083E-04	5,045E-01	1,14E+03	1,051E-04
W2v324	1,418E-01	1,051E-04	2,083E-04	5,045E-01	1,14E+03	1,051E-04
W2v332	1,645E+00	6,813E-04	7,246E-05	9,402E+00	2,56E+03	6,813E-04
W2v338	5,216E-03	3,867E-06	6,720E-04	5,754E-03	5,39E-01	3,867E-06
W2v349	1,510E+00	2,041E-03	9,259E-03	2,205E-01	9,80E+03	2,041E-03
W2v368	1,650E+00	1,259E-03	2,000E-03	6,296E-01	9,07E+04	1,259E-03
W2v156a	2,871E-02	1,252E-06	6,410E-05	1,953E-02	4,16E+02	1,252E-06

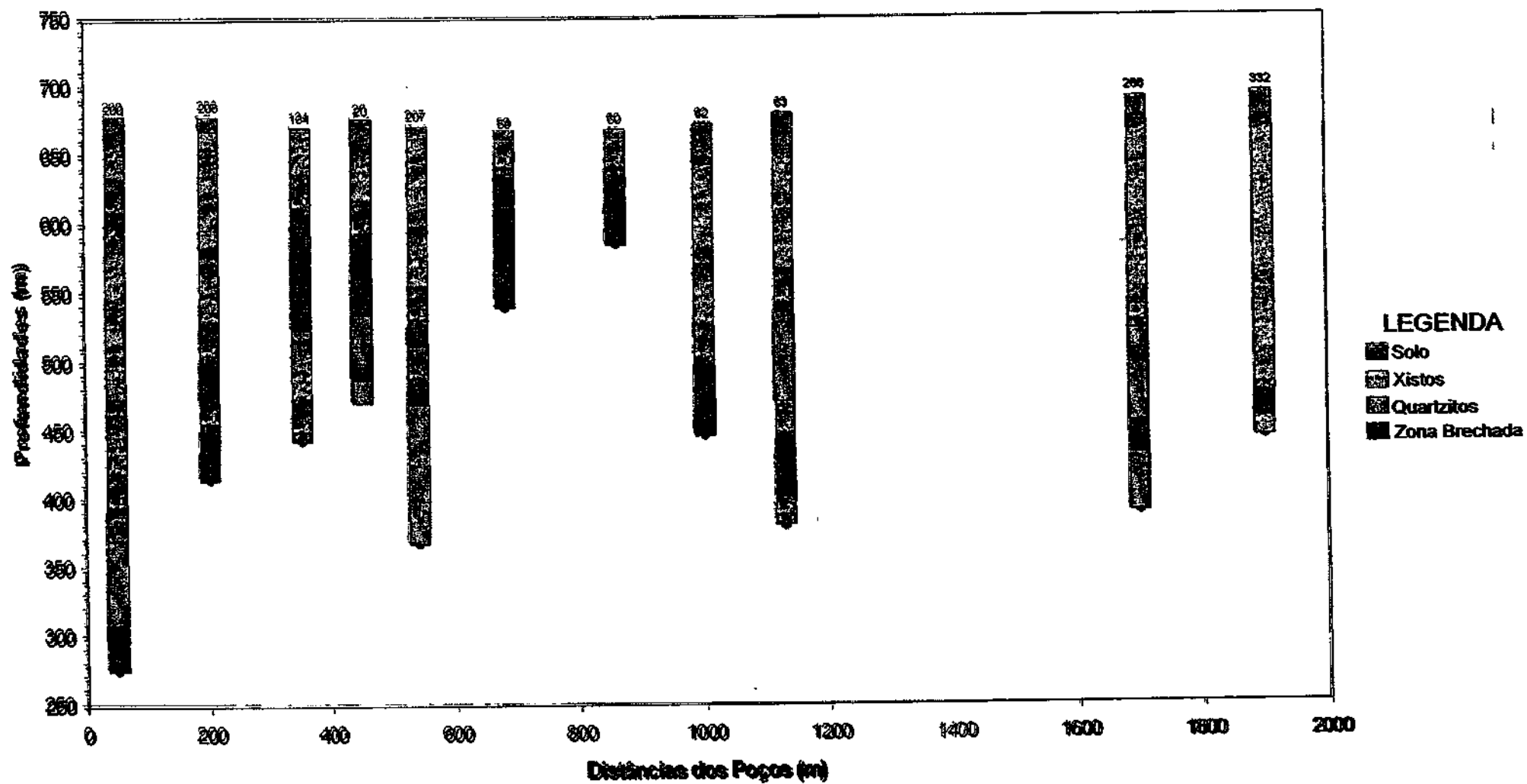
OBS: Y* - capacidade específica fractal; Tf - transmissividade; Difus. - Difusividade;

Sf - Armazenamento; Sm - Armazenamento matricial, (valores anormais).

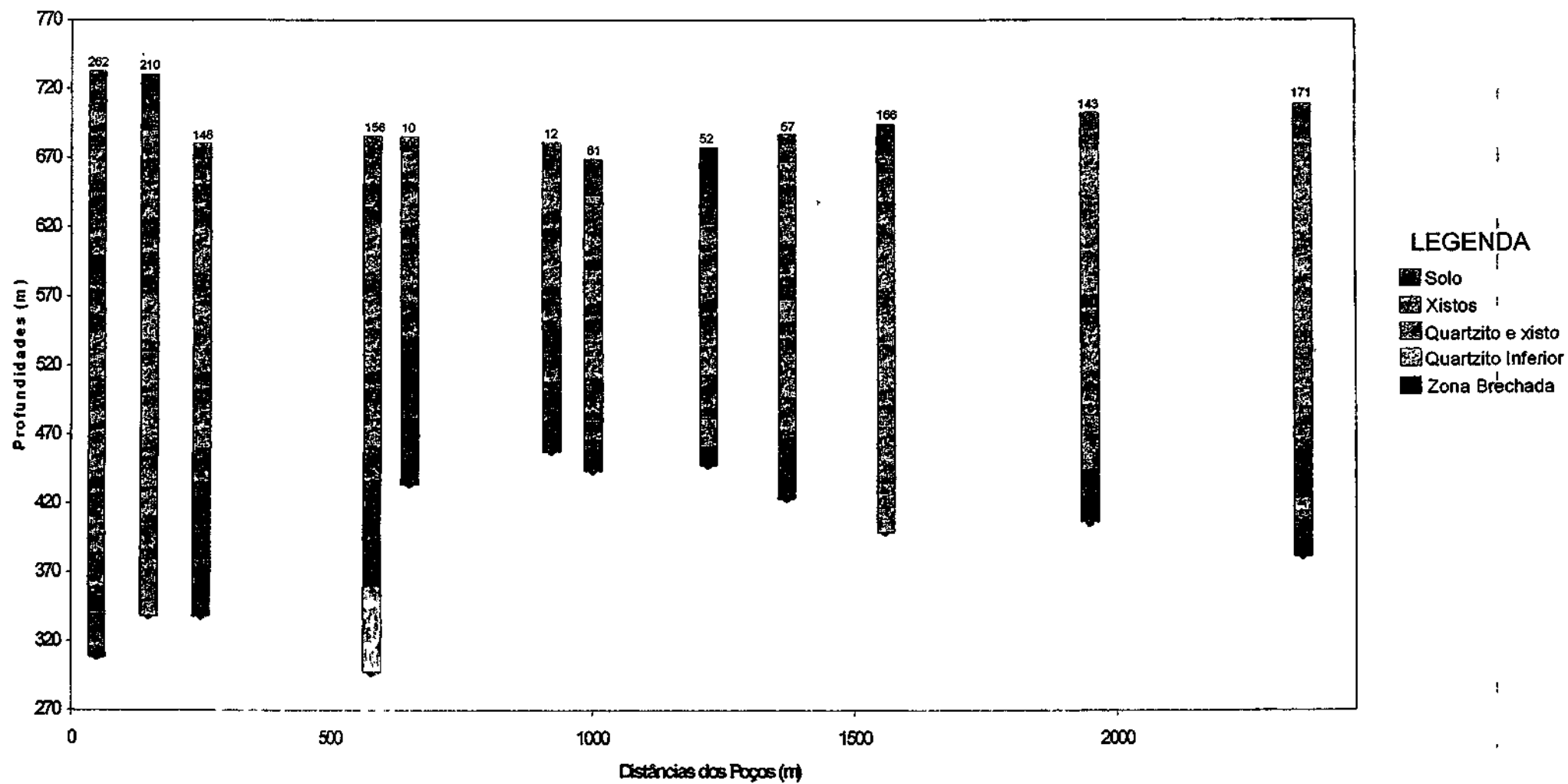
XIII.7 LOCALIZAÇÃO DAS SEÇÕES DE PERFIS LITOLÓGICOS DE POÇOS



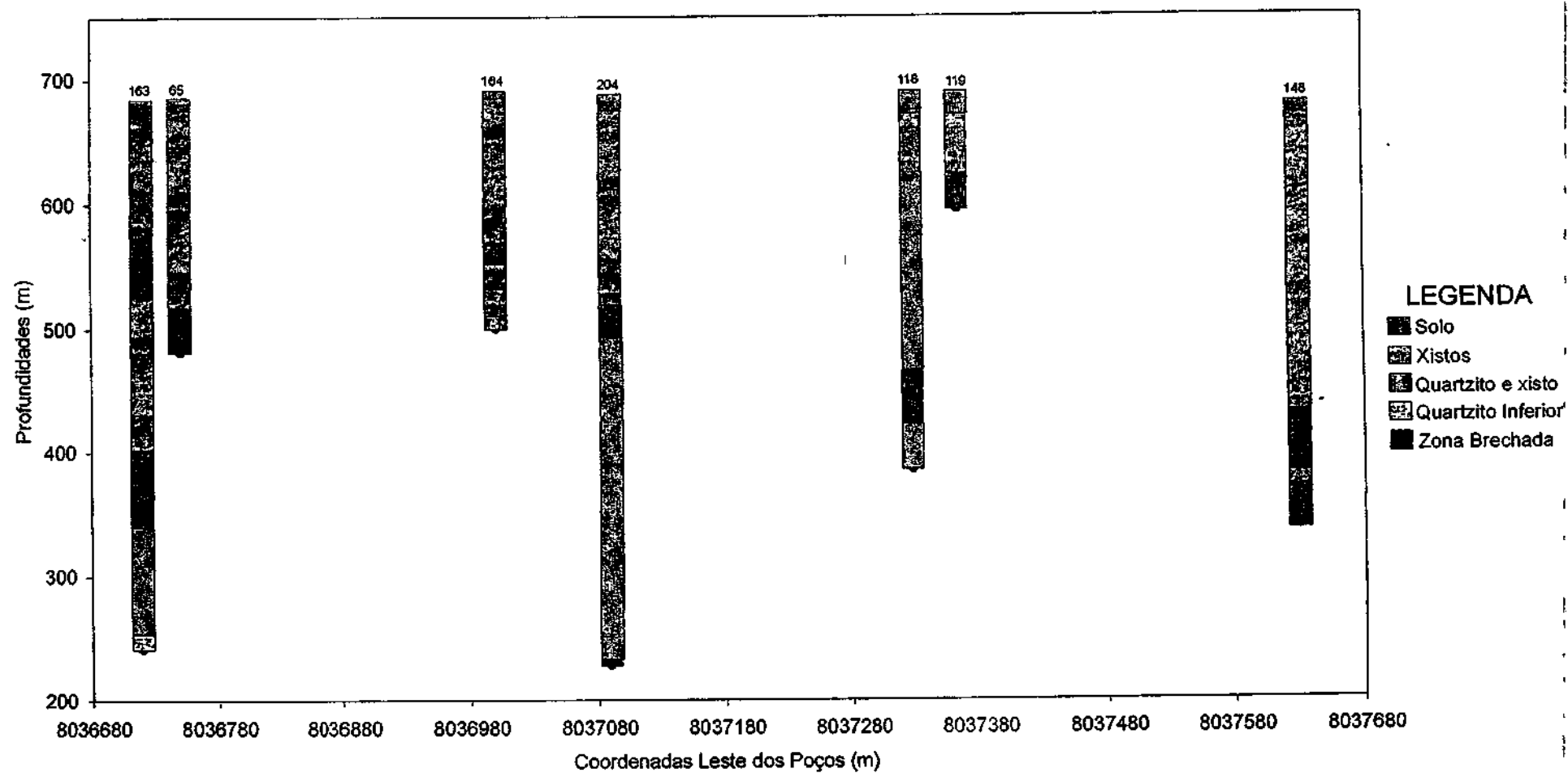
XIII.7.1 Seção de perfis litológicos de poços (NE-SW)



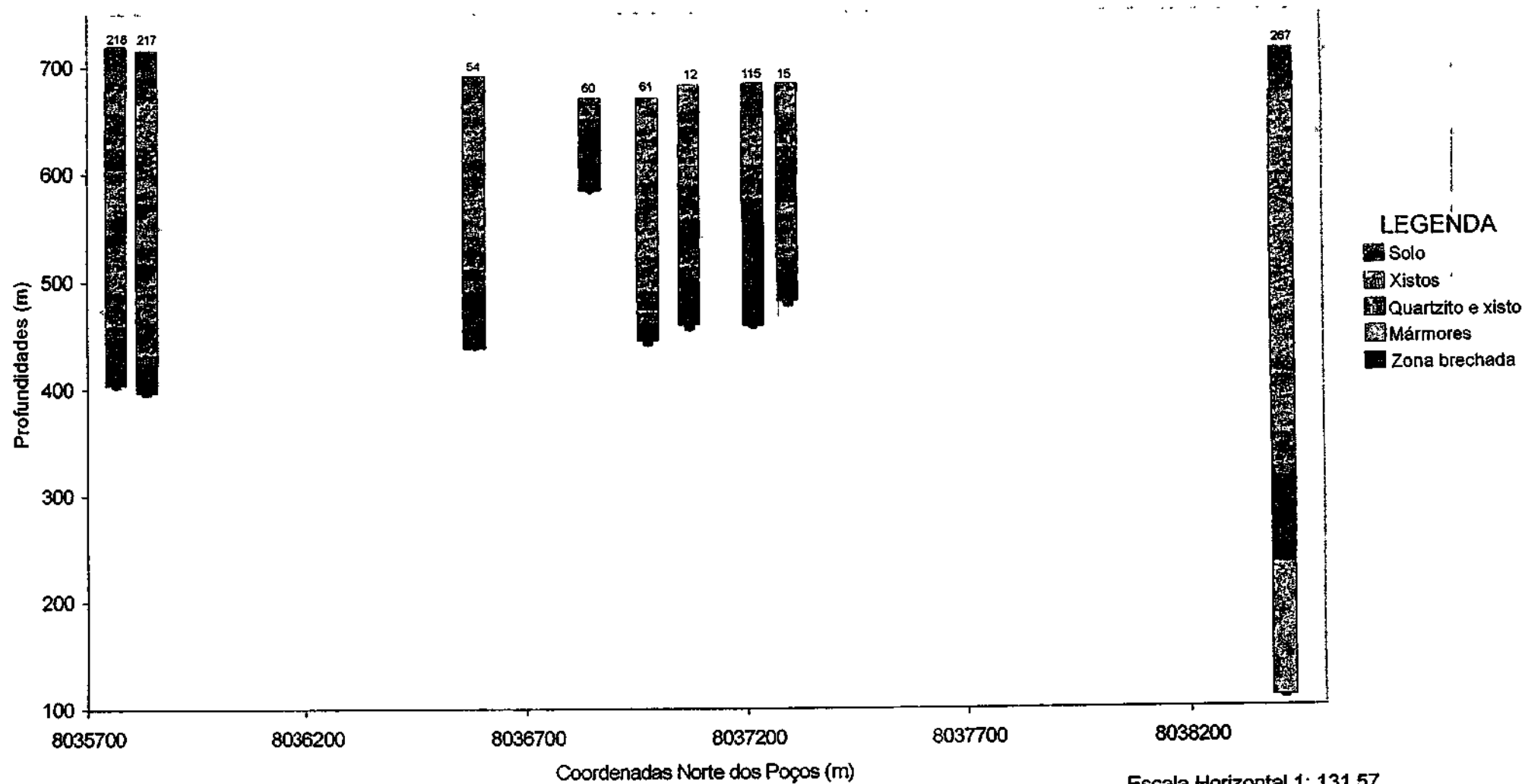
XIII.7.2 Seção de perfis litológicos de poços (NW-SE)



XIII.7.3 Seção de perfis litológicos de poços (S-N1)

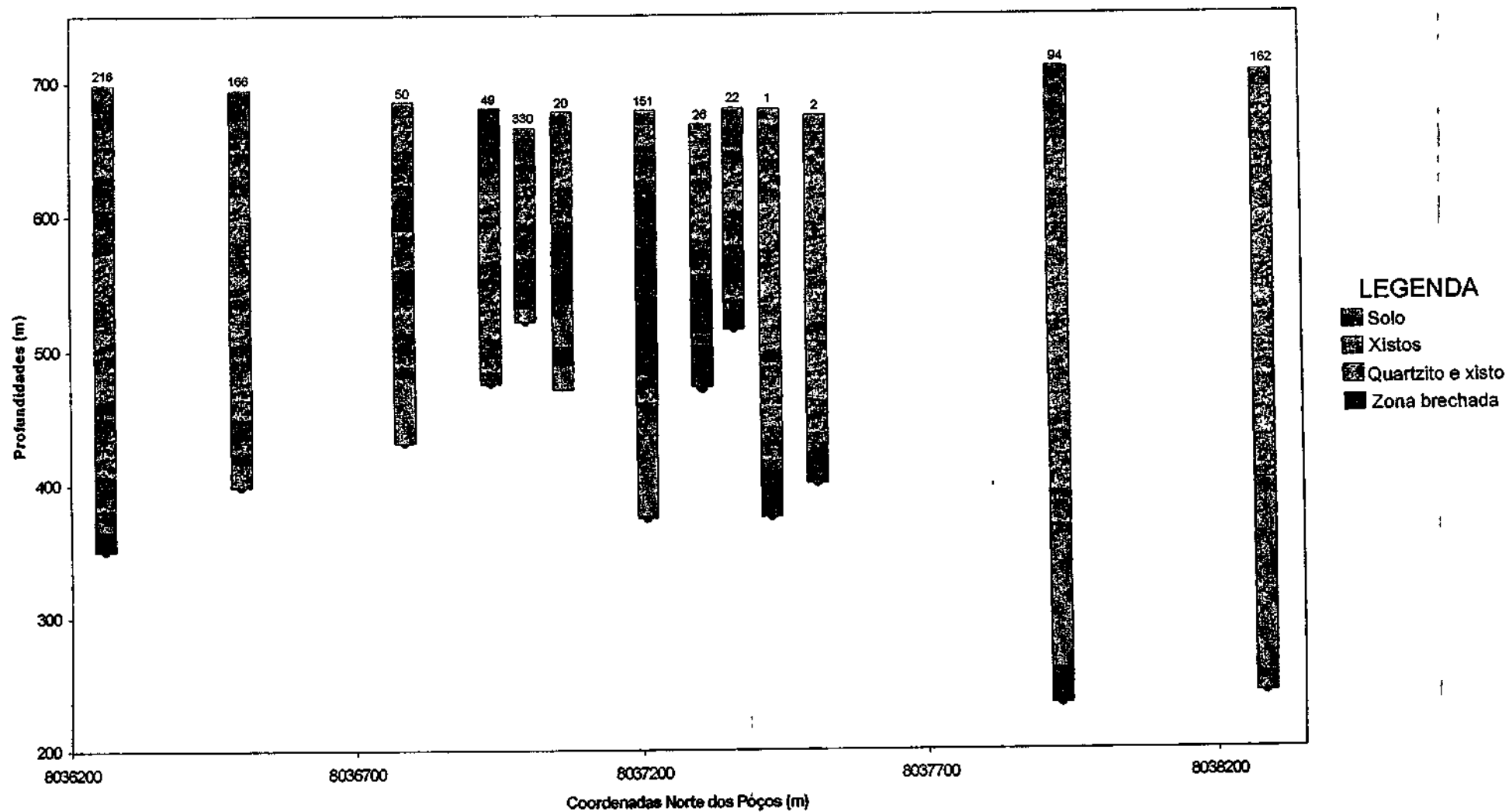


XIII.7.4 Seção de perfis litológicos de poços (S-N2)



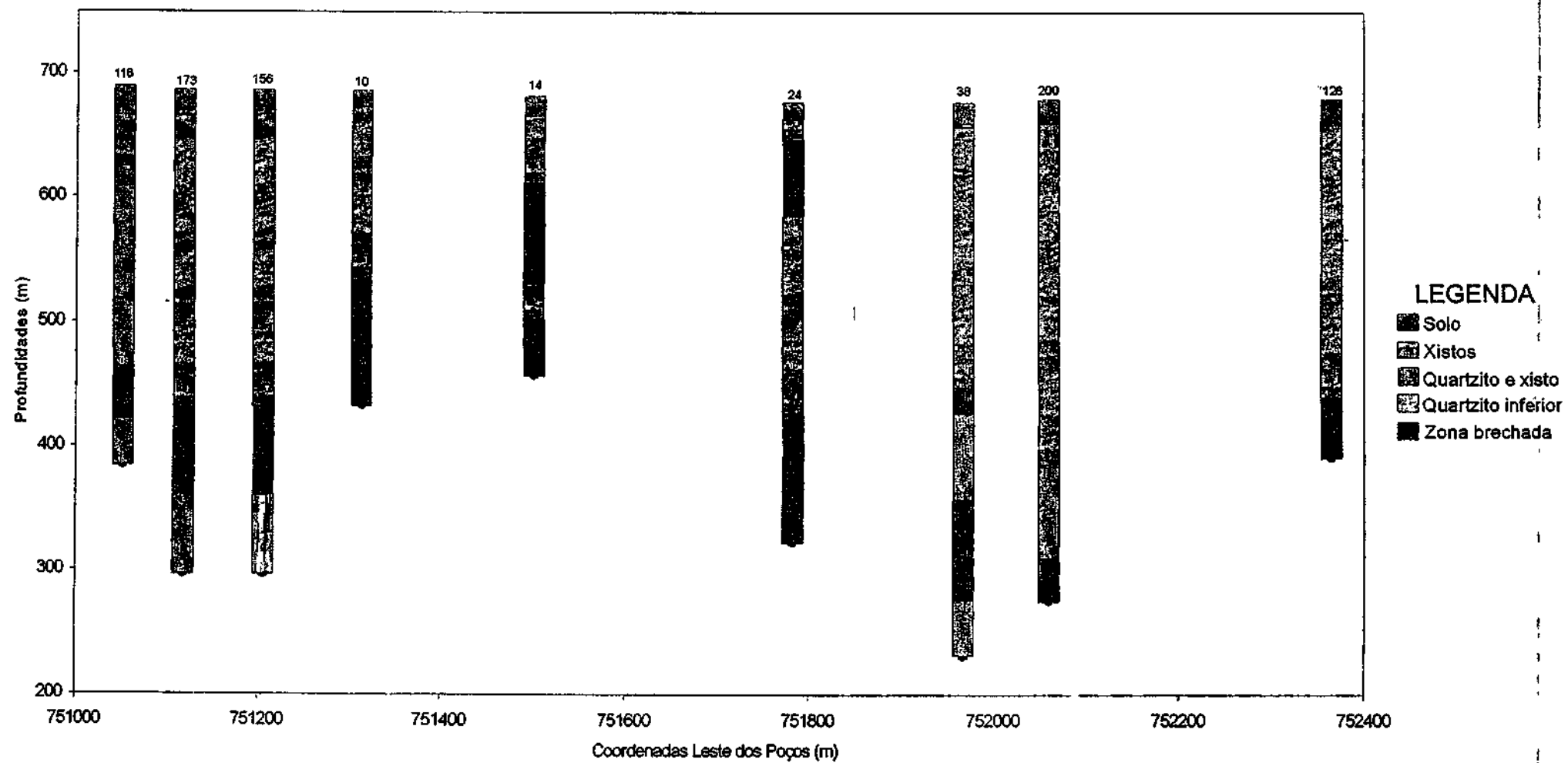
Escala Horizontal 1: 131.57
Escala Vertical 1: 54.55

XIII.7.5 Seção de perfis litológicos de poços (S-N3)



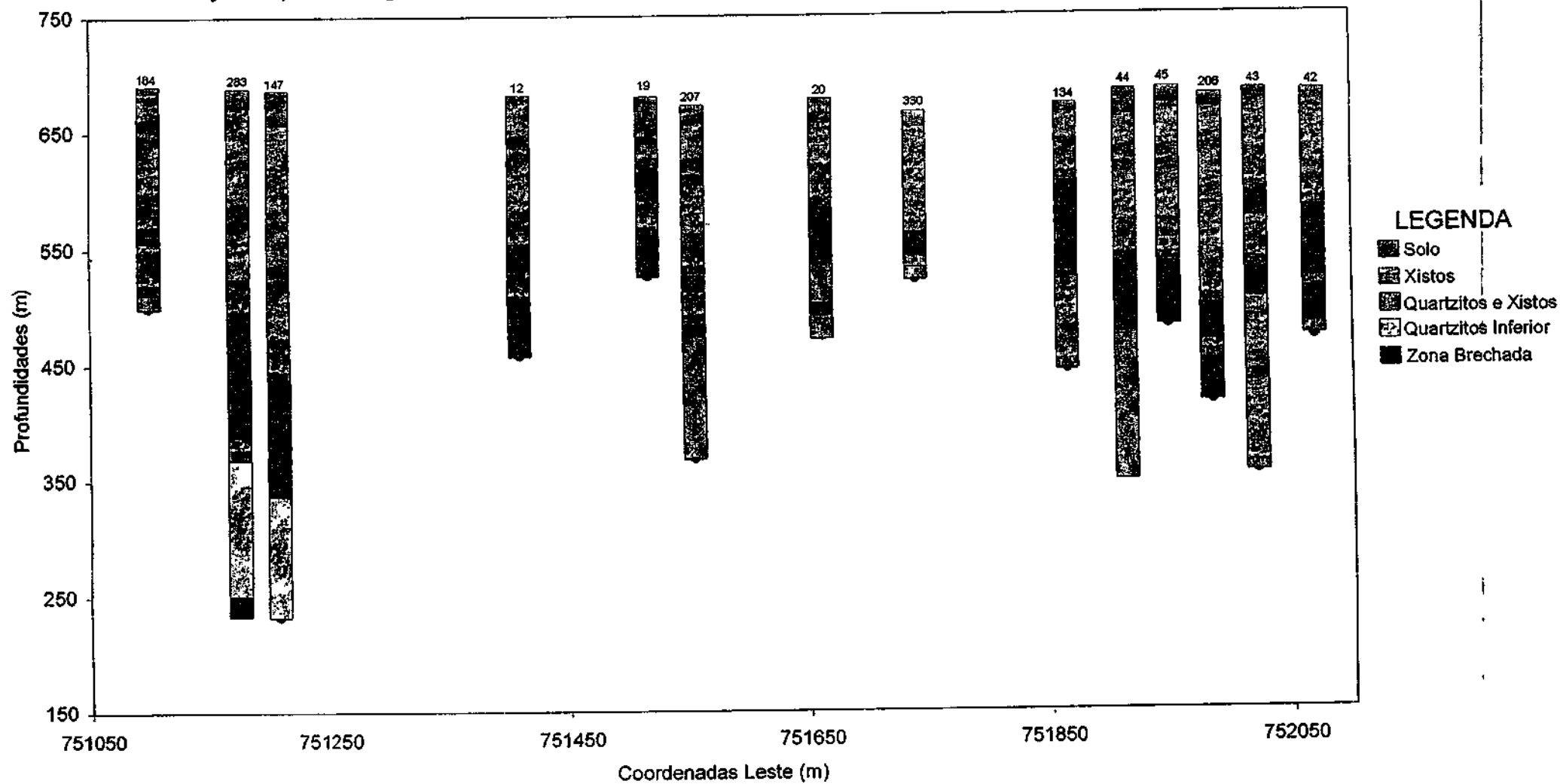
Escala Horizontal 1: 102.04
Escala Vertical 1: 044.64

XIII-7.6 Seção de perfis litológicos de poços (W-E1)

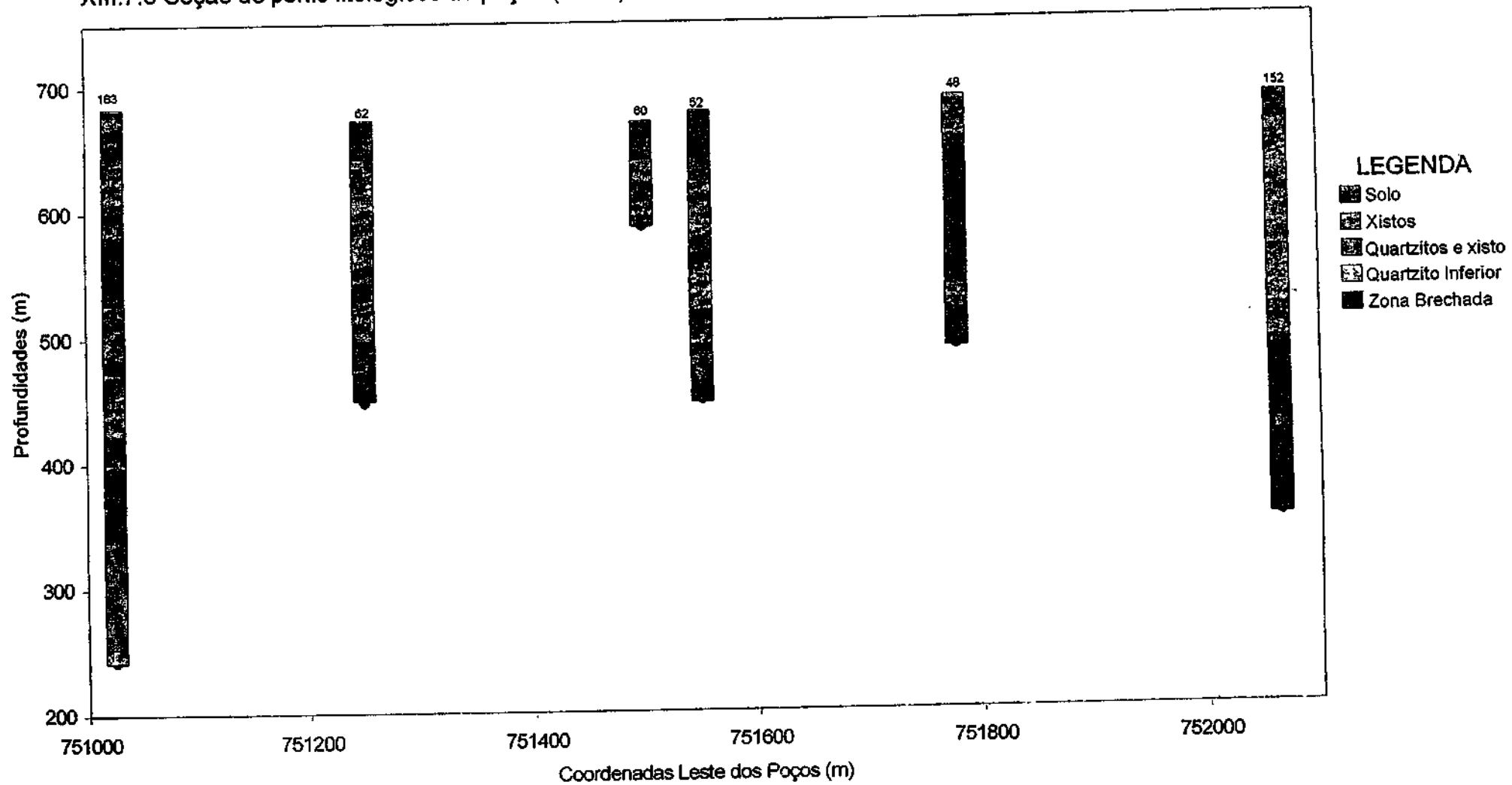


Escala Horizontal 1: 108.11
Escala Vertical 1: 041.66

XIII.7.7 Seção de perfis litológicos de poços (W-E2)



XIII.7.8 Seção de perfis litológicos de poços (W-E3)





UNICAMP

UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

Pós-Graduação em Geociências

Área de Metalogênese

ALFREDO ROSSETTO NUNES

Análise de Dados Geológicos, Geofísicos e de Sensoriamento Remoto para Geração de Modelos Prospectivos para a Região de Serra Leste, Carajás (PA).

Dissertação apresentada ao Instituto de Geociências como parte dos requisitos para obtenção do título de Mestre em Geociências – Área de Metalogênese.

Orientador: Prof. Dr. Carlos Roberto de Souza Filho

Co-orientadora: Profa. Dra. Adalene Moreira Silva

Este exemplar corresponde a redação final da tese defendida por Alfredo Rossetto Nunes e aprovada pela Comissão Julgadora em 31/10/2002

Carlos R. S. Filho

ORIENTADOR

CAMPINAS - SÃO PAULO

Julho - 2002

UNICAMP

BIBLIOTECA CENTRAL



2003061949

FICHA CATALOGRÁFICA ELABORADA PELA
BIBLIOTECA DO IG - UNICAMP

Nunes, Alfredo Rossetto

N922a

Análise de dados geológicos, geofísicos e de sensoriamento remoto para geração de modelos prospectivos para a região de Serra Leste, Carajás (PA) / Alfredo Rossetto Nunes.- Campinas, SP.: [s.n.], 2002.

Orientadores: Carlos Roberto de Souza Filho, Adalene Moreira Silva
Dissertação (mestrado) Universidade Estadual de Campinas, Instituto de Geociências.

1. Geologia – Métodos estatísticos. 2. Geofísica – Métodos estatísticos. 3. Sensoriamento Remoto – Carajás, Serra do (PA). 4. Processamento de Imagens – Técnicas digitais – Sensoriamento Remoto. I. Souza Filho, Carlos Roberto de. II. Silva, Adalene Moreira. III Universidade Estadual de Campinas, Instituto de Geociências IV. Título.



UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS
ÁREA DE METALOGÊNESE

AUTOR: ALFREDO ROSSETTO NUNES

Análise de Dados Geológicos, Geofísicos e de Sensoriamento Remoto para
Geração de Modelos Prospectivos para a Região de Serra Leste, Carajás (PA).

ORIENTADOR: Prof. Dr. Carlos Roberto de Souza Filho

CO-ORIENTADORA: Profa. Dra. Adalene Moreira Silva

Aprovada em: 31/10/02

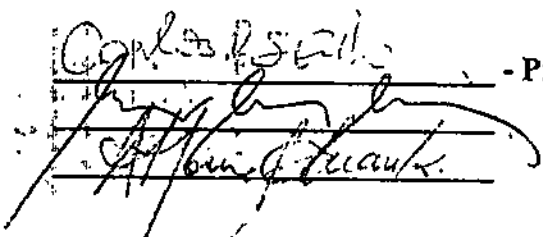
PRESIDENTE: Prof. Dr. Carlos Roberto de Souza Filho

EXAMINADORES:

Prof. Dr. Carlos Roberto de Souza Filho

Prof. Dr. Augusto Cesar Bittencourt Pires

Prof. Dr. Alfonsö Schrank

 - Presidente

Campinas, 31 de outubro de 2002



UNICAMP

**UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**

Análise de Dados Geológicos, Geofísicos e de Sensoriamento Remoto para Geração de Modelos Prospectivos para a Região de Serra Leste, Carajás (PA)

RESUMO

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Alfredo Rossetto Nunes

A região de Serra Leste, Carajás (PA), compreende diversos contextos geológicos aos quais uma grande variedade de depósitos e ocorrências minerais encontram-se relacionados.

Dado o grande potencial prospectivo da região, a Companhia Vale do Rio Doce levantou um considerável acervo de dados sobre a região de Serra Leste, incluindo aqueles derivados de campanhas de mapeamento geológico, levantamentos geofísicos aéreos de alta resolução e imageamento por sensores remotos passivo (multiespectral) e ativo (RADAR).

O objetivo deste trabalho foi o de agregar subsídios para o estabelecimento de um modelo prospectivo regional para mineralizações de platinóides, a partir do processamento digital, integração e análise dos dados geológicos, geofísicos e de sensoriamento remoto. Para tal, foram utilizados o mapa geológico do bloco Serra Leste, os dados de levantamentos geofísicos aéreos (magnetometria, gamaespectrometria e eletromagnético no domínio do tempo), imagens do Enhanced Thematic Mapper Plus (Landsat 7), incluindo a banda pancromática com 15 metros de resolução espacial, e do RADARSAT no modo Fine, com resolução espacial de 8 metros.

A análise dos dados geológicos e geofísicos indicou uma boa correspondência das áreas de afloramento dos complexos máficos e ultramáficos com os valores baixos do canal do tório na gamaespectrometria. As unidades ultramáficas, principais hospedeiras da mineralização de EGP, são muito bem representadas pelo sinal analítico do campo magnético anômalo e pelas anomalias de condutância aparente do sistema GEOTEM. As imagens do ETM Plus (Landsat 7) processadas a partir da técnica Feature Oriented Principal Component Selection (FPCS) adaptada, possibilitou o realce das áreas ricas em minerais dos grupos das hidroxilas e em óxido de ferro, gerados a partir do intemperismo de rochas ultramáficas.

A análise espacial integrada dos produtos do processamento digital dos dados, usando como modelo o depósito de EGP do Luanga, permitiu a elaboração de um modelo prospectivo, que sugere áreas favoráveis para a prospeção de EGP na região de Serra Leste.



UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

Development of Prospective Models through Geological,
Geophysical and Remote Sensing Data Analysis, in the Serra Leste Region, Carajás
(PA)

ABSTRACT

Masters Thesis

Alfredo Rossetto Nunes

The Serra Leste region, located in the northeast portion of the Carajás Mineral Province (State of Pará, Brazil), hosts several mineral deposits and mineralisations that are related to different geological settings. The Companhia Vale do Rio Doce holds the majority of the property claims in the region and motivated by its prospective potential, the company has built a vast data set, including geologic maps at various scales, high resolution airborne geophysical data and passive (multispectral) and active (radar) remote sensing imagery.

The aim of the present work is to integrate these information, via digital data processing and analysis, in order to create a regional prospective model for PGE mineralisations in Carajás. The data set comprises a regional geological map, airborne geophysics (magnetometry, radiometry and time domain electromagnetics), Landsat 7/Enhanced Thematic Mapper Plus (including the 15m resolution panchromatic band) and RADARSAT (8m resolution fine path) imagery.

Geological and geophysics data analysis indicate a good correspondence between areas with mafic-ultramafic rocks and low values in gamma spectrometry, particularly in the thorium channel. The ultramafic units of the complexes, the main host rock of the mineralisation, are soundly mapped by the analytic signal from the residual magnetic field and by the apparent conductance anomalies yielded through the GEOTEM system. The ETM Plus images processed by an adapted algorithm of the *Feature Oriented Principal Component Selection* (FPCS) technique, highlighted the hydroxyl minerals, generated through weathering of ultramafic rocks, and iron oxide-rich areas.

The combination of the products of digital processing and data analysis, with updated geological data of the Serra Leste region and the Luanga deposit, supported the assembly of a regional prospective model for PGE and allowed the selection of new targets within the studied area.

Aos meus pais,
às minhas irmãs
e à minha família.

AGRADECIMENTOS

Ao professor Dr. Carlos Roberto de Souza Filho, pela orientação, pelo acompanhamento, pelo incentivo e principalmente pela paciência.

A Companhia Vale do Rio Doce, nas pessoas de Paulo Sérgio Ribeiro Machado e José Luzimar do Rego, pelo suporte financeiro e pela disponibilidade de tempo, que possibilitaram a realização deste trabalho. Ainda gostaria de agradecer à CVRD pelo fornecimento das imagens dos sensores remotos.

A Docegeo, nas pessoas de Armando Álvares de Campo Cordeiro e Célio Ferreira Barreira, pela disponibilização dos dados geológicos e geofísicos, que possibilitaram a realização deste trabalho e pela excelente oportunidade de trabalhar na região de Serra Leste.

A minha co-orientadora Dra. Adalene Moreira Silva, pela orientação nos trabalhos de processamento digital e interpretação dos dados aerogeofísicos, pelo apoio e pela amizade durante essa jornada.

Aos professores da UnB Dr. Augusto César B. Pires e Dr. Roberto Alexandre V. de Moraes pela oportunidade da iniciação em magnetometria e gamaespectrometria.

A Carlos Henrique Cravo Costa, pelo apoio incondicional, pelo interesse declarado, pelas longas discussões sobre o tema, pelo fornecimento de dados e acima de tudo pela oportunidade de participar da equipe do Projeto Platina, composta, além deste por: Paulo E. Amorim Lima, Fernando B. Tallarico e Luiz Barrôso Magno Jr., a quem também gostaria de externar a satisfação em participar da equipe e do desafio da prospecção de mineralizações de elementos do grupo da platina nos complexos máfico-ultramáficos da região de Serra Leste.

Ao professor Dr. Roberto Xavier pelo incentivo a enfrentar este desafio. Aos professores do IG-Unicamp, nas pessoas de Bernardino Figueiredo, Elson Paiva, Alfonso Schrank, Ardemirio Barros, Álvaro Crósta, Asit Choudouri, Jacinta Einzweiler, entre outros, por proporcionarem uma carga adicional à minha bagagem profissional.

Ao colega Fernando Tallarico pelo apoio na largada e na reta final deste percurso.

Aos funcionários e colegas do IG-UNICAMP: Valdirene Pinotti, Carlos Tápia, Rodrigo Bastos, Alessandro Silva, Rigoberto Suzana, Heitor Maia, Márcio Ferrari, Carrera, Irian, Fábio, Guilherme, entre outros tantos, pelo apoio, companheirismo e amizade durante os períodos que estive em Campinas.

Aos colegas do Laboratório de Geofísica Aplicada da UnB, Alexandre Amorim e Marcelo Leão, pela ajuda com *software* e pela amizade.

Em especial, à Cristina, Rebeca e Débora, pelo amor, carinho, apoio incondicional e incentivo, para que esta dissertação se tornasse uma realidade.

SUMÁRIO

I – Introdução

1 – Introdução.....	1

II – Contexto Geológico, Geotectônico e Metalogenético da Região de Serra Leste – Carajás (PA)

2.1- Contexto Regional.....	6
2.2 - Geologia da Área de Serra Leste.....	6
2.2.1-Complexo Xingu.....	7
2.2.2 - Grupo Grão Pará.....	11
2.2.3 - Grupo Rio Novo.....	11
2.2.4 - Grupo Rio Fresco.....	12
2.2.5 - Rochas intrusivas.....	13
2.2.5.1 - Granitos Arqueanos.....	14
2.2.5.2 - Granitos Paleoproterozóicos.....	14
2.2.5.3 - Corpos Máfico-ultramáficos - Complexo Luanga.....	15
2.2.5.4 - Corpos Gabróicos.....	16
2.3 - Ambiente Geotectônico.....	16
2.4 - Contexto Estrutural.....	18
2.5 - Metalogênese.....	22

III - Processamento dos Dados Aeromagnéticos, Gamaespectrométricos e Eletromagnéticos da Área de Serra Leste, Serra dos Carajás, Pará.

3.1 – Introdução.....	29
3.2 – Materiais.....	29
3.3 – Métodos.....	33
3.3.1 - O pré-processamento e o processamento dos dados de Serra Leste.....	33
3.3.2 - O realce dos dados aeromagnéticos.....	42
3.3.2.1 - Espectro Radial de Potência.....	38
3.3.2.2 - Continuação ascendente do campo magnético anômalo.....	45
3.3.2.3 - Primeira derivada vertical do campo magnético anômalo.....	45
3.3.2.4 - Derivadas horizontais em X, Y e gradiente horizontal total (GH).....	46
3.3.2.5 - Amplitude do sinal analítico de ordem zero (onde $n=0$).....	50
3.3.2.6 - A Fase do Sinal Analítico.....	53
3.3.2.7 - Deconvolução de Euler.....	56
3.3.3 - Realce dos Dados Gamaespectrométricos.....	62
3.3.4 - Apresentação dos Dados Eletromagnéticos no Domínio do Tempo.....	71

IV- Processamento e Interpretação dos Dados dos Sensores LANDSAT – 7/Enhanced Thematic Mapper Plus (ETM+) e RADARSAT

4.1 – Introdução.....	81
4.2 – Materiais.....	81
4.2.1 - Dados do Landsat-7/Enhanced Thematic Mapper Plus.....	81
4.2.2 - Dados do RADARSAT.....	83
4.3 - Processamento Digital dos Dados de Sensoriamento Remoto.....	84
4.3.1. Dados do Landsat-7/Enhanced Thematic Mapper Plus.....	84
4.3.1.1 - Pré-processamento.....	85
4.3.1.2 - Processamento.....	86

4.3.2 - Dados do RADARSAT.....	97
4.3.2.1 - Correção Geométrica.....	98
4.3.2.2 - Filtragens e Realces.....	99
4.3.2.3 - Produtos Integrados.....	102
V- Interpretação e Integração dos Dados Aerogeofísicos e de Sensoriamento Remoto, para a Geração de Modelos Prospectivos para EGP na Região de Serra Leste	
5.1. Introdução.....	103
5.2 - Interpretação dos dados aerogeofísicos.....	103
5.2.1 - Magnetometria.....	103
5.2.2 - Gamaespectrometria.....	106
5.2.3 - Eletromagnetismo no Domínio do Tempo.....	108
5.3 - Interpretação dos Dados de Imageamento Passivo (Landsat- 7/ETM+) e Ativo (RADARSAT).....	109
5.4 - Análise e Interpretação dos Produtos Integrados da Imagem RADARSAT com Aeromagnéticos e Aerogamaespectrométricos.....	110
5.5 - Assinatura Geofísica e Espectral dos Metalotectos Associados aos Depósitos de EGP em Serra Leste.....	111
5.6 - Geração do Modelo Prospectivo para Elementos do Grupo da Platina na Região de Serra Leste.....	116
VI - Conclusões.....	120

TABELAS

Tabela 2.1 - Concentração de PGE (ppb) e Au (ppm) no cromititos do complexo Luanga.

Tabela 4.1 - Características das bandas espectrais do Enhanced Thematic Mapper Plus (ETM+). O espectro compreendido da Banda 6 é, na realidade, sensoriado com uma banda de alto ganho (banda 6.1) e uma banda de baixo ganho (banda 6.2).

Tabela 5.1 - Características principais dos depósitos minerais de Serra Leste

Tabela 5.2 - Sumário das assinaturas mapeadas para os depósitos e mineralizações de EGP e Cu-Au-U-ETR-Fe, da região de Serra Leste.

FIGURAS

Figura 1.1 - Mapa de localização

Figura 1.2 - Imagem do ETM+ (Landsat 7), mostrando a localização dos principais depósitos minerais da Província Mineral de Carajás e a localização da área de Serra Leste.

Figura 1.3 - Macro fluxograma do processo de utilização de sensoriamento remoto na prospecção de metais preciosos.

Figura 2.1 - Mapa Geológico do Cinturão de Cisalhamento Itacaiunas, segundo Docegeo (1988).

Figura 2.2 - Coluna lito-estratigráfica do CCI proposta por Docegeo (1988), com adaptações de Araújo & Maia (1991), Macambira & Lafont (1995), Pinheiro & Holdsworth (1997) e Huhn et al. (1999).

Figura 2.3 - Mapa Geológico da Área Serra Leste.

Figura 2.4 - Sistema Transcorrente Cinzento segundo Siqueira (1996).

Figura 2.5 - Evolução estrutural da região de Carajás segundo Pinheiro e Holdsworth (1997).

Figura 3.1 - Mapa de linhas de voo do aerolevantamento gamaespectrométrico e eletromagnético no domínio da frequência (GEOMAG, 1993). As linhas de voo estão espaçadas de 250 m e orientadas NS, enquanto as de controle são espaçadas de 5000 m e orientadas perpendicularmente às anteriores. O detalhe abaixo a direita mostra a exclusão de leituras devido problemas de posicionamento da aeronave (cruzamento de linhas).

Figura 3.2 - Mapa das linhas de voo do aerolevantamento magnetométrico e eletromagnético no domínio da tempo (GEOTERREX-DIGHEM, 1999). As linhas de voo de direção norte-sul estão espaçadas de 250 m, enquanto as de controle, leste-oeste, estão espaçadas de 6000 m. A figura exemplifica dois testes efetuados no pré-processamento dos dados para a avaliação e eliminação de ruídos, denominados de diferença quarta e parâmetro P (Blum, 1999). O perfil ilustra a consistência dos dados e ausência de problemas como ruído e posicionamento.

Figura 3.3 - Arranjo do sistema eletromagnético GEOTEM, no domínio do tempo. O sistema GEOTEM possui um receptor com três bobinas, duas horizontais, nas direções X e Y e uma vertical na direção Z, um transmissor com bobina de eixo vertical. A separação horizontal entre o transmissor e o receptor é de 125 metros, enquanto que a vertical entre o transmissor e receptor é 50 metros (GEOTERREX Transient Electromagnetic system, 1998).

Figura 3.4 - Fluxograma mostrando o método utilizado no processamento dos dados magnetométricos.

Figura 3.5 - a) Imagem do campo magnético anômalo interpolada pelo método da curvatura mínima, iluminada de leste para oeste. b) Imagem do campo magnético anômalo interpolada pelo método bi-direcional, iluminada de leste para oeste. Ambas as imagens mostram artefatos N-S, provenientes de imperfeições após o nivelamento das malhas de amostragem.

Figura 3.6 - Imagem do campo magnético anômalo, micronivelada e iluminada de leste para oeste. Alguns ruídos remanescentes, principalmente, nas áreas de baixa intensidade magnética, foram removidos através da aplicação de um filtro de média móvel, do tipo Hanning, com janela de 3x3. Observam-se as descontinuidades referentes: ao lineamento cinzento de direção WNW, às

estruturas de segunda ordem do lineamento cinzento, ao acamamento ígneo nos complexos máfico ultramáficos Luanga, Luanga Sul, Órion e Afrodite e às formações ferríferas.

Figura 3.7 - Espectro de potência de energia do campo magnético anômalo, indicando profundidade de 1km para as fontes profundas e 400 metros para as fontes intermediárias, segundo Spector e Grant (1970).

Figura 3.8 - Continuação ascendente do campo magnético anômalo para uma altura de 187 metros, ou seja, três vezes o espaçamento das linhas de vôo, conforme sugerido por Silva (1999). As unidades importantes da área são correlacionadas às zonas de alta frequência, que quando analisadas separadamente das fontes mais rasas, mostram a mesma expressão.

Figura 3.9 - Imagem da derivada vertical de primeira ordem, do campo magnético anômalo, iluminada de E para W, mostrando uma série de lineamentos orientados NE associados aos complexos máfico ultramáficos e feições N-S relacionadas aos diques gabróicos neoproterozóicos.

Figura 3.10 - Imagens em falsa cor das derivadas horizontais nas direções X e Y. Notar que essas imagens realçam as bordas, principalmente das feições NE, relacionadas às unidades ultramáficas dos complexos máfico ultramáficos. Mostram feições sutis de direção aproximada N-S, relacionadas aos diques de gabro com magnetita do Neoproterozóico. O lineamento da Zona de Cisalhamento Transcorrente do Cinzento (ZCTC) também pode ser observado.

Figura 3.11 - Imagem falsa cor do gradiente horizontal, iluminada de E para W, mostrando um gradiente lateral para as anomalias magnéticas, com ampliação nas bordas. O lineamento cinzento é bem representado, indicando um arrasto sinistral das unidades geofísicas e litoestratigráficas que representam os complexos Luanga e Luanga Sul; ao longodeste lineamento, ocorrido na terceira fase de deformação e que foi precedido por um movimento dextral na segunda fase de deformação, indicado pela geometria desses complexos.

Figura 3.12 - A composição do sinal analítico, a partir da combinação das derivadas horizontais e vertical, gera a amplitude do sinal analítico. Os valores máximos desse sinal podem ser usados para determinar as bordas do corpo e estimar suas profundidades (Roest et al. 1992; Hsu et al. 1996).

Figura 3.13 - Imagem falsa cor da amplitude do sinal analítico de ordem zero, iluminada de Leste para Oeste, mostrando: a) anomalias NE correlacionadas às unidades ultramáficas dos complexos máfico ultramáficos arqueanos (Luanga, Luanga Sul, Pégasus, Luanga Norte e Formiga; b) Anomalias com formas predominantemente circulares sob as formações ferríferas do depósito de Ferro Serra Leste no centro Norte da área; c) feições discretas orientadas NS a NNW relacionadas à resposta magnética dos diques de gabro com magnetita do Neoproterozóico, destacadas em linhas azuis; d) um conjunto de anomalias de alta frequência e alta amplitude do sinal analítico, na porção central da área correspondente às áreas de afloramento dos complexos máfico ultramáficos Órion e Afrodite. As linhas em branco representam os eixos das anomalias da fase do sinal analítico.

Figura 3.14 - Imagem em tons de cinza, da fase do sinal analítico, ressaltando os eixos do sistema de falhas transcorrentes de direção aproximada E-W, com caráter anastomosado. A Zona de Cisalhamento Transcorrente Cinzento (ZCTC), aparece como lineamento WNW, caracterizado pelo truncamento e o arrasto dos eixos ENE.

Figura 3.15 - Mapa de Soluções de Euler, índice estrutural zero ($dZ = 0 - 5\%$), mostrando alinhamento preferencial das soluções segundo a direção NE, na área de ocorrência dos complexos máfico ultramáficos, com profundidades variando de 500 a 400 m. Na área dos depósitos de ferro de Serra Leste as soluções de Euler indicam profundidades maiores que 600 metros, para a fonte das anomalias magnéticas.

Figura 3.16 - Mapa de soluções de Euler, índice estrutural 0,5 ($dZ = 0 a 5 \%$), mostrando o alinhamento segundo a direção NE preferencial das soluções, na área dos complexos máfico ultramáficos, com profundidades variando de 100 a 300 metros. Na porção centro Norte da área ocorre um conjunto de soluções com formato circular, com profundidades superiores a 600 metros, que corresponde à ocorrência de magnetita associada à formação ferrífera.

Figura 3.17 - Mapa de soluções de Euler, índice estrutural 1 ($dZ = 0 - 5\%$), mostrando alinhamento preferencial das soluções, segundo a direção NE, com soluções apresentadas em

conjuntos mais espessos, mostrando um gradiente lateral de profundidade, que varia de 35 a 400 metros.

Figura 3.18 – Mapa de soluções de Euler com índice estrutural 2 ($dZ = 0$ a 5%), que modela corpos com formas cilíndricas, mostra anomalias com profundidades em torno de 600 metros nos depósitos de ferro de Serra Leste, na porção centro-Norte da área.

Figura 3.19 – Mapa de soluções de Euler com índice estrutural 3' ($dZ = 0$ a 5%), que modela corpos com formas esféricas indica fontes com profundidades superiores a 600 metros sob os depósitos de ferro de Serra Leste e a Sul do garimpo do Formiga, onde ocorrem formações ferríferas bandadas ricas em magnetita.

Figura 3.20 – Método utilizado no processamento dos dados gamaespectrométricos.

Figura 3.21 – As imagens coloridas dos canais da gamaespectrometria, sobrepostas ao modelo digital de elevação, mostram que os domínios gamaespectrométricos estão relacionados com as unidades geológicas e não apresentam influência determinante do relevo.

Figura 3.22 – Imagem do canal da contagem total, micronivelada, pseudo iluminada de leste para oeste. Alguns ruídos remanescentes, foram removidos através da aplicação de um filtro de média móvel do tipo Hanning, com janela de 3 x 3. Observa-se a relação dos valores baixos com os complexos máfico ultramáficos: a) Luanga, b) Luanga Sul, c) Órion, d) Afrodite, e) Formiga, f) Luanga Norte, g) Pégasus e h) Centáuro. Os valores altos correspondem a unidades geológicas de natureza diversa, a saber: Complexo Xingu (AGRni e AgrGntton), Granito Estrela (AgrE), sericitizitos do Grupo Rio Novo (ARNq) e Granito Cigano (EoPgrC). O lineamento cinzento (ZCTC) e zonas de cisalhamento que compõem o *split* divergente de Serra Pelada, são representados nesta imagem pelo arrasto das unidades geológicas e gamaespectrométricas.

Figura 3.23 – Imagem do canal do potássio, micronivelada, pseudoiluminada de leste para oeste. Alguns ruídos remanescentes, foram removidos com a aplicação de um filtro de média móvel tipo Hanning, com janela 3 x 3. Os valores altos do canal do potássio, estão relacionados com metassedimentos do grupo Rio Novo (quartzitos – ARNq e metapelitos ARNm), que ocorrem intercalados na porção noroeste da área, aos granitos das suítes Estrela (AgrE) e Cigano (EoPgrC) e com os gnaisses tonalíticos do Complexo Xingu.

Figura 3.24 – Imagem do canal do urânio, micronivelada, pseudo iluminada de leste para oeste. Os ruídos remanescentes foram removidos com a aplicação de um filtro de média móvel tipo Hanning, com janela 3 x 3. Os valores mais altos do canal do urânio ocorrem nas áreas de afloramento dos granitos da suíte Estrela (AgrE) e do granito Cigano (EoPgrC) e nas porções SW e SE da área, relacionados à resposta dos granitos e gnaisses do Complexo Xingu. Valores intermediários representam a resposta dos quartzitos e metapelitos do Grupo Rio Novo (ARNq e ARNm) e das coberturas lateríticas do depósito de ferro Serra Leste (TQDL). Os complexos máfico ultramáficos a) Luanga, b) Luanga Sul, c) Órion, d) Afrodite, e) Formiga, f) Luanga Norte, g) Pégasus e h) Centáuro, são representados por valores baixos. A porção oriental do lineamento Cinzento é destacada nesta imagem.

Figura 3.25 – Imagem do canal do tório, micronivelada, pseudo iluminada de leste para oeste. Os ruídos remanescentes foram removidos com a aplicação de um filtro de média móvel do tipo Hanning, com janela de 3x3. Os valores baixos mostram relação direta com as áreas de afloramento dos complexos máfico ultramáficos: a) Luanga, b) Luanga Sul, c) Órion, d) Afrodite, e) Formiga, f) Luanga Norte, g) Pégasus e h) Centáuro. Os valores altos relacionam-se à resposta das unidades geológicas de natureza diversa: os granitos Cigano (EoPgrC) e Estrela (AgrE), os granitos e gnaisses do Complexo Xingu (AgrGni e AgrGntton), os quartzitos (ARNq) e meta pelitos e meta silitos (ARNm) do Grupo Rio Novo e as Coberturas lateríticas no ferro Serra Leste (TQDL). A Zona de Cisalhamento Transcorrente do Cinzento (ACTC) é delineada nesta imagem.

Figura 3.26 – Diagrama mostrando a variação pela média do conteúdo de K, U e Th, para alguns tipos de rochas, com o acréscimo do SiO₂ na composição modal (Blum, 1999).

Figura 3.27 – Imagem ternária dos canais K, U e Th da gamaespectrometria, pelo sistema de cores RGB, com K no vermelho, Th no Verde e U no azul. A percentagem de cada cor primária na

imagem final indica a contribuição de cada elemento na cor da imagem. As áreas com cores claras próximo ao branco indicam valores altos da radiação gama, relacionados com as rochas graníticas do Complexo Xingu (AgrGni e AgrGntton), das suítes Estrela (AgrE) e Ciganos (EoPgrC) e aos meta sedimentos do Grupo Rio Novo (ARNq e ARNm). As áreas com cores escuras representam valores baixos da radiação gama e correspondem a áreas de afloramento das rochas máficas e ultramáficas, representadas pelo contorno em amarelo. Os contornos em vermelho indicam as áreas onde houve enriquecimento em potássio e os contornos azuis indicam as áreas onde houve enriquecimento em urânio.

Figura 3.28 – Imagem colorida da razão U/Th, mostrando uma boa correspondência dos valores altos dessa razão, com as áreas de afloramento dos complexos máfico ultramáficos acamados. O lineamento principal da Zona de Cisalhamento Transcorrente Cinzento (ZCTC), pode ser observado nesta imagem.

Figura 3.29 – Nomograma mostrando a geometria assumida para o sistema GEOTEM, para o caso de um condutor com comprimento de 600 m e 300 m de espessura, com condutância igual a 20 Siemens, utilizado para o cálculo da condutância aparente.

Figura 3.30 – Levantamento eletromagnético (GEOTEM). Imagem do canal Z 18 micronivelada e iluminada de Leste para Oeste, mostrando a localização dos principais depósitos da área e das linhas de alta tensão (em amarelo), onde observa-se que a influência das linhas de força foi filtrada, mostrando uma interferência reduzida no sinal do campo secundário. As principais áreas condutivas estão relacionadas com os sedimentos da Serra do Sereno, com os complexos máfico ultramáficos Luanga, Formiga e Luanga Sul e com a cobertura condutiva na área de Serra Pelada.

Figura 3.31 – Levantamento eletromagnético (GEOTEM). Imagem colorida da Condutância Aparente, com a localização das linhas de transmissão de energia elétrica e dos principais depósitos da região de Serra Leste, mostrando a ocorrência de domínios condutivos coincidentes com as áreas de afloramento de rochas máficas e ultramáficas dos complexos Luanga, Luanga Sul, Luanga Norte e Formiga. As anomalias que ocorrem na porção central da área e entre o Formiga e Serra Pelada são atribuídas à cobertura condutiva espessa (manto de intemperismo).

Figura 3.32 – Mapa da condutância aparente mostrando o perfil A-B, que compara a variação da condutância aparente calculada com o campo magnético anômalo. Destaca-se a correlação da condutância aparente com as rochas ultramáficas magnéticas dos complexos Luanga e Luanga Sul.

Figura 3.33 – Levantamento eletromagnético (GEOTEM). Mapa de soluções do "Conductivity Thickness Product" (CTP) mostrando as linhas de transmissão de energia elétrica em vermelho e a localização dos principais depósitos minerais que ocorrem na área. Os principais conjuntos de soluções estão localizados nos complexos máfico ultramáficos Luanga, Formiga e Luanga Sul, nos meta sedimentos da Serra do Sereno e na área do depósito de Serra Pelada.

Figura 4.1 – Prancha de imagens, mostrando os produtos dos realces aplicados à imagem do ETM+ (a = composição colorida 453, b = composição colorida 431, c = composição colorida 147 e d = razão 5/4), realçando as áreas com vegetação, as formações ferríferas, carapaças lateríticas e zonas de alteração hidrotermal relacionadas às principais estruturas.

Figura 4.2 – Assinatura espectral de minerais comumente associados a rochas ultramáficas na região do espectro coberta pela banda ETM+ 7 (2.09-2.35 μ m).

Figura 4.3 – Assinatura espectral de minerais comumente associados a rochas máficas na região do espectro coberta pela banda ETM+ 7 (2.09-2.35 μ m).

Figura 4.4 – Assinatura espectral de minerais comumente associados a rochas ultramáficas na região do espectro coberta pela banda ETM+ 6 (10.40 - 12.50 μ m). Dados espectrais extraídos da biblioteca da Johns Hopkins University – as medidas foram realizadas com um espectrofotômetro Nicolet FTIR (cf. <http://asterweb.jpl.nasa.gov>).

Figura 4.5 – Assinatura espectral de minerais comumente associados a rochas máficas na região do espectro coberta pela banda ETM+ 6 (10.40 - 12.50 μ m). Dados espectrais extraídos da biblioteca da Johns Hopkins University – as medidas foram realizadas com um espectrofotômetro Nicolet FTIR (cf. <http://asterweb.jpl.nasa.gov>).

Figura 4.6 - Composição colorida falsa-cor: bandas 357 (RGB). Os polígonos em branco na imagem correspondem a áreas onde afloram rochas máficas e ultramáficas, principais metalotectos associados as mineralizações de EGP. Note que os tons avermelhados na imagem estão predominantemente inscritos nesses polígonos e são devidos à reflexão de radiação por essas rochas na região do vermelho do espectro, fenômeno detectado pela banda ETM+ 3. A banda 7 contribui na assinatura espectral das formações ferríferas e das coberturas lateríticas (tons azul-arroxeados na porção centro-noroeste da imagem).

Figura 4.7 - Composição colorida falsa-cor: bandas 356 (RGB). Da mesma forma que a banda ETM+ 7, a banda ETM+ 6 (termal) contribui na assinatura espectral das formações ferríferas e das coberturas lateríticas (tons roxos na porção centro-noroeste da imagem).

Figura 4.8 - Composição colorida derivada da técnica FPCS adaptada com contornos das rochas máficas e ultramáficas superpostos. As áreas em tons esbranquiçados indicam superfícies ricas, simultaneamente, em minerais de hidroxila e óxidos/hidróxidos de ferro. Note que uma porcentagem significativa dos corpos máficos e ultramáficos conhecidos foram detectados, enquanto outras áreas necessitam de verificação de campo. Observe ainda que as coberturas lateríticas e as formações ferríferas aparecem diferenciadas neste produto – as lateritas são ricas em argilas + ferro (branco), enquanto as formações ferríferas são predominantemente ricas em ferro (castanho).

Figura 4.9 - IHS – Prancha com imagem integrada: a) fusão da composição colorida entre as bandas 4, 5 e 3 (RGB), com a banda pancromática do ETM+, que permitiu identificar feições de relevo relacionadas ao Splay Divergente de Serra Pelada, a terminação Leste do Cinturão de Cisalhamento Transcorrente Cinzento; b) lineamentos interpretados a partir do produto integrado.

Figura 4.10 - Etapas de processamento de imagens de radar.

Figura 4.11 - O fenômeno do "speckle".

Figura 4.12 - Filtragem por janela.

Figura 4.13 - Imagem realçada RADARSAT, no modo Fine Resolution Path Image, com visada descendente, com ângulo de incidência F3 (41° a 44°), da região de Serra Leste, com lineamentos interpretados.

Figura 4.14 - Produtos integrados da imagem RADARSAT (Fine, descendente, F3) com imagens do levantamento geofísico aéreo de magnetometria e gamaespectrometria (a = sinal analítico, b = fase do sinal analítico, c = canal do tório e d = imagens ternária dos canais K, Th e U em R, G e B, respectivamente).

Relação de Figuras:

Figura 5.1 – Mapa geológico modificado de Veneziani e Okida (2001).

Figura 5.2 – Mapa ilustrando a criação de buffers em torno dos eixos interpretados das anomalias da amplitude e da fase do sinal analítico do campo magnético anômalo.

Figura 5.3 – Mapa de setores favoráveis para a prospecção de elementos do grupo da platina (EGP), na região de Serra Leste, Província Mineral de Carajás, PA.

CAPÍTULO I

INTRODUÇÃO

1 - Introdução

A área de Serra Leste, localizada na porção leste da Província Mineral de Carajás, na região sul do Estado do Pará (Figura 1.1), vem despertando o interesse das empresas de mineração pela diversidade de bens minerais que hospeda (Figura 1.2). Atualmente, estão sendo desenvolvidos programas de pesquisa objetivando a descoberta de depósitos de ouro, Elementos do Grupo da Platina (Pt, Pd, Rh, Ru, etc.), cobre e manganês, além do aproveitamento de uma jazida de ferro e uma de calcáreo.

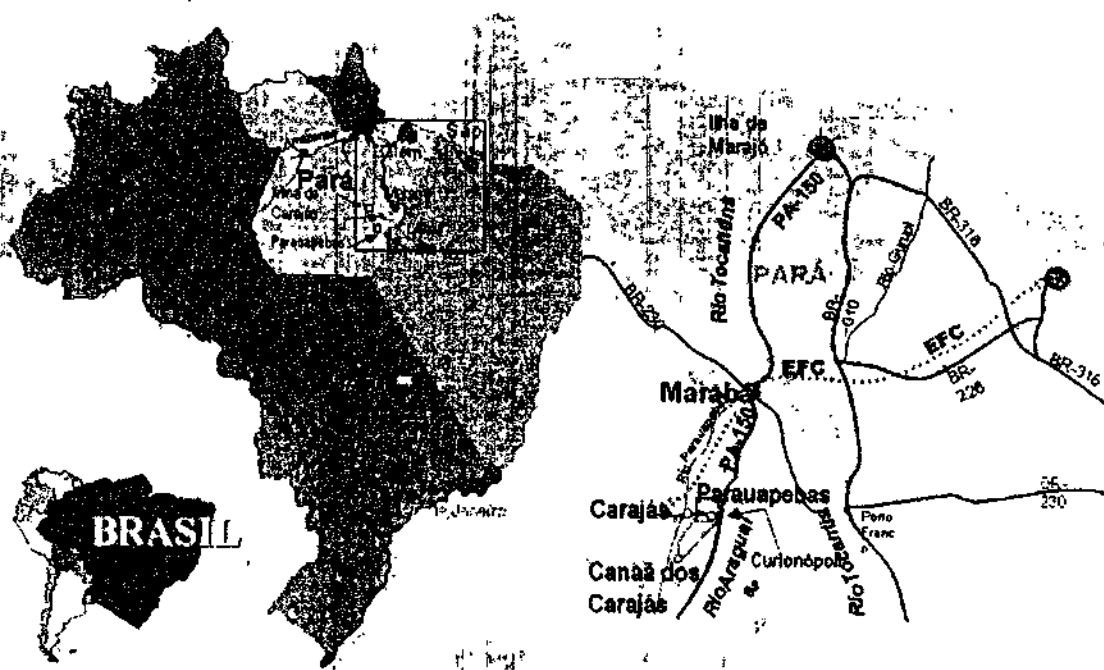


Figura 1.1. Mapa de Localização

de dados, o processo de manipulação e extração de informações a partir dos mesmos tornou-se mais simples e eficaz, possibilitando o manuseio de uma grande quantidade de dados em tempo real.

Os Sistemas de Informações Geográficas (SIG) foram inicialmente desenvolvidos com objetivo de sobrepor vários níveis de informação, em formato digital, em um mesmo mapa (Bonham-Carter, 1997). A proposta de um SIG aplicado à exploração mineral, é a de analisar espacialmente dados topográficos, geológicos, multiespectrais, geofísicos e geoquímicos, proporcionando suporte na tomada de decisões em programas de prospecção mineral.

Este trabalho tem como objetivo a análise integrada de dados geológicos, geofísicos e de imageamento por sensores remotos, para geração de um modelo prospectivo para Elementos do Grupo da Platina, na área de Serra Leste, Carajás. Para isso foi utilizado um robusto acervo de dados, adequado a este objetivo, contendo dados de levantamentos geofísicos pelos métodos gamaespectrométrico, magnetométrico e eletromagnético no domínio do tempo (GEOTEM), mapas geoquímicos, imagens de sensores remotos, mapas geológicos, mapas topográficos e mapas de localização dos depósitos e ocorrências.

A área selecionada para o estudo tem 716 km^2 e é definida por um polígono limitado pelos paralelos 634.000 E e 666.000E e pelos meridianos 9.325.000 N e 9.347.400 N, na zona 22 S do sistema UTM. O acesso à área pode ser feito por via rodoviária, através da PA-275, a partir dos municípios de Parauapebas ou Marabá, no Estado do Pará (Figura 1.2).

Os direitos minerários da área são, na sua grande maioria, de propriedade da Companhia Vale do Rio Doce (CVRD), que forneceu o acervo de dados utilizado neste trabalho. Esta área contém uma série de ocorrências minerais (Figura 1.2), entre elas o depósito de ouro de Serra Pelada, do qual foram produzidos acima de 80 toneladas do metal, durante a atividade garimpeira.

Além desse depósito, a área de estudo hospeda ocorrências de cromo e elementos do grupo da platina (EPG) associadas às intrusões do Complexo máfico-ultramáfico do Luanga; a jazida de ferro de Serra Leste; as jazidas de manganês de Sereno e ocorrências de cobre e ouro, de menor expressão (Serra Verde).

Os depósitos de EPG têm despertado grande interesse das companhias de mineração, devido aos altos valores de mercado, em função da redução das reservas mundiais e de projeções de aumento da demanda. Assim, neste trabalho, será dada ênfase na geração de um modelo prospectivo para elementos do grupo da platina e ouro, baseado na assinatura geológica, geofísica e multiespectral do depósito de Luanga.

O fluxograma apresentado na Figura 1.3 (adaptado de Sabine, 1999) resume as etapas metodológicas que orientaram o desenvolvimento deste trabalho; descrevendo a utilização de dados de imageamento passivo e ativo e dados geofísicos para a prospecção de metais preciosos. O primeiro passo no modelo é a seleção das técnicas de sensoriamento a serem utilizadas, onde devem ser consideradas as restrições ambientais e as limitações dos métodos de coleta de dados. O segundo passo é o processamento e a interpretação dos dados; o terceiro passo envolve a integração dos dados e a elaboração do modelo prospectivo. O uso de métodos indiretos na exploração mineral pode ser dividido em dois tipos principais: i) para imageamento da superfície terrestre, de onde são extraídas as feições geomorfológicas do terreno e as características espectrais, relacionadas à composição físico-química dos materiais superficiais; ii) para levantamentos geofísicos, onde são medidas as propriedades físicas da superfície e da crosta terrestre.

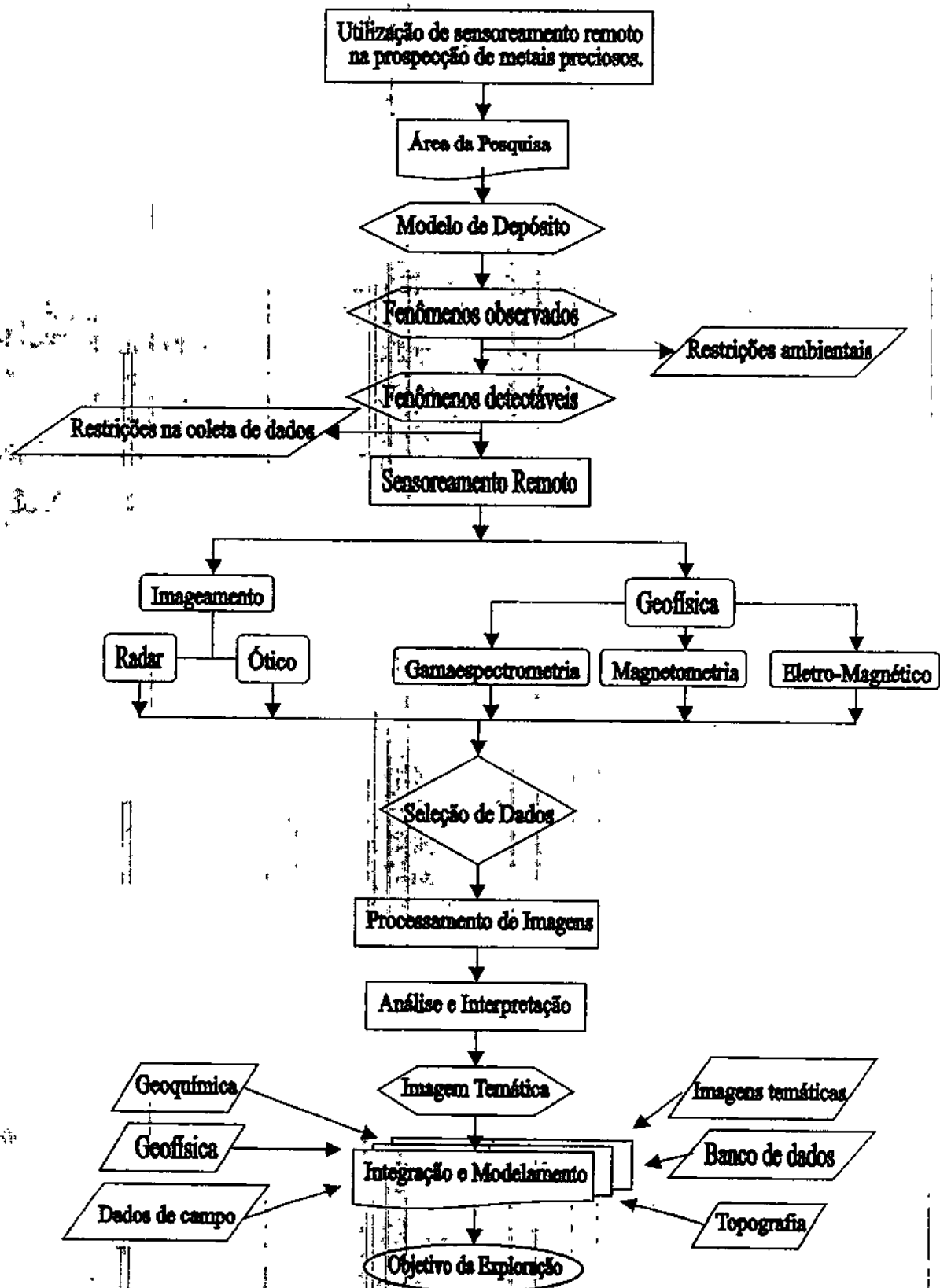


Figura 1.3 - Macro fluxograma do processo de utilização de sensoriamento remoto na prospecção de metais preciosos.

CAPÍTULO II

CONTEXTO GEOLÓGICO, GEOTECTÔNICO E METALOGENÉTICO DA REGIÃO DE SERRA LESTE – CARAJÁS (PA)

2.1- Contexto Regional

A Serra dos Carajás (SC), na qual se inscreve a Província Mineral de Carajás, é a principal expressão geomorfológica do Sul do Estado do Pará. A SC compreende um segmento crustal constituído por uma porção de um núcleo granito-*greenstone* (terreno granito-*greenstone* de Rio Maria), representado a Norte por extensas faixas de rochas supracrustais do Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas (Docegeo, 1988), que repousam sobre um embasamento denominado Complexo Xingu, limitado a Leste pela faixa Araguaia e a Sul pelo Cinturão Alto Tapajós (Figura 2.1).

O empilhamento lito-estratigráfico do Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas (CCI), apresentado na Tabela 2.1, é baseado na coluna proposta por Docegeo (1988), com adaptações segundo os trabalhos de Araújo et al. (1988), Macambira et al. (1990), Araújo & Maia (1991), Nogueira et al. (1995), Pinheiro & Holdsworth (1997) e Huhn et al. (1999).

2.2 - Geologia da Área de Serra Leste

O arcabouço geológico da área de Serra Leste (Figura 2.3) é composto:

- pelo Complexo Xingu (2.872 +/- 10 Ma), que representa o embasamento regional e ocorre na parte sul e sudeste da área;

- pelo Grupo Rio Novo (2.757 Ga +/- 2 Ma) que compreende um conjunto de rochas vulcano-sedimentares e ocorre na porção central da área, em contato brusco ou interdigitado com as rochas do embasamento;

- pelo Domínio Sedimentar (Docege, 1995), correlacionável ao Grupo Rio Fresco (2.580 a 2.500 Ma), que inclui uma faixa alongada de rochas sedimentares, de direção NE, em contato com as rochas do Grupo Rio Novo.

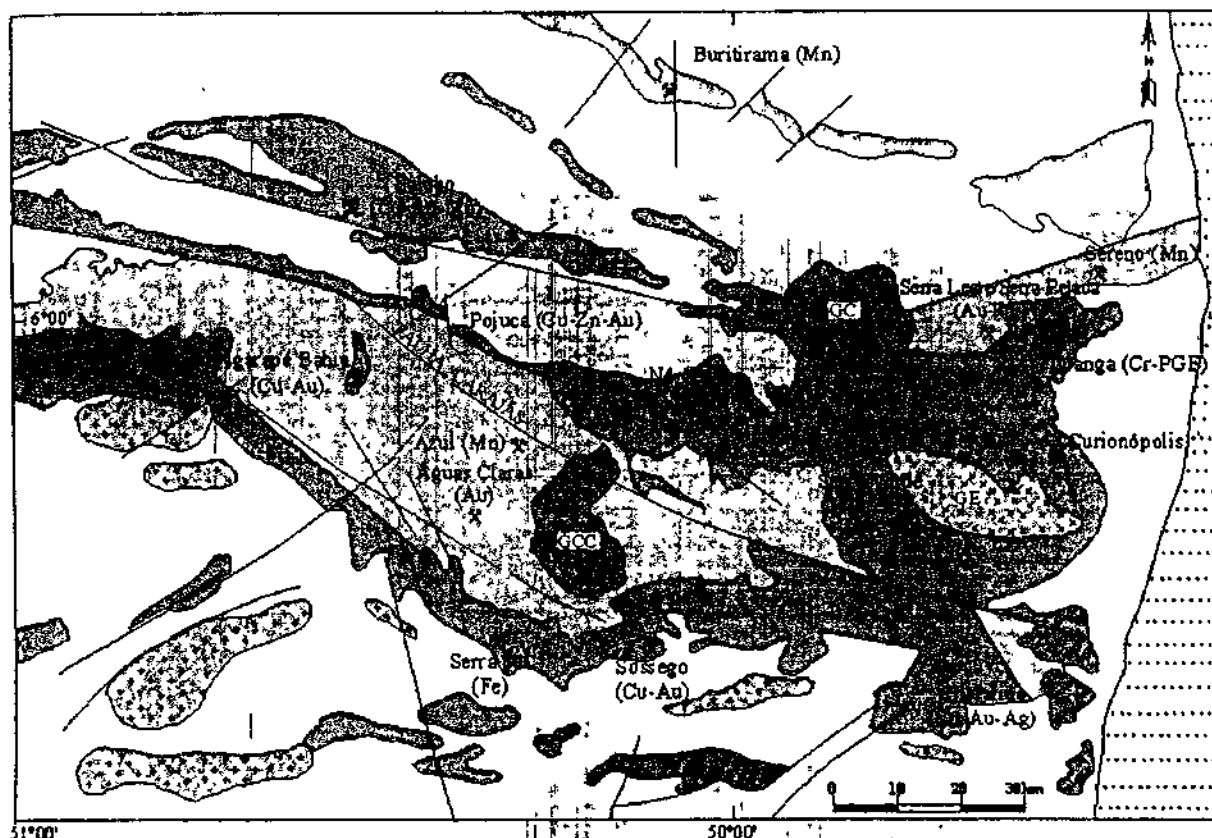
Ocorrem ainda corpos intrusivos de idades e naturezas diversas, variando de rochas ultramáficas, gabros até granitos.

2.2.1 - Complexo Xingu

O embasamento regional, denominado Complexo Xingu (Projeto Radam, 1974), é representado por rochas de composição gnáissica tonalítica a trondhjemitica, de idade superior a 2,9 Ga (Machado et al., 1988), no qual foram incluídos os terrenos infracrustais pertencentes ao Cráton Amazônico. Araújo et al. (1991) propuseram a denominação de Complexo Xingu somente para as rochas pré-cambrianas metamorfasadas em fácies anfibolito, extraíndo desta unidade, as rochas de mais alto grau metamórfico e as retrómetamorfizadas de fácies granulito. Essas rochas foram agrupadas em uma nova unidade, denominada Complexo Pium, que ocorre em janelas estruturais dentro do Complexo Xingu, onde afloram rochas granulíticas mais antigas (3050±114 Ma, Pb-Pb em rocha total, Rodrigues et al. 1992).

O complexo Xingu (op. cit.) é composto por rochas graníticas, representadas predominantemente por tonalitos e granodioritos e, subordinadamente, por monzonitos. É freqüente, neste complexo, a presença de metabasitos anfibolitizados, que ocorrem sob a forma de mesoenclaves boudinados ou rotacionados e possivelmente representam restitos de crosta máfica primitiva. Esses enclaves encontram-se variavelmente deformados (protomilonitizados ou milonitizados) e metamorfizados na fácies anfibolito.

Os terrenos constituídos por rochas do Complexo Xingu formam um relevo arrasado, plano, com colinas baixas, de topos subarredondados e encostas de baixa declividade. É comum



-  Faixa Araguaia (Neoproterozóico)
-  Granitos Anorogênicos do Proterozóico (ca. 1.88 Ga)
GCC: Granito Central de Carajás, GC: Granito Cigano
-  Granitos do Arqueano
(ca. 2.55 Ga) GE: Granito Estrela
-  Granitos e Dioritos Arqueanos
(Suite Plaquê, ca. 2.74 Ga)
-  Sequências Metasedimentares do Arqueano
(Grupo Rio Fresco / Formação Aguas Claras)
-  Sequências Metavulcano-Sedimentares do Arqueano
(Supergrupo Itacaiunas, ca. 2.75 Ga)
-  Complexo Máfico-Ultramáfico do Arqueano (ca. 2.76 Ga)
-  Embasamento Gnaissico e Migmatítico Arqueano
(Complexo Xingú, ca. 2.8 Ga)
-  Granulitos Arqueanos (Complexo Prim, ca. 3.0 Ga)
-  Contatos Geológicos
-  Falhas
-  Minas / Mineralizações
-  Cidades

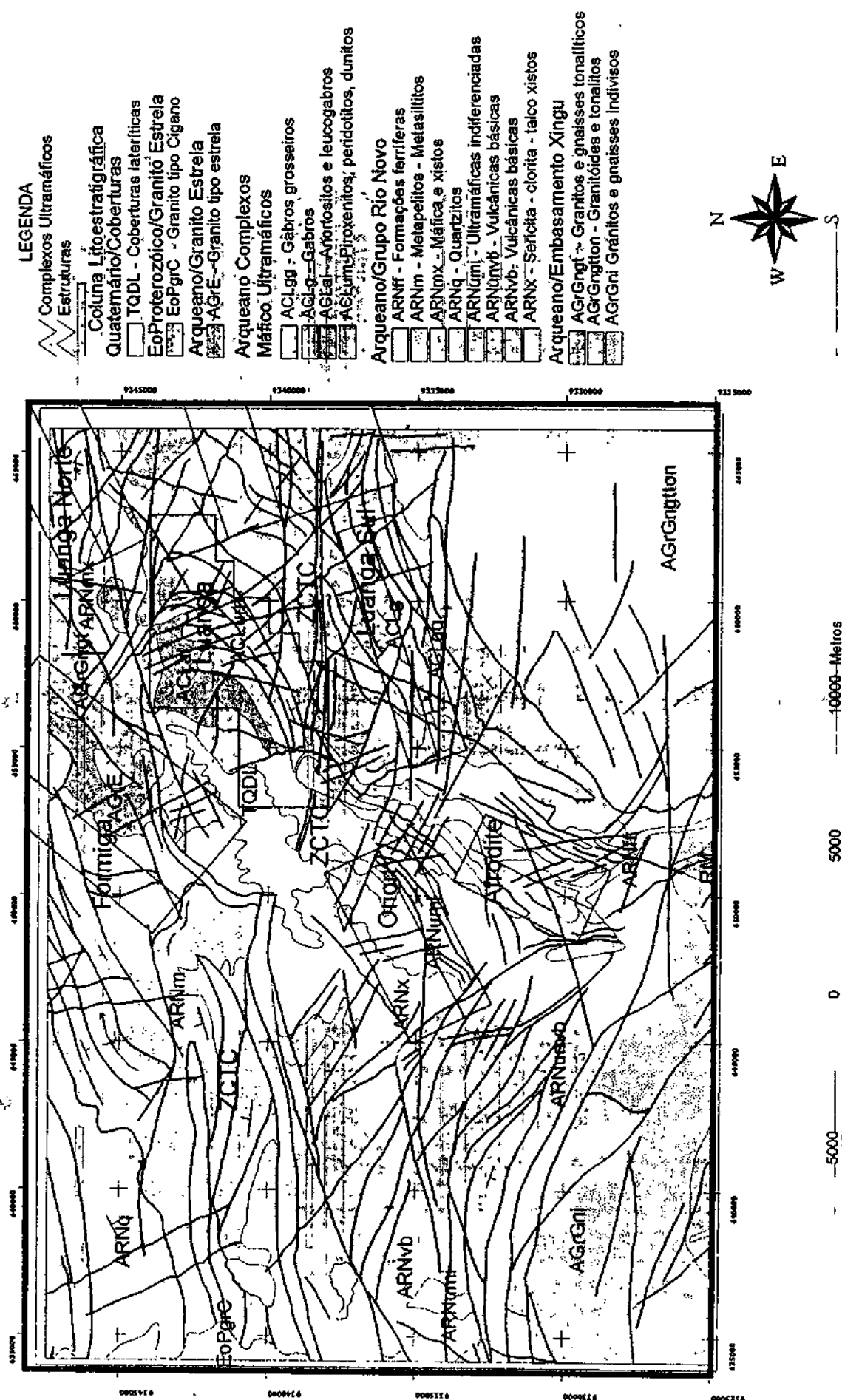
Figura 2.1 - Mapa Geológico do Cinturão de Cisalhamento Itacaiunas após Araújo e Maia (1991), Barros e Barbey (1998), Doccego (1988)

a ocorrência de morros isolados e serras alinhadas segundo a direção E-W, relacionadas a mudanças litológicas e feições estruturais.

Éon	Era	Idades (Ma)	Unidades Litoestratigráficas
Proterozóico	Néo	550	Diques e sills máficos
	Meso		Fm. Gorotire
	Paleo	1880	Suíte Granítica Anorogênica
			Metagabro Sta. Inês
			Metaultramáfica (Vermelho, Puma e Onça)
		1900?	
Arqueano	Neo	2525	
			Complexo Granítico Estrela
		2570	
		2645	
			Fm. Águas Claras
		2680	
		2749	Suíte Plaquê
			Gr. Buritirama
			Gr. Igarapé Bahia
		2760	Gr. Grão-Pará
		2763	Complexo Luanga
			Gr. Pojuca
		2770?	Gr. Salobo
	Meso	2859	
			Complexo Xingu
		3002	Complexos Granulíticos (Pium e Bacajá)

Figura 2.2 – Coluna lito-estratigráfica do CCI proposta por Docegeio (1988), com adaptações de Araújo & Maia (1991), Macambira & Lafont (1995), Pinheiro & Holdsworth (1997) e Huhn et al. (1999).

Figura 2.3 - Mapa geológico da área de Serra Leste (Veneziani e Okida, 2001).



2.2.2 - Grupo Grão Pará

O Grupo Grão Pará (Docêgo, 1972) é composto por uma unidade basal de metabasaltos e metariolitos (Formação Parauapebas - Meireles et al., 1984) e uma unidade de rochas metassedimentares (Formação Carajás - Liandrat, 1972), onde concentram-se os depósitos de Fe.

Araújo et al. (1988), com base nas relações geométricas entre essas unidades e sua natureza, definem o Grupo Grão Pará como uma sequência vulcano-sedimentar instalada ao longo de um sistema transcorrente, vinculado à evolução do CCI. Os autores inserem ainda a Formação Rio Fresco no Grupo Grão Pará, sob a denominação Formação Águas Claras; definem os grupos Igarapé Pojuca e Igarapé Bahia, apontando-os como unidades indissociáveis do Grupo Grão Pará, face à continuidade física e semelhanças litológicas e deformacionais. Os autores ressaltam ainda que o Grupo Grão Pará evoluiu em uma bacia ligada a um sistema transcorrente, preenchida na fase distensiva por espessa sequência vulcano-sedimentar; durante a fase de inversão da bacia, os litotipos teriam sido lenticularizados e imbricados.

De uma maneira geral as unidades descritas na literatura como: Grupo Igarapé Salobo, Grupo Igarapé Pojuca e Grupo Igarapé Bahia, são correlacionáveis ao Grupo Grão Pará.

2.2.3 - Grupo Rio Novo

O Grupo Rio Novo engloba uma pilha metavulcano-sedimentar, com rochas básicas de composição toleítica e calcio-alcalina, na base, seguidas de metassedimentos xistosos de caráter aluminoso (muscovita/sericita-quartzitos, meta-arenitos, filitos ferruginosos, manganíferos e carbonosos) e formações ferríferas bandadas. Níveis de vulcânicas félsicas e sedimentos clásticos ocorrem subordinadamente. Essas rochas foram metamorfizadas no fácies xisto-verde,

e mais restritamente no fácies anfibolito. Variam desde rochas com xistosidade bem desenvolvida até rochas maciças, isotrópicas ou com foliação incipiente. Docegeo (1995) denominou esse conjunto como domínio vulcano-sedimentar e o correlacionou ao Grupo Grão Pará.

A expressão geomorfológica desta unidade é um relevo levemente ondulado, com serras alinhadas em direções diversas ou formando platôs. Em geral, as maiores elevações são sustentadas por afloramentos de formações ferríferas. O solo é argiloso, pouco desenvolvido e o perfil de intemperismo tem profundidade bastante variada, normalmente pouco espesso, porém, mais profundo que nos terrenos gnáissicos do Complexo Xingu.

2.2.4 - Grupo Rio Fresco

O Grupo Rio Fresco é constituído por uma sequência essencialmente metassedimentar clástica, metamorfoseada no fácies xisto verde, e composta por metaconglomerados, metarenitos e metapelitos. Metassedimentos químicos ocorrem subordinadamente.

Os metaconglomerados ocorrem desde brechas com fragmentos angulosos (Sul de Serra Pelada) até tipos com seixos arredondados, indicando alto retrabalhamento (Barreira Caída). Os metarenitos apresentam granulometria, composição e coloração variadas, desde creme-amarelados (tipos mais puros), avermelhados (tipos ferruginosos) até cinza escuro a negro (tipos manganésíferos, com até 6% de Mn). São compostos essencialmente por quartzo (ortoquartzitos). A sua granulometria varia de fina a média e a textura é granoblástica. Quanto ao grau de consistência, podem variar, desde extremamente friável, assemelhando-se a areia de praia, até compacto, nos tipos silicificados. É comum a presença de vênulas de quartzo e caulinita, com espessura milimétrica.

Os metapelitos apresentam tipos com coloração cinza a cinza escuro (manganésíferos) e com coloração avermelhada dada pela alteração da clorita. A tentativa de mapear as variações de siltito vermelho e cinza não foi bem sucedida, pois as variações ocorrem, também, em função do grau de intemperismo (Docegeo, 1995). São compostos por quartzo (40-50%),

sericita/caulinita (50-40%), leucóxênio, óxidos de ferro e manganês, carbonato amorfo e sulfetos (pirita, calcopirita, arsenopirita, bornita e covellita), além de calcocita/digenita, carrolita e siegenita, como acessórios. Apresentam estruturas sedimentares bem preservadas, como estratificação plano-paralela, laminação convoluta, estruturas de carga, marcas de onda e estratificação com gradação granulométrica. Essas rochas apresentam também estruturas resultantes de deformação tectônica, como fraturas, foliação, crenulação e lineação mineral.

DOCEGEO (1988), define o Grupo Rio Fresco, sobreposto ao Supergrupo Itacaiúnas, englobando uma espessa seqüência de sedimentos clásticos finos a grosseiros, com contribuição química subordinada (formação ferrífera bandada, carbonatos e cherts). Associam-se a essa unidade, as jazidas de Mn do Azul e de Au de Águas Claras. Na proposta litoestratigráfica de Araújo & Maia (1991), as rochas do Grupo Rio Fresco foram reenquadradas na Formação Águas Claras, constituindo a componente sedimentar da seqüência supracrustal do Grupo Grão Pará, e limitada aos domínios do Sistema Transcorrente Carajás.

Nogueira et al. (1995), redefine esta unidade como Formação Águas Claras, sendo composta por arenitos e pelitos com diferentes graus de litificação e alteração hidrotermal, posicionando-a sobre as seqüências dos Grupos Igarapé Pojuca e Grão Pará. Com base na abundância relativa de sedimentos mais finos e grosseiros na seqüência, a Formação Águas Claras foi subdividida, por Nogueira et al. (1994), em um Membro Inferior, composto por siltitos, pelitos e arenitos finos, e um Membro Superior, que inclui arenitos finos a grossos, ortoconglomerados e pelitos subordinados. Desta forma, os sedimentos descritos por Nogueira (op. cit.), como formação Águas Claras, são correlacionáveis aos sedimentos descritos como Grupo Rio Fresco.

A geomorfologia desta unidade é marcada por áreas altas e aplainadas ou com serras alinhadas, com destaque para a Serra do Sereno, ao norte da área. O perfil de intemperismo é variado, podendo ser bastante espesso, como é o caso do garimpo de Serra Pelada (onde o nível de intemperismo está em torno de 200 m de profundidade), mas é predominantemente pouco espesso, não ultrapassando alguns metros.

2.2.5 - Rochas intrusivas

Uma série de corpos de rochas ígneas, de idades e naturezas diversas, intrudem as unidades acima, sendo separados em três grupos: corpos granitóides, corpos máfico-ultramáficos (Complexo de Luanga) e corpos gabróicos.

2.2.5.1 - Granitos Arqueanos

A Suíte Plaquê (Araújo et al., 1988) compreende granitóides lenticulares e estratóides, identificados, primeiramente, entre os pacotes rochosos do Complexo Xingu e concentrados no vale entre a Serra dos Carajás e a Serra do Cinzento (Martins e Araújo, 1979; Jorge João et al., 1987). As rochas dessa suíte apresentam-se como corpos abaulados, alongados, raramente ultrapassando 100 metros de altitude relativa. São monzogranitos (dominantes), granodioritos e sienogranitos, maciços ou foliados, com textura granoblástica equidimensional ou porfiroclástica, interpretados como produto da anatexia crustal ocorrida durante a implantação do CCI (Araújo et al., 1988). As idades dessa suíte estão entre 2729 e 2749 Ma (Macambira e Lafon, 1999; Huhn et al., 1999).

A Suíte Estrela é composta por monzogranitos e sienogranitos sin-tectônicos, que afloram na forma de batólitos na porção oriental do CCI. Essas rochas apresentam idades entre 2532 Ma (Barros et al., 1997) e 2550 Ma (Barros e Barbey, 1998).

Ambas suítes apresentam estreita correlação espacial com as mineralizações de Cu-Au de Salobo, Pojua, Sossego e Cristalino.

2.2.5.2 - Granitos Paleoproterozóicos

Intrusivos no CCI ocorrem diversos batólitos graníticos, compostos de granitos, monzogranitos e sienogranitos, que formam uma suíte de granitos anorogênicos com idades variando entre 1.890 e 1.870 Ma (Machado et al., 1991; Macambira e Lafont, 1995). São rochas

de granulação média a grossa, isotrópica, com textura Rapakivi. É comum a presença de intensa venulação de quartzo, contendo calcopirita, bornita, molibdenita e fluorita. Em muitos casos, observa-se estreita relação espacial entre esses granitos e uma série de depósitos de Cu-Au, conhecidos na região.

No extremo oeste da área, aflora o batólito granítico Cigano, de forma elipsoidal, com diâmetro maior no sentido N-S (~ 30 km) e menor no sentido E-W (~20 km). Apenas a borda leste deste batólito aflora na área de estudo. É classificado como um granitóide Paleoproterozoico anorogênico, de idade 1.8 Ga (Hirata et al., 1982). Docegeio (1984) associa este corpo ao mesmo evento gerador do Granito Central da Serra dos Carajás. Dall'Agnol et al. (1986) concluíram que o Granito Cigano (GC) possui composições monzograníticas, sendo raros os termos granodioríticos ou sienograníticos. Esses autores dividem o corpo em duas fácies principais. Uma delas ocorre nas porções externas do maciço, onde há a dominância dos tipos equigranulares, grosseiros a médios. Uma outra fácies ocorre no centro do batólito, onde predominam os granitos de granulação média, cor cinza e composição monzogranítica, truncados por microgranitos, aplitos e rochas pegmatóides. Morfologicamente, o GC apresenta dois aspectos distintos: na margem direita do rio Parauapebas, mostra-se completamente arrasado, formando colinas na parte central; na margem esquerda, exibe um aspecto enrugado com a rede de drenagens em ravina. As relações de contato do CG com rochas encaixantes são discordantes, intrusivas e acontecem ao Norte com o Complexo Xingú, e a Sul, Oeste e Leste, com as rochas do Grupo Rio Novo.

2.2.5.3 – Corpos Máfico-ultramáficos - Complexo Luanga

O Complexo Máfico e Ultramáfico de Luanga ocorre na forma de um sill, posicionado sin a tardi-tectonicamente na Sequência Rio Novo. Estudos geocronológicos pelo método U-Pb (Machado et al., 1988), determinaram uma idade de 2.763 +/- 6 Ma para a intrusão. Essa unidade compreende um complexo máfico-ultramáfico acamadado, constituído de uma zona

ultramáfica inferior (dunitos, peridotitos, websteritos, bronzititos, cromititos e noritos) e uma zona máfica superior (anortositos, noritos e gabros), metamorfoseados em condições de fácies xisto verde. Essas rochas ocorrem na porção central da área, encaixadas em rochas do domínio vulcânico do Grupo Rio Novo, e são as hospedeiras das mineralizações de EGP (Elementos do Grupo da Platina) que ocorrem na região.

Rochas semelhantes a estas ocorrem nas áreas mapeadas como unidade ultramáfica do Grupo Rio Novo, inclusive com mineralizações de EGP, sugerindo que estas unidades são correlacionáveis; podendo representar o termo plutônico do magmatismo que gerou as vulcânicas do Grupo Rio Novo.

2.2.5.4 - Corpos Gabróicos

Dois tipos de corpos gabróicos ocorrem na região de Carajás. Um primeiro tipo aparece como corpos maciços, localmente orientados, e apresentam textura fina a grossa, ou mesmo porfirítica. Localmente, apresentam-se intensamente fraturados ou truncados por zonas de cisalhamento. Esses corpos são relacionados a eventos tardios em relação à deposição da sequência Rio Novo e são correlacionáveis ao plutonismo gerador das intrusões máficas e ultramáficas acamadadas.

O segundo tipo de corpos gabróicos ocorre encaixado em importantes falhamentos falhamentos regionais de direção dominante N-S, que truncam todas as unidades estratigráficas da região, desde o Complexo Xingú (Arqueano) até os granitóides Paleoproterozoicos (1.8 Ga). Ocorrem como diques e sills de natureza básica, representados por gabros e diabásios a hiperstênio, com magnetita e algumas vezes com pirita disseminada. Essas rochas não exibem traços de metamorfismo e deformação e estão relacionadas a eventos mais recentes, possivelmente Neoproterozóicos.

2.3 - Ambiente Geotectônico

Os anfibolitos do Grupo Salobo correspondem a basaltos toleíticos continentais, o que é evidenciado pelo enriquecimento em LILE e ETRL (Lindermayer et al., 1995). Essas rochas basálticas são muito semelhantes às vulcânicas do Grupo Grão Pará, o que indica, segundo os autores, que ambas as suítes tem uma origem comum, relacionada ao evento magmático ocorrido na bacia de Carajás no final do Arqueano.

As rochas básicas do Grupo Grão Pará registram um vulcanismo toleítico submarino, tendo sido alteradas por processos de epidotização, cloritização, carbonatização e silicificação (Hirata et al., 1982). Os autores distinguiram dois tipos de rochas magmáticas: o primeiro inclui rochas grosseiras, por vezes contendo fenocristais; o segundo corresponde a rochas de granulação muito fina, sem fenocristais, com cavidades mirolíticas e textura intergranular, de origem claramente extrusiva.

Para Gibbs et al. (1986), os basaltos e riolitos do Grupo Grão Pará pertencem a uma associação de natureza bimodal, formada em ambiente continental. Diversos aspectos geoquímicos, tais como o enriquecimento em K, Rb, Ba e ETRL e o empobrecimento em Th, Nb, Sr, P e Ti, em relação ao observado em outros basaltos, são atribuídos a diferentes graus de assimilação de uma componente granítica, o que também explicaria as variações hoje encontradas na sequência, desde basaltos a basaltos andesíticos. As paragêneses metamórficas de fácies xisto verde na sequência seriam devidas a processos hidrotermais. Estes autores, com base nos dados apresentados por Ferreira Filho (1985), correlacionaram as vulcânicas básicas do Grupo Bahia às vulcânicas básicas do Grupo Grão Pará, sugerindo também que a sequência da Mina do Igarapé Azul é correlacionável à sequência superior do Grupo Grão Pará.

Dardenne et al. (1988) interpretaram o vulcanismo basáltico a basáltico andesítico do Grupo Grão Pará como tendo afinidade shoshonítica. Segundo os autores, essas rochas teriam sido formadas em um arco magmático vinculado a um complexo de subducção no Arqueano.

Esta hipótese diverge daquela apresentada por Gibbs et al. (1986), o que coloca dúvidas sobre o ambiente tectônico no qual foi gerado o magmatismo básico do Grupo Grão Pará.

A Sequência Rio Novo (Hirata et al., 1982) ou Grupo Rio Novo (Araújo et al., 1988; Araújo et al., 1991), segundo estes autores, constitui uma sequência vulcano-sedimentar, do tipo greenstone belt, metamorfisada, incluindo os metassedimentos que formam a Serra do Sereno, a Formação Serra Pelada (Jorge João et al., 1982) e o Complexo Máfico-Ultramáfico Luanga.

Os dados geocronológicos disponíveis sobre a região indicam que o CCI foi afetado por pelo menos dois eventos tectono-metamórficos. O primeiro ocorreu entre 2,77 e 2,73 Ga, relacionado à formação das bacias onde foram depositadas as sequências vulcano-sedimentares; o segundo ocorreu entre 2,58 e 2,5 Ga, relacionado à granitogênese que gerou a Suíte granítica Estrela.

Um evento magmático datado entre 1,89-1,87 Ga foi o responsável pela intrusão dos batólitos graníticos anorogênicos, entre eles o Granito Central de Carajás e o Granito Cigano, relacionados a processos distensivos que afetaram a porção oriental do Cráton Amazônico neste período (Macambira & Lafont, 1995).

2.4 - Contexto Estrutural

Siqueira (1996), descreve a compartimentação tectônica do CCI, propondo uma evolução para o sistema transcorrente Cinzento, com ênfase na sua extremidade oeste. Este lineamento é hospedeiro dos depósitos de Cu - Au do Salobo, e é descrito por este autor, como pertencente a um segmento curvo, transtensivo, ao longo da zona de cisalhamento principal de uma estrutura duplex, denominanda Salobo Mirim.

A área de Serra Leste, foco dessa dissertação, hospedeira dos depósitos de Au de Serra Pelada e de Elementos do Grupo da Platina (EGP) do Luanga, está localizada na porção extremo Leste do sistema transcorrente Cinzento, que é a principal estrutura mapeada na área (Figura 2.4). A terminação leste do sistema transcorrente do Cinzento é caracterizada por um "splay" divergente, denominado por Pinheiro & Holsworth (1997) "Splay" Divergente Serra Pelada

(SDSP), formando uma estrutura em rabo de cavalo, que inclui falhas de cavalgamento e dobramentos associados, reativados por dilatação extensional. Segundo esses autores, o SDSP foi formado no Arqueano sob regime transcorrente dextral, tendo sido posteriormente reativado e tectonicamente invertido sob cinemática sinistral.

Pinheiro & Holdsworth (1997) descrevem uma história deformacional complexa para o CCI, marcada por cinco eventos, que ocorreram durante um período superior a um bilhão de anos, entre 2,8 e 1,0 Ga. A evolução do CCI, segundo esses autores, foi caracterizada pela formação de um sistema complexo de falhas transcorrentes, em um ambiente que evoluiu de dúctil para rúptil, intercalando períodos de movimentação dextral e sinistral, levando a uma variação de regimes transpressivos e transtensivos, conforme ilustrado na Figura 2.5.

Veneziani e Okida (2001) situam a região de Serra Leste no "Horse Tail Splay" (HTS) de Serra Pelada (HTSSP), assim como Pinheiro (2001). Nas áreas de HTS, o regime transtensivo é predominante e caracterizado por componentes verticais de deslocamento, principalmente ao longo das direções paralelas ao tensor de máximo esforço (σ_1) e, secundariamente, nas direções subparalelas a este tensor. Segundo Veneziani e Okida (op.cit.) estruturas secundárias podem ocorrer associadas, em função do nível crustal e da propagação das zonas de cisalhamento, possibilitando a existência de sub-splays rúpteis a rúpteis-dúcteis, *rhombo-chasms* e duplexes divergentes.

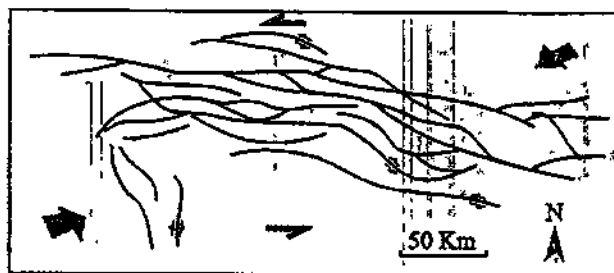
Veneziani e Okida (op.cit.) descrevem, ainda, três fases principais de deformação na área do HTSSP:

- Primeira Fase de Movimentação: nesta fase as rochas do embasamento foram intensamente deformadas. Esta fase é caracterizada por desenvolvimento de fábrica dúctil, verticalização, intensa milonitização, transposição e estiramento, principalmente ao longo das direções E-W. Esta deformação é claramente identificada nas rochas do embasamento (Complexo Xingu) e caracteriza um processo de cisalhamento simples, não coaxial, dúctil, em regime de deformação progressiva. Durante a movimentação sinistral da zona de Cisalhamento Transcorrente do

Cinzeno (ZCTC) principal (em torno de E-W) criaram-se as condições para a geração do HTS na região de Serra Leste. Os blocos delimitados pela Zona de Cisalhamento Transcorrente Sereno Sul (ZCTSS), Zona de Cisalhamento Transcorrente Luanga Norte (ZCTLN), Zona de Cisalhamento Transcorrente do Cotia (ZCTCO), Zona de Cisalhamento Trativa de Curionópolis (ZCTrC), Zona de Cisalhamento Transcorrente Curionópolis (ZCTC), Zona de Cisalhamento Transcorrente Curionópolis NW-SE (ZCTCNW-SE) e Zona de Cisalhamento Transcorrente Curionópolis N-S (ZCTNS) (Veneziani e Okida, op.cit.), foram deformados sob transpressão, mecanismo este favorável ao desenvolvimento dos splays e subsplays divergentes e, secundariamente, dos duplexes divergentes. Em níveis crustais superiores, esse evento transpressivo gerou estruturas do tipo *rhombo-chasms* e *rhombo-grabens*. Os autores citam que o regime tectônico desta fase foi responsável pela geração de ambientes favoráveis à intrusão do



Figura 2.4 - Sistema Transcorrente Cinzento (adaptado de Costa *et al.* 1995)

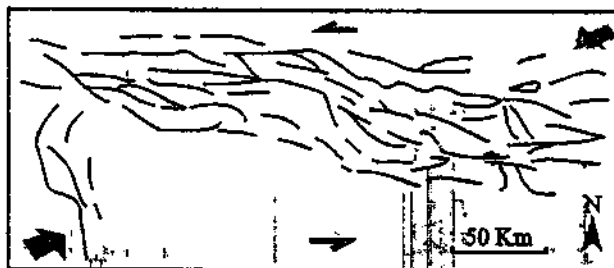


1

> 2,8 Ga

Zona de cisalhamento Itacaiunas
Complexo Granítico - Gnáissico
(Xingu + Pium + Bacajá)

Transpressão Sinistral Dúctil de alta T
Deposição do Grupo Pojuca

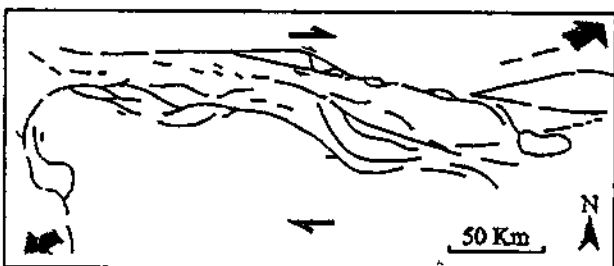


2

2,8 - 2,7 Ga

Deformação do
Grupo Pojuca

Transpressão Sinistral Rúptil-Dúctil de baixa T
Deposição do Grupo Grão-Pará
Deposição da Formação Águas Claras

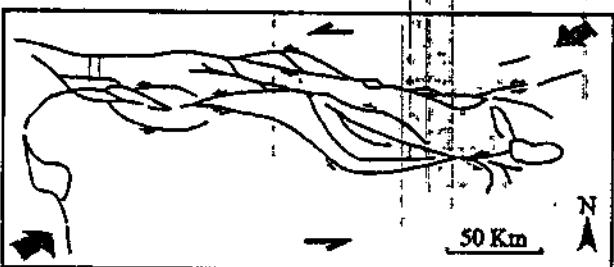


3

< 2,6 Ga

Grupos Pojuca, Grão - Pará,
Igarapé Bahia e Formação
Águas Claras preservados
em vazios distensionais
escalonados
Intrusões de Granitóides
(2,5 - 2,6 Ga)

Transtensão Dextral Rúptil

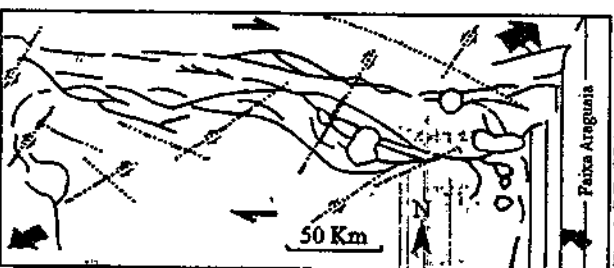


4

> 1,9 Ga

Deformação localizada
sobretudo ao longo das zonas
de Falha Carajás e Cinzento

Transpressão Sinistral Rúptil



5

1,9 / 1,8 - 1,0 Ga

Intrusões de Granitos
e diques básicos
Deposição da
Formação Gorotire

Transtensão Dextral & Extensão

Figura 2.5 - Evolução estrutural da região de Carajás segundo
Pinheiro & Holdsworth (1997)

Complexo Luanga, bem como do vulcanismo, intrusões e sedimentação dos constituintes do Grupo Rio Novo, além de intrusões graníticas correlacionáveis à Suite Estrela.

- Segunda Fase de Movimentação: entre 2,8 e 2,65 Ga ocorreu um importante transporte tectônico de massa, de NE-SW para NW-SE. As ZCTs principais acompanharam linhas de fraquezas crustais orientadas em torno de N70-80W. Falhas sintéticas passaram a ser orientadas no quadrante NE, a partir de NNE-SSW, e no NW, no sentido horário (de E-W para N) até N50W. As falhas antitéticas sinistrais orientaram-se entre N40-50W até NNE-SSW. O arrasto das unidades geológicas foi notável, o que modelou as formas dos corpos rochosos que constituem os Complexos Luanga e Luanga Sul. Esses complexos, posicionados paralelamente/sub-paralelamente à Zona de Cisalhamento Transcorrente do Cinzento, infletiram para Norte no Complexo Luanga e para Sul no Complexo Luanga Sul, mostrando claramente a movimentação destal ao longo da direção E-W. Nesta fase foram geradas estruturas tais como foliações miloníticas nas rochas de nível crustal mais profundo (embasamento, Grupo Rio

Novo, granitos da suite Estrela), e foliação cataclástica/clivagem de fratura e zonas de cisalhamento rúptil transcorrentes nos níveis estruturais mais rasos.

- Terceira Fase de Movimentação: nesta fase, as principais linhas de fraquezas crustais da região foram reativadas. O período de atuação desta fase situa-se pós 2,6 Ga e pré 1,8 Ga, pois deformou as rochas da Formação Águas Claras e não deformou os granitos Cigano, Central e correlatos. O transporte tectônico de massa foi de NE para SW, com as linhas de fraqueza crustal orientadas em torno de N75W.

2.5 – Metalogênese

A Província Mineral de Carajás (PMC) é considerada uma das principais províncias minerais do planeta e desperta o interesse das principais mineradoras de todo o mundo. Ela apresenta uma das maiores reservas mundiais de minérios de ferro, manganês e ouro, além de um grande número de depósitos e ocorrências de ouro, cobre, níquel, platina e paládio.

As rochas do Grupo Grão Pará são as principais hospedeiras de mineralizações na PMC, entre elas as jazidas de ferro (N4, N5, N1, etc.), de ouro do Igarapé Bahia, e de cobre e ouro do Alemão/Igarapé Bahia, Sossego e Cristalino. Porém, quase todas as unidades lito-estratigráficas da região são hospedeiras de depósitos e ocorrências minerais.

As mineralizações cupro-auríferas da PMC foram formadas por processos hidrotermais e são relacionadas à família de depósitos do tipo Fe-Cu-Au-U e Elementos Terras Raras (Huhn, 1996; Huhn e Nascimento, 1997; Oliveira et al., 1998). Esta classe de depósitos é descrita em diversas partes do mundo (Hitzman, 1992; Thompson et al., 1999; Williams & Pollard, 1998) merecendo destaque os depósitos de *Olympic Dam* (Austrália) e *Candelária* (Chile). Essas mineralizações podem ocorrer: (i) confinadas em estratos piroclásticos, como é o caso da Jazida do Igarapé Bahia e no depósito Alemão; (ii) como corpos maciços preenchendo zonas de fraturas e zonas de brechas de fraturamento hidráulico (padrão *stockwork*), como nos depósitos de Sossego e Cristalino, que são relacionados à estruturação rúptil e hidrotermalismo metassomático gerado por intrusões ígneas.

Para Mougeot (1996) as mineralizações auríferas da PMC são polifásicas. As mineralizações primárias foram formadas em domínio crustal ou mantélico em 2,8 Ga. Posteriormente, foram afetadas por processos de remobilização associados às intrusões dos granitos anorogênicos em 1,8 Ga. e também por processos de remobilizações posteriores.

A mineralização de Cu - Au - U e Elementos Terras Raras da jazida de Igarapé Bahia é hospedada pela sequência vulcano-sedimentar arqueana, reunida no Grupo Igarapé Bahia. Os corpos de minério definem uma estrutura elipsoidal e estão associados a uma zona subvertical de brechas, localizadas no contato entre uma unidade composta por rochas vulcanoclásticas (*footwall*), e uma unidade composta por tufos laminados epiclásticos e rochas sedimentares (*hangingwall*). As brechas mineralizadas incluem tanto fragmentos do *footwall*, quanto do *hangingwall*, que são cimentados por quantidades variáveis de clorita, siderita, magnetita e calcopirita. Grunerita, K-feldspato, muscovita e stilpnomelano são restritos às variedades de brechas mais ricas em magnetita. Os corpos mineralizados são truncados por diques de gabros granofíricos. A alteração hidrotermal inclui propilitização, potassificação e albitização. As fases minerais subordinadas são ilmenita, magnetita, titanita, barita, ankerita, pirita, calcopirita, galena, esfarelita, molibdenita e minerais de urânio e terras raras (Tallarico et al., 2000).

Segundo Ferreira Filho (1985), as rochas do Grupo Igarapé Bahia foram afetadas por dois eventos metamórficos. O primeiro ocorreu ainda no assoalho oceânico, causando espilitização das rochas, com formação de actinolita, saussuritização do plagioclásio e transformação da titanomagnetita em intercrescimento de magnetita e ilmenita em treliça, porém preservando as texturas originais. Essas rochas, em função deste primeiro evento, apresentam ganhos de H₂O, CO₂, Na₂O e K₂O, e perda pouco pronunciada de CaO. O segundo evento de alteração hidrotermal foi responsável pela obliteração das texturas originais das rochas básicas e pelas mineralizações metálicas, dando origem às seguintes fases dominantes: clorita, quartzo, epidoto, calcita, titanita e ilmenita. Neste estágio houve enriquecimento de FeO₂, H₂O, Cu, S, CO₂ e empobrecimento em Na₂O e K₂O.

Ribeiro & Villas (1990) descreveram na sequência das rochas do Igarapé Bahia, dois eventos hidrotermais. Um primeiro ocorreu devido à circulação convectiva no fundo do mar, gerada através de fraturas nas lavas basálticas. O segundo evento foi associado à colocação de granitos anorogênicos e à atuação de esforços distensivos, responsáveis, respectivamente, pela acentuada elevação do grau geotérmico e reativação de fraturas. Estes dois fenômenos permitiram a circulação dos fluidos e a geração de veios mineralizados em Cu, Au, Mo e Ag.

A jazida de Cu – Au do Alemão, hospedada em rochas do Grupo Igarapé Bahia, é representada por brechas hidrotermais e hidrotermalitos classificados em dois tipos. O tipo BMS (Brecha Magnetítica Sulfetada) é composto por bandas maciças de magnetita e calcopirita e por brechas polimíticas, com uma matriz composta de magnetita, calcopirita, siderita, clorita, biotita e anfibólios. O tipo BCLS (Brecha Clorítica Sulfetada) é representado por rochas vulcânicas brechadas e hidrotermalizadas, calcopirita, bornita, pirita, molibdenita, clorita, siderita, turmalina, fluorita, apatita, uraninita e minerais de ouro e prata, encontram-se preenchendo fraturas em padrão *stockwork* e disseminados na rocha encaixante (Soares et. al., 2000). O corpo mineralizado é recoberto por rochas siliciclásticas da Formação Águas Claras, com 250 metros de espessura. As dimensões do corpo são de 500 metros de extensão e 50-200 metros de largura. Os recursos estão estimados em 170 milhões de toneladas a 1,6 % de Cu e 0,9 ppm de Au.

A jazida de Cu e Au do Sossêgo ocorre no contato entre as rochas vulcânicas do Grupo Grão Pará ao Norte e os gnaisses do Complexo Xingu a Sul. A mineralização é relacionada à alteração hidrotermal potássica e sódica, contendo escapolita, apatita, magnetita, actinolita e, como fase sulfetada, calcopirita (predominante) e bornita (subordinada). Esta paragênese encontra-se hospedada em estruturas rúpteis representadas por brechas e fraturas em padrão *stockwork*. Os recursos desta jazida estão estimados em 355 milhões de toneladas a 1.1 % de Cu e 0,28 ppm de Au (Oliveira et. al., 2000).

A jazida de Cu e Au do Cristalino é associada a uma estrutura de direção N-NW, que representa uma zona de cisalhamento transcorrente, denominada Serra do Rabo. O minério está

hospedado em corpos dioríticos, basaltos (maciços a foliados, algumas vezes cisalhados), andesitos e rochas vulcanoclásticas intercaladas a formações ferríferas do Grupo Grão Pará. A mineralização é relacionada a uma intensa atividade hidrotermal, incluindo alteração potássica e sódica, silicificação e metassomatismo férrico. Esse hidrotermalismo foi caracterizado pela introdução de grandes volumes de óxidos de ferro pobres em titânio (magnetita), com menores quantidades de fosfatos (apatita), sulfetos de cobre e ferro (calcopirita, pirita, além de cobaltita, milerita, vaesita e milerita) e outros minerais de Au, U, Ag e Co, menos comuns. Os minerais da paragénesis hidrotermal estão hospedados em estruturas rúpteis, particularmente fraturas em padrão *stockwork*, veios e brechas. Sulfetação disseminada ocorre associada aos corpos dioríticos. Os recursos deste depósito estão estimados em 500 milhões de toneladas, com 1% de Cu e 0,3 ppm de Au (Huhn et. al., 2000).

A jazida de Cu e Au do 118 é hospedada por granitos (isotrópicos a foliados) e gnaisses a Sul e por uma sequência metavulcânica, composta por clorita xistos, xistos magnéticos, meta riolitos e tufos, intrudidos por gabros e granitos, a Norte. Na porção central da sequência metavulcânica ocorre uma zona subvertical de brechas tectônicas e hidrotermais, que definem uma elevação alinhada de direção N60°W, com aproximadamente 250 metros de altura. Essa zona compreende rochas graníticas intensamente cloritizadas e rochas máficas (gabros e xistos) com matriz composta por sulfetos (calcopirita, pirita e bornita), com silicificação e carbonatação (siderita) associadas. O perfil de intemperismo ultrapassa 100 metros de profundidade. Os recursos deste depósito estão estimados em 100 milhões de toneladas, com 1,0% de Cu e 0,3 ppm de Au no horizonte de intemperismo e mais 70 milhões de toneladas de minério sulfetado com teores similares (Rigon et. al., 2000).

Na jazida de Au e Cu de Águas Claras, a mineralização ocorre associada a falhamentos de caráter rúptil-dúctil, com mergulhos superiores a 65°, os quais estão relacionados a um sistema de pares conjugados, predominantemente de direção E-NE e subordinadamente N-NW, embora sejam também observados corpos de minério encaixados em falhamentos de direção Norte (e.g. Águas Claras, Leal, Estrada). Essas falhas foram geradas durante eventos de

reativação do sistema transcorrente arqueano da Falha de Carajás (Pinheiro & Holdsworth, 1997). Os corpos de minério apresentam-se, em superfície, afetados por intensa alteração supergênica, constituindo gossans, carapaças lateríticas e zonas caulinizadas associadas a veios de quartzo, remanescentes do processo de alteração. Nas zonas superficiais, elementos como cobre e outros de maior mobilidade estão ausentes, tendo sido completamente lixiviados pelos processos meteóricos. Em profundidade, os corpos mineralizados são constituídos por veios de quartzo e sulfetos, em geral, com predomínio da fase sulfetada (calcopirita > bornita > pirita > arsenopirita > pirrotita). As zonas de alteração hidrotermal, compostas por sericita, caulinita, clorita e turmalina, estão associadas às bordas dos corpos de minério.

A região de Serra Leste hospeda diferentes tipos de ocorrências minerais. Além do depósito de Cu e Au de Serra Verde, que apresenta características semelhantes aos depósitos do tipo Au e Cu da PMC descritos em epígrafe, outros depósitos de ouro foram verificados nos garimpos do Marlon, Formiga e Cutia, provavelmente associados a mineralizações de Au e Cu em profundidade. Ocorrem ainda importantes mineralizações de elementos do grupo da platina (EPG), como é o caso do garimpo de Serra Pelada e o depósito Luanga, que podem ser considerados depósitos do tipo Au e EGP.

No garimpo de Serra Pelada, a mineralização é epigenética e mostra um forte controle estrutural, estando hospedada em uma sequência de meta-arenitos e siltitos, carbónosos e carbonáticos, metamorfizados em condições da fácies xisto verde. Essa sequência está situada em uma zona de charneira de uma dobra sinformal reclinada, apertada, de escala regional. A mineralização de ouro e EGP (Pt, Pd, Rd, Ir, Os, etc) está associada a brechas hidrotermais com magnetita e ricas em hematita, zonas maciças com magnetita e hematita metassomáticas, zonas com intensa alteração sericítica e um envelope de jasperóide (sílica amorfa). A geoquímica da mineralização de Au e EGP em Serra Pelada mostra muitas similaridades com a geoquímica dos depósitos da classe Fe-Cu-Au da PMC e de outras províncias do planeta, no que tange à associação de metais (Co, Ni, Cu, U) e ao enriquecimento em elementos terras raras leves (Grainger et al., 2001). O Hg ocorre associado à mineralização de Serra Pelada e tem sua

ocorrência registrada em diversos depósitos de origem hidrotermal, hospedados em metassedimentos, como nos depósitos distais do modelo pórfiro (Sillitoe & Bonham, 1990). Um modelo relacionado a uma intrusão epicontinental é sugerido para essa mineralização em função: (i) da assembléia encontrada nas rochas carbonáticas (quartzo, dolomita, clorita, actinolita, biotita, muscovita, magnetita e em menor quantidade, calcita, turmalina, hematita, pirita, calcopirita, molibdenita, galena, digenita e minerais de urânio e terras raras); (ii) da presença de uma intrusão de diorito alterado hidrotermalmente sob a mineralização; (iii) do domínio de estruturas rúpteis que hospedam a paragéneses hidrotermal (Talarico et al., 2000). Ainda, segundo este autor, a alteração supergênica foi decisiva para a concentração econômica de Au, Pt e Pd. A mineralogia do minério inclui quartzo, caulinita, goetita, óxidos de manganês, muscovita e carbono amorfo. A mineralização abaixo da zona de intemperismo não é conhecida. A CVRD estima recursos indicados da ordem de 6 milhões de toneladas de minério com 4,5 ppm de Au, 1,0 ppm de Pt e 1,32 ppm de Pd.

No Complexo de Luanga, a mineralização de EGP e Au é contida num corpo encaixado em um pacote de metapiroxenitos (bronzititos e websteritos), paralelo a uma estrutura subvertical de terceira ordem do sistema transcorrente Cinzento (uma falha de segunda ordem da falha do Cutia/Lineamento Cinzento). As principais rochas intrusivas do complexo (gabros leucocráticos e melanocráticos, noritos, piroxenitos, peridotitos e dunitos), caracterizam-se pela associação de cromita com ortopiroxênio (bronzita), e assemelham-se àquelas encontradas na zona superior do Complexo de Bushveld, onde camadas de bronzitito e cromita são comuns (Diella et al., 1994). As assembléias minerais existentes nos cromititos estratiformes contêm minerais do grupo da platina que podem ter se formado sob condições magmáticas, metamórficas de médio grau e/ou hidrotermais de alta temperatura (Suíta, 1996). Os minerais de platina encontrados neste complexo são dominados por sulfetos (pentlandita, pirrotita, bragueta, milerita e calcopirita) e arsenietos, que ocorrem finamente disseminados, associados com cromita e bronzita. Entre os EGP, os mais frequentes são: Pt (platina), Pd (paládio), Rh (ródio) e Ru (rutênio), sendo mais raros Ir (íridio), Os (ósio) e Re (rênio). O Complexo Luanga inclui

CAPÍTULO III

PROCESSAMENTO DOS DADOS AEROMAGNÉTICOS, GAMASPECTROMÉTRICOS E ELETROMAGNÉTICOS DA ÁREA DE SERRA LESTE, SERRA DOS CARAJÁS, PARÁ.

3.1 – Introdução

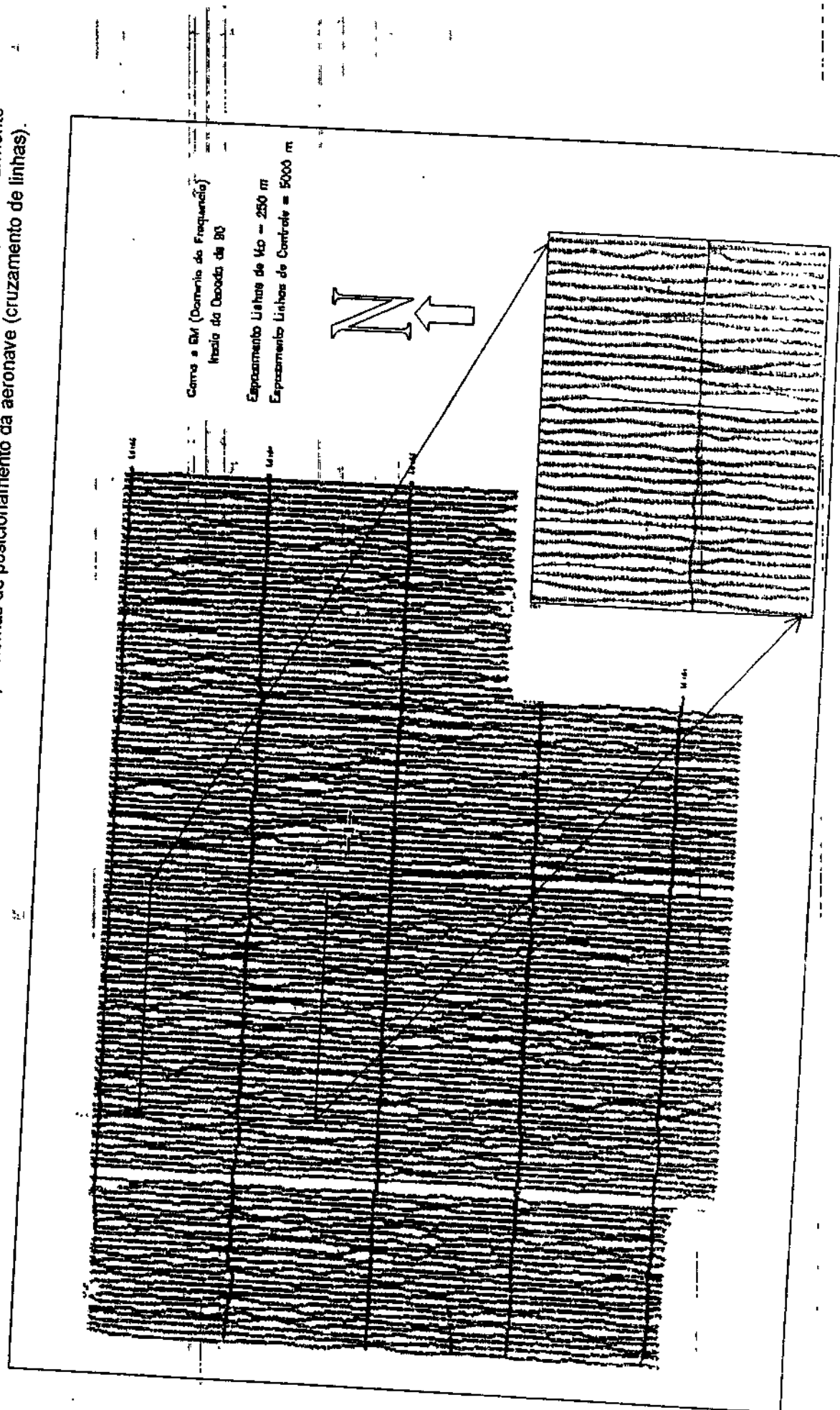
Este capítulo apresenta os métodos e procedimentos utilizados no pré-processamento e processamento dos dados geofísicos de alta resolução da região de Serra Leste, bem como os produtos derivados deste processamento. Foram utilizados dados magnetométricos, gamaespectrométricos e eletromagnéticos no domínio do tempo (GEOTEM).

3.2 – Materiais

Os dados utilizados neste trabalho foram adquiridos em dois levantamentos geofísicos distintos, realizados em junho de 1993 (empresa GEOMAG) e março de 1999 (empresa GEOTERREX-DIGHEM), sob contrato com a CVRD. O levantamento de 1993 foi feito através de um helicóptero biturbinado Bell, modelo 212; e o de 1999 com um avião CASA C-212. Os dois aerolevantamentos apresentam, portanto, um intervalo de seis anos e foram efetuados sob plataformas distintas. Os dados brutos gerados nos dois levantamentos foram pré-processados pelas empresas executoras.

No primeiro aerolevantamento (GEOMAG, 1993), foram adquiridos dados magnéticos, gamaespectrométricos e eletromagnéticos no domínio da frequência, que representam uma janela de 716.8 km^2 dentro da área estudada. As linhas de voo estão espaçadas de 250 m e as de controle, de 5000 m (Figura 3.1). A direção das linhas de voo é N-S e perpendicular à orientação geral do Grupo Rio Novo, enquanto as linhas de controle são EW. A altura de voo foi fixada em 120 metros sobre o terreno, e monitorada pelo radar altímetro Terra, modelo TRA. A altura do eletromagnetômetro.

Figura 3.1- Mapa de linhas de vôo do aerolevante gamaespectrométrico e eletromagnético no domínio da frequência (GEOMAG, 1993).
As linhas de vôo estão espaçadas de 250 m e orientadas NS, enquanto as de controle são espaçadas de 5000 m e orientadas perpendicularmente às anteriores. O detalhe abaixo a direita mostra a exclusão de leituras devido problemas de posicionamento da aeronave (cruzamento de linhas).



foi monitorada por uma plataforma laser PS100E, enquanto a altitude do vôo foi controlada por um barômetro Rosemount 1241M3B1, com precisão da ordem de 10 pés (Geomag, 1993).

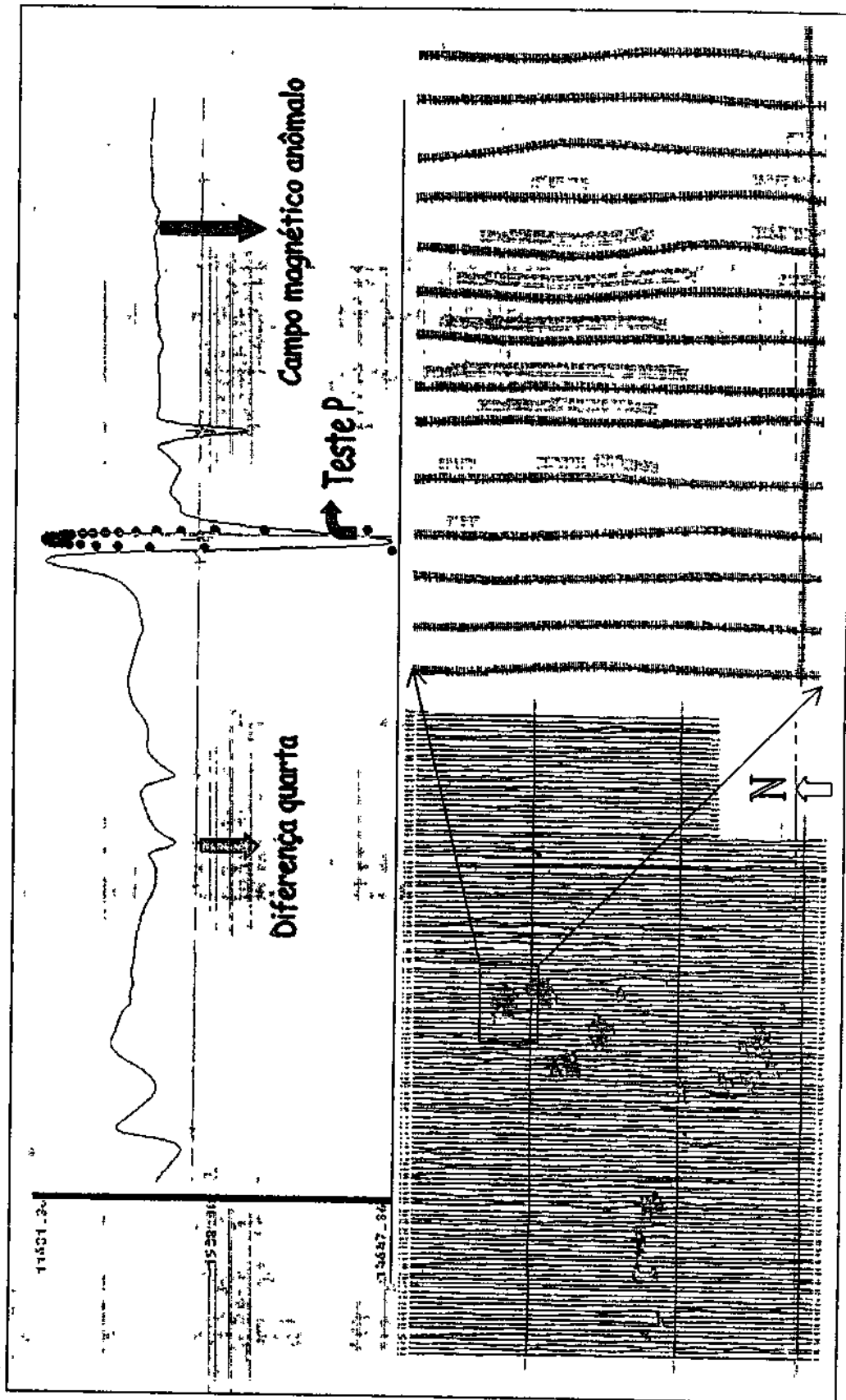
Os sistemas utilizados são de alta resolução, compreendendo um eletromagnetômetro de cinco frequências, magnetômetro de vapor de césio, gamaespectrômetro multicanal e o posicionamento efetuado por GPS (Sistema de Posicionamento Global). Devido à expressão areal do outro levantamento e resolução, serão utilizados somente dados gamaespectrométricos para o presente trabalho.

O sistema gamaespectrométrico (Exploranium, modelo GR-820) possui 256 canais espectrais e é constituído por quatro cristais de NaI ativado por tálio (4" x 4" x 16") com volume total de 1024 polegadas cúbicas. A aquisição foi efetuada a uma altura de 60 metros, com uma taxa de amostragem de cinco leituras por segundo, a cada seis metros. O procedimento de calibração do espectrômetro envolve a introdução de padrões radiométricos de referência de tório, urânio e potássio. A estabilização de ganho nas fotomultiplicadoras é mantida para cada cristal, com base no fotópico do potássio, que atua como isótopo de referência (Geomag, 1993).

Para controle da trajetória foi usado um sistema de posicionamento GPS da Trimble, modelo TANS II, acoplado a um microcomputador PNAV-2001, e um sistema de vídeo VHS para rastreamento das trajetórias percorridas pelo helicóptero.

No segundo aerelevantamento (GEOTERREX-DIGHEM, 1999) foi utilizado um aeromagnetômetro e o sistema eletromagnético GEOTEM III Ltda (*GEOTerrex Transient ElectroMagnetic system*) da GEOTERREX. As linhas de vôo são espaçadas de 250 m e as de controle, de 6000 m (Figura 3.2). A direção das linhas de vôo é NS, ideal para uma melhor amostragem do gradiente do campo magnético em condições de baixas latitudes magnéticas, e as de controle EW. As coordenadas do ponto central da área são: latitude 6° 0' 14,72" S, longitude 40° 38' 42,56" W, declinação magnética -19,09 e inclinação magnética -2,14.

Figura 3.2 - Mapa das linhas de vôo do aerolevanteamento magnetométrico e eletromagnético no domínio da tempo (GEOTERREX-DIGHEM, 1999). As linhas de vôo de direção norte-sul estão espaçadas de 250 m, enquanto as de controle, leste-oeste, estão espaçadas de 6000 m. A figura exemplifica dois testes efetuados no pré-processamento dos dados para a avaliação e eliminação de ruídos, denominados de diferença quarta e parâmetro P (Blum, 1999). O perfil ilustra a consistência dos dados e ausência de problemas como ruído e posicionamento.



O magnetômetro é um CS-2 de vapor de césio, com sensibilidade de 0,01 nT e frequência de amostragem de 10 Hz em ciclo contínuo. O equipamento foi acoplado à cauda da aeronave com um compensador dos efeitos de vôo, que foi realizado a 75 metros acima do terreno.

O sistema eletromagnético GEOTEM, no domínio do tempo, possui um receptor com três bobinas, duas horizontais, nas direções X e Y e uma vertical na direção Z, um transmissor com bobina de eixo vertical, com ciclos de 90 Hz, janela de pulso de 2 milisegundos e intervalo de amostragem de 4 Hz. O momento do dipolo é 693.000 Am². A bobina transmissora tem área de 232 m², eixo vertical, com três voltas. A separação horizontal entre o transmissor e o receptor é de 125 metros e a separação vertical entre transmissor e receptor é 50 metros (Figura 3.3).

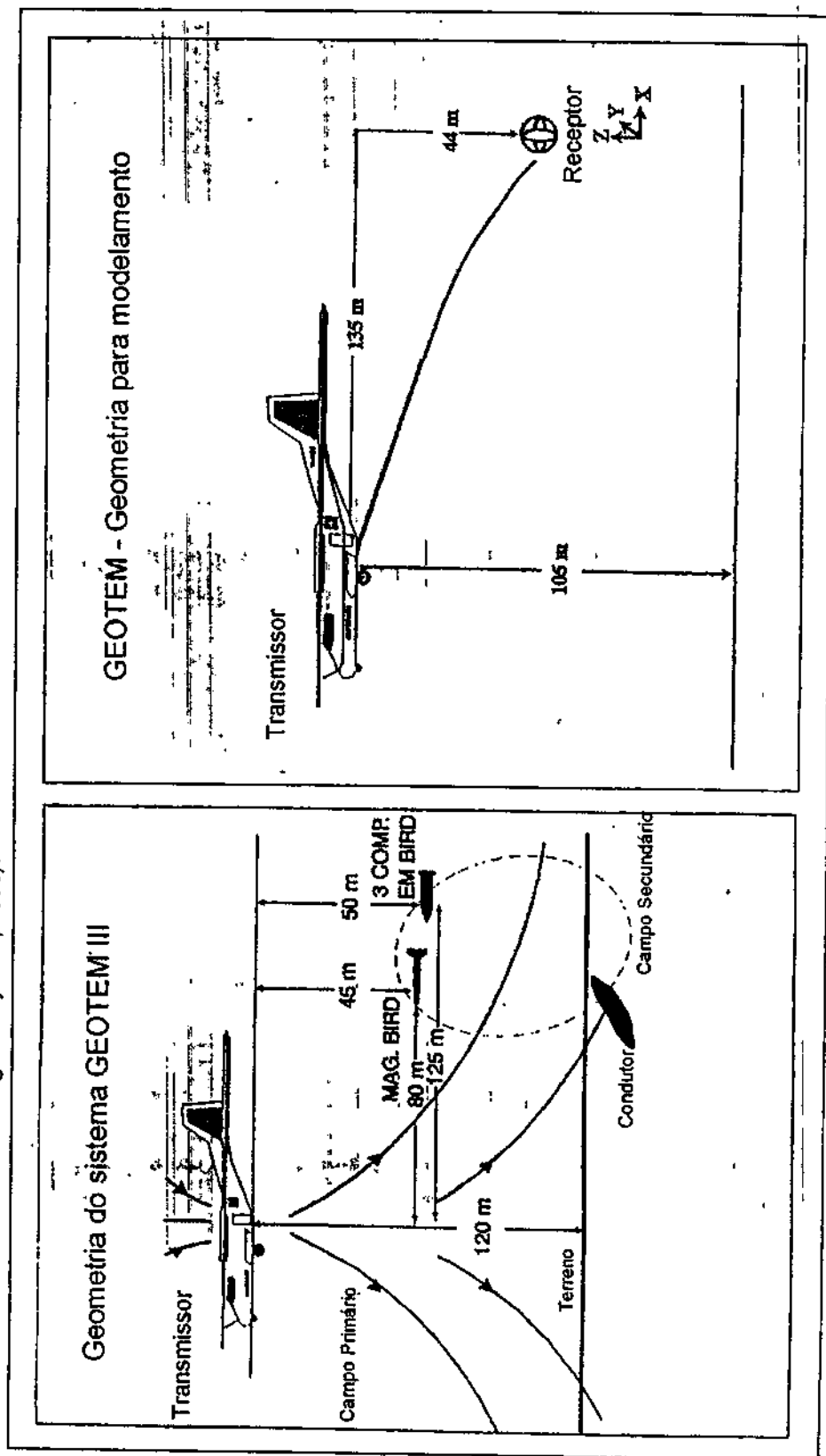
3.3 – Métodos

Os dados foram processados utilizando-se o pacote Oasis Montaj versão 5.1 da GEOSOFT, que contém ferramentas para processamento digital e análise de dados geológicos, geoquímicos e geofísicos.

3.3.1 - Pré-processamento e o processamento dos dados aerogeofísicos de Serra Leste

O pré-processamento dos dados aerogeofísicos do Projeto Serra Leste consistiu na avaliação e eliminação de ruídos, devidos a erros na amostragem, posicionamento, problemas instrumentais e ambientais. Os dados foram avaliados quanto à presença de inconsistências como o efeito pepita (*nugget*) ou “picos” (*spikes*), e quanto à sua distribuição espacial e densidade. A análise foi efetuada através de mapas de linhas de vôo, perfis das linhas de vôo e da aplicação de dois testes denominados por Blum (1999) de diferença quarta e parâmetro P. Estes testes permitem a identificação de registros com valores fora do desvio padrão da população de registros. O método da diferença quarta consiste em substituir o valor de um ponto de uma linha de vôo pela diferença

Figura 3.3 - Arranjo do sistema eletromagnético GEOTEM, no domínio do tempo. O sistema GEOTEM possui um receptor com três bobinas, duas horizontais, nas direções X e Y e uma vertical na direção Z, um transmissor com bobina de eixo vertical. A separação horizontal entre o transmissor e o receptor é de 125 metros, enquanto que a vertical entre o transmissor e receptor é 50 metros (GEOterrex Transient ElectroMagnetic system, 1998).



entre o segundo ponto anterior e o segundo posterior ao ponto em questão. O Teste P visa restringir as anomalias e encontrar somente os "picos". Assumiu-se que a distribuição dos dados é normal, com 99,7% deles com média em torno de ± 3 vezes o desvio padrão, e que o logaritmo de um número negativo não é real. A seguinte equação foi utilizada:

$$P = \log(|x - \bar{x}| - |3 \cdot \sigma|)$$

onde P é o 'pico', x é o dado em questão, $\bar{x}$ a média dessas diferenças nos dados e σ o desvio padrão.

A equação anterior pode ser substituída pelo seguinte algoritmo: se $|x - \bar{x}| > |3 \cdot \sigma|$, então $p = 1$, caso contrário $p = 0$, onde p indicará se o dado deverá ser verificado ($p = 1$) ou não ($p = 0$) (Figura 3.3).

Na avaliação dos dados magnéticos e eletromagnéticos não foram observados problemas de posicionamento da aeronave ou superposição ou cruzamento de linhas, causados por sobrevôos. Casos de efeito pepita também não foram notados. Os principais problemas de cruzamento e superposição de linhas de vôo foram encontrados nos dados radiométricos. As leituras contidas em intervalos que apresentavam superposição ou cruzamento de linhas de vôo foram removidas dos dados (Figura 3.2). Os testes da diferença quarta e do parâmetro P mostraram a existência de ruídos nestes dados (Figura 3.3). Além disso, testes estatísticos aplicados aos dados gamaespectrométricos mostraram valores negativos nos canais de K (potássio) e U (urânio). Neste caso, a correção adotada foi a adição do valor mínimo referente a cada medida mais o desvio padrão (σ), conforme discriminado abaixo:

$$\text{Canal de potássio corrigido} = \text{Canal de potássio} + \text{valor mínimo} + \sigma.$$

O pré-processamento dos dados aeromagnéticos, constou da redução do IGRF (International Geomagnetic Reference Field)/DGRF (Definitive Geomagnetic Reference Field), a interpolação dos dados em malha regular e o micronivelamento dos (figura 3.4), com o intuito de permitir a aplicação de realces, que facilitem a interpretação geológica (Luyendick, 1997; Blum, 1999; Silva, 1999; Fuck, 2000).

A maior parte do campo magnético é produto da contribuição do núcleo magnético terrestre, que não é de interesse para mapeamento geológico e prospecção mineral. O procedimento correto é retirar esta influência dos dados magnéticos, através da subtração do IGRF (International Geomagnetic Reference Field)/DGRF (Definitive Geomagnetic Reference Field). O campo resultante é denominado de campo anômalo e representa o campo proveniente das fontes crustais acima da superfície Curie. Neste caso, as feições anômalas podem ser estudadas em termos de geofísica aplicada (Luyendick, 1997).

A extração do IGRF foi efetuada utilizando-se um algoritmo do Geosoft-Oasis Montaj 5.07 e aplicado em toda a base de dados, ponto a ponto. Foram calculados a latitude, longitude, inclinação e declinação para cada ponto amostrado, e então extraído o IGRF (1995), resultando no campo magnético anômalo.

A geração de uma grade regular implica na escolha de um método de interpolação eficiente. O procedimento inicial para a interpolação dos dados consiste em estabelecer o tamanho ideal da célula da grade, em função do espaçamento das linhas de voo e da escala do mapa. A célula quadrada deve apresentar lado equivalente a um valor entre 1/4 do espaçamento das linhas de voo. Este intervalo é considerado adequado para evitar grande perda de informação e degradação da imagem em virtude do aparecimento do efeito de *aliasing* (Silva, 1999). A escolha do método deve levar em conta a análise do espectro de potência ou espectro de energia (Spector & Grant, 1970), onde é indicado o comprimento de onda da área para amostragem e uma estimativa das profundidades das fontes na área de estudo.

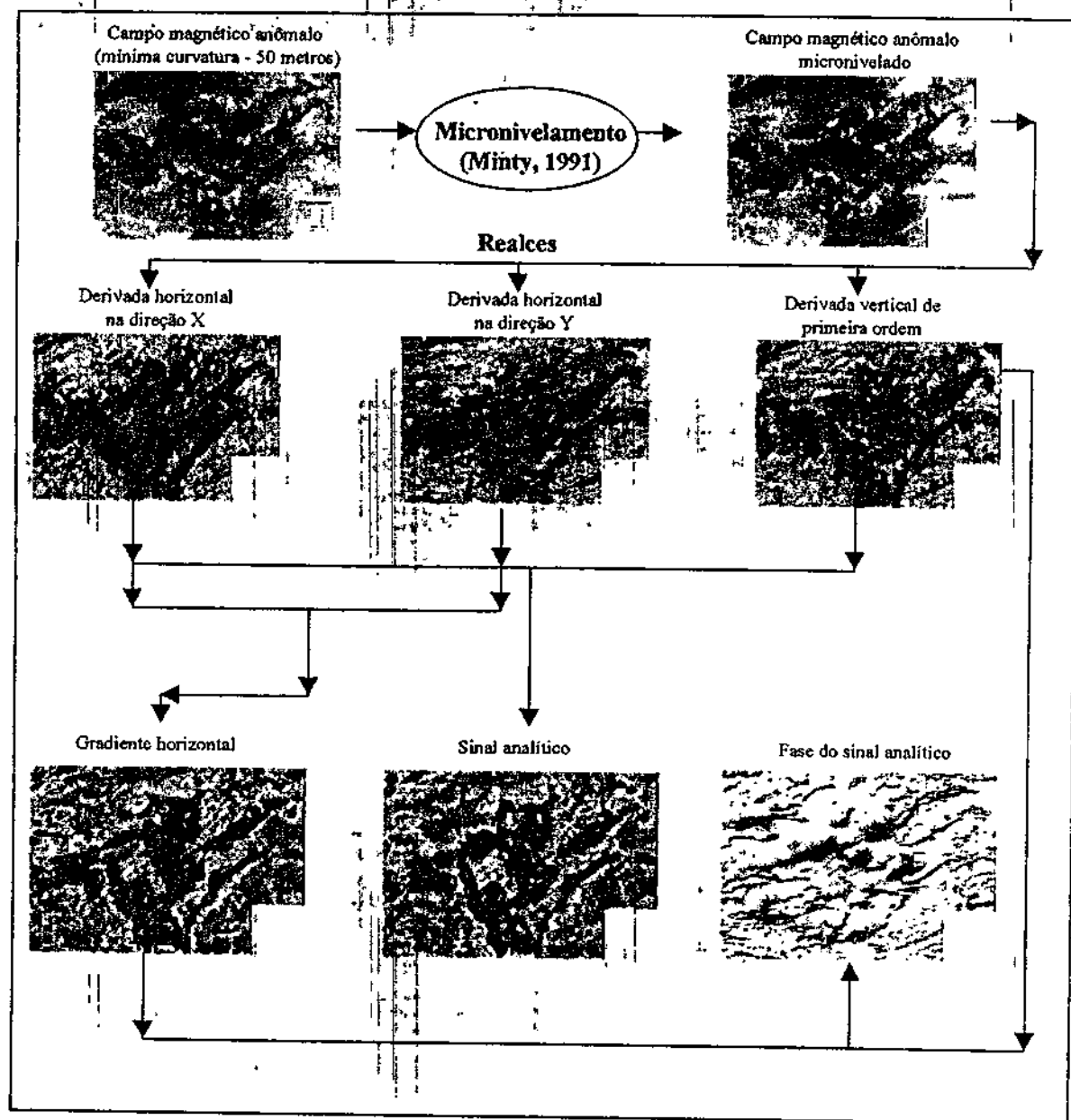
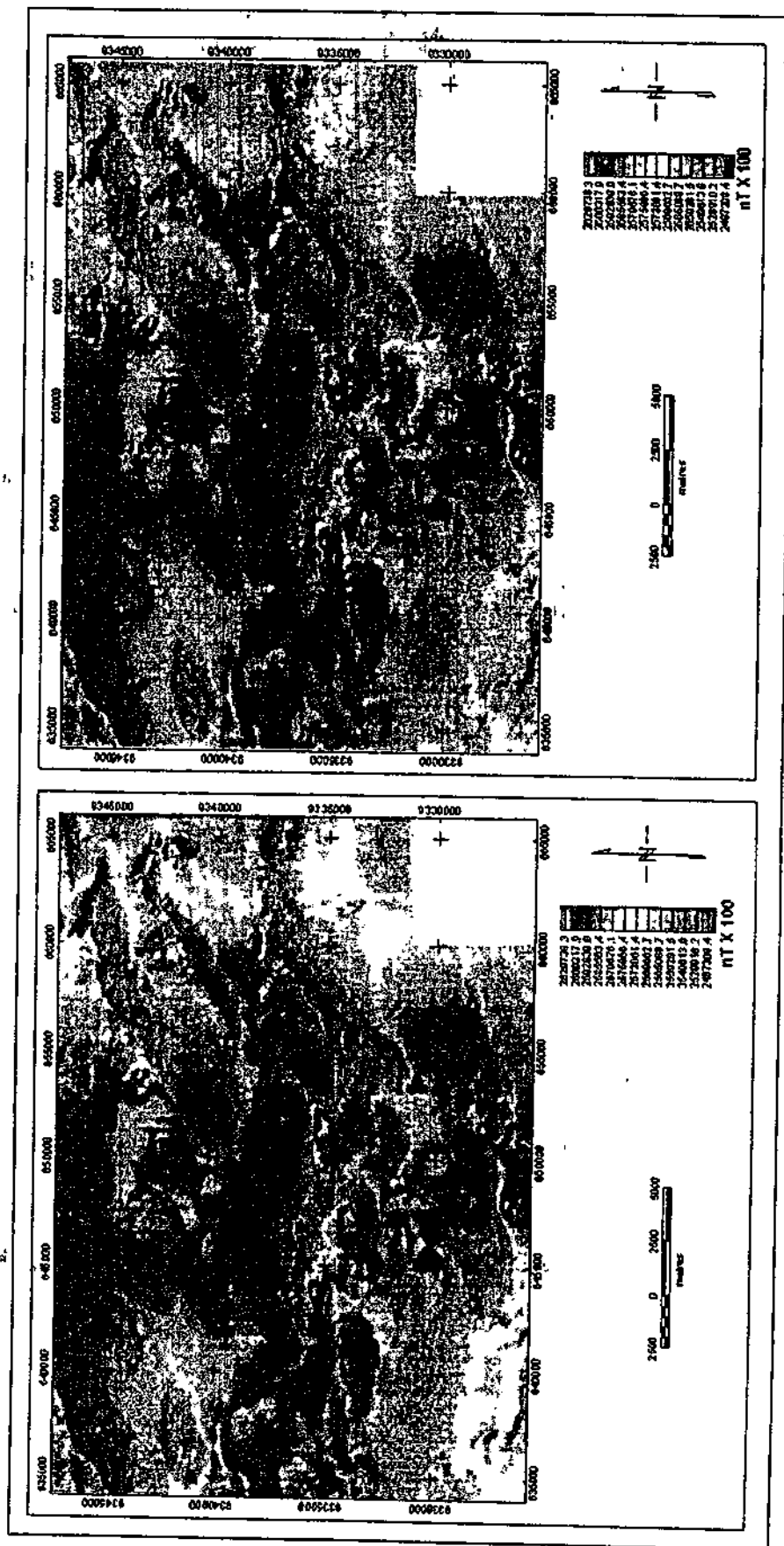


Figura 3.4 - Fluxograma mostrando o método utilizado no processamento dos dados magnetométricos.

O método da curvatura mínima é um dos mais usados nas geociências, por sua rapidez de processamento. A superfície gerada é análoga a uma placa fina e linearmente elástica, deformada, que passa por todos os dados com uma quantidade mínima de flexão (Briggs 1974, Swain 1976). O método *bi-direcional* é considerado um excelente interpolador para dados dispostos em linhas de voo e utiliza um polinômio de terceiro grau. A interpolação pode ser feita de maneira linear, ao longo das linhas de voo, com *spline* cúbico ou perpendicular, com *spline* de Akima (1970).

Os dados irregularmente espaçados, foram interpolados, neste trabalho, com uma célula de 62,5 m, utilizando-se dois métodos: curvatura mínima e o bi-direcional (*splines* bi-cúbicos). Entre os algoritmos testados aquele que ofereceu o melhor resultado foi o da curvatura mínima (RamGrid), depois de parametrizado adequadamente (Figuras 3.5a e 3.5b). O método bi-direcional mascarou algumas anomalias relevantes paralelas e/ou subparalelas às linhas de voo, como aquelas relacionadas aos diques básicos de direção predominante N - S (mostrados na Figura 5.1- Capítulo 5).

As imagens geradas a partir dos dados aerogeofísicos, mostram imperfeições referentes ao nivelamento das malhas de amostragem. Para remoção destes ruídos, utiliza-se as técnicas denominadas micronivelamento ou decorrugação. Neste trabalho optou-se pelo micronivelamento, utilizando-se a metodologia proposta por Minty (1991) e a rotina elaborada por Blum (1999). Minty (1991) indica que a remoção dos ruídos devido ao desnivelamento das linhas de voo não causa a perda de altas frequências. O desnivelamento das linhas gera padrões com anomalias alongadas segundo as linhas de voo. Essas anomalias caracterizam-se por estarem confinadas às linhas de voo e por apresentarem comprimento de onda longitudinal, maior que o espaçamento entre as linhas de controle e comprimentos de ondas transversais. A técnica consiste na aplicação de filtros em duas direções ortogonais de uma malha (Minty, 1991; Blum, 1999). A verificação dos resultados é visual e a determinação dos valores de corte para os filtros é feita por tentativa e erro. A melhor combinação de comprimentos de onda nos filtros passa-alta e passa-baixa foi de quatro vezes o espaçamento das linhas de voo (1000 metros) e de uma vez o espaçamento das linhas de



Figuras 3.5 -- a) Imagem do campo magnético anômalo interpolada pelo método da curvatura mínima, iluminada de leste para oeste. b) Imagem do campo magnético anômalo interpolada pelo método bi-direcional, iluminada de leste para oeste. Ambas as imagens mostram artefatos N-S, provenientes de imperfeições após o nivelamento das malhas de amostragem.

controle. Alguns ruídos remanescentes, principalmente, nas áreas de baixa intensidade magnética, foram removidos através da aplicação de um filtro de média móvel, do tipo *Hanning*, com janela de 3x3 (Figura 3.6).

3.3.2 – Realce dos Dados Aerômagnéticos

Na observação do campo magnético anômalo, sem o auxílio das transformações lineares, é possível caracterizar algumas feições geológicas importantes: (i) duas anomalias com formas alongadas, com eixos orientados NE, localizadas na porção central da área, que coincidem com as rochas dos complexos Luanga e Luanga Sul; (ii) uma região magneticamente perturbada na porção central da área, que em profundidade pode representar uma série de corpos magnéticos, coincidentes com as áreas de afloramentos das unidades ultramáficas dos complexos máfico ultramáficos Orion e Afrodite; (iii) duas anomalias dipolares na região do depósito de ferro de Serra Leste, que representam a fácies magnética das formações ferríferas e o lineamento da Zona de Cisalhamento Transcorrente Cinzento (ZCTC), orientado segundo a direção NW (Figuras 2.3 e 3.6). A ZCTC mostra um arrasto entre os complexos máfico ultramáficos Luanga e Luanga Sul, representado por um deslocamento sinistral entre essas unidades litoestratigráficas. Esse arrasto ocorreu em uma fase de deformação transpressiva, posterior àquela que modelou a forma dos complexos, visto que, a forma dos complexos sugere uma cinemática dextral. A cinemática dextral está relacionada a uma fase de deformação mais antiga, o que é compatível com os modelos de deformação polifásica, propostos por Pinheiro & Holdsworth (1997) e Veneziani e Okida (2001).

A análise do relevo do campo magnético anômalo foi auxiliada por transformações lineares, principalmente as referentes à amplitude e à fase do sinal analítico, a derivada vertical de primeira ordem e o gradiente horizontal total. A representação espectral generalizada dos campos magnéticos possibilitou uma série de transformações e realces nestes dados (Milligan & Gunn, 1997).

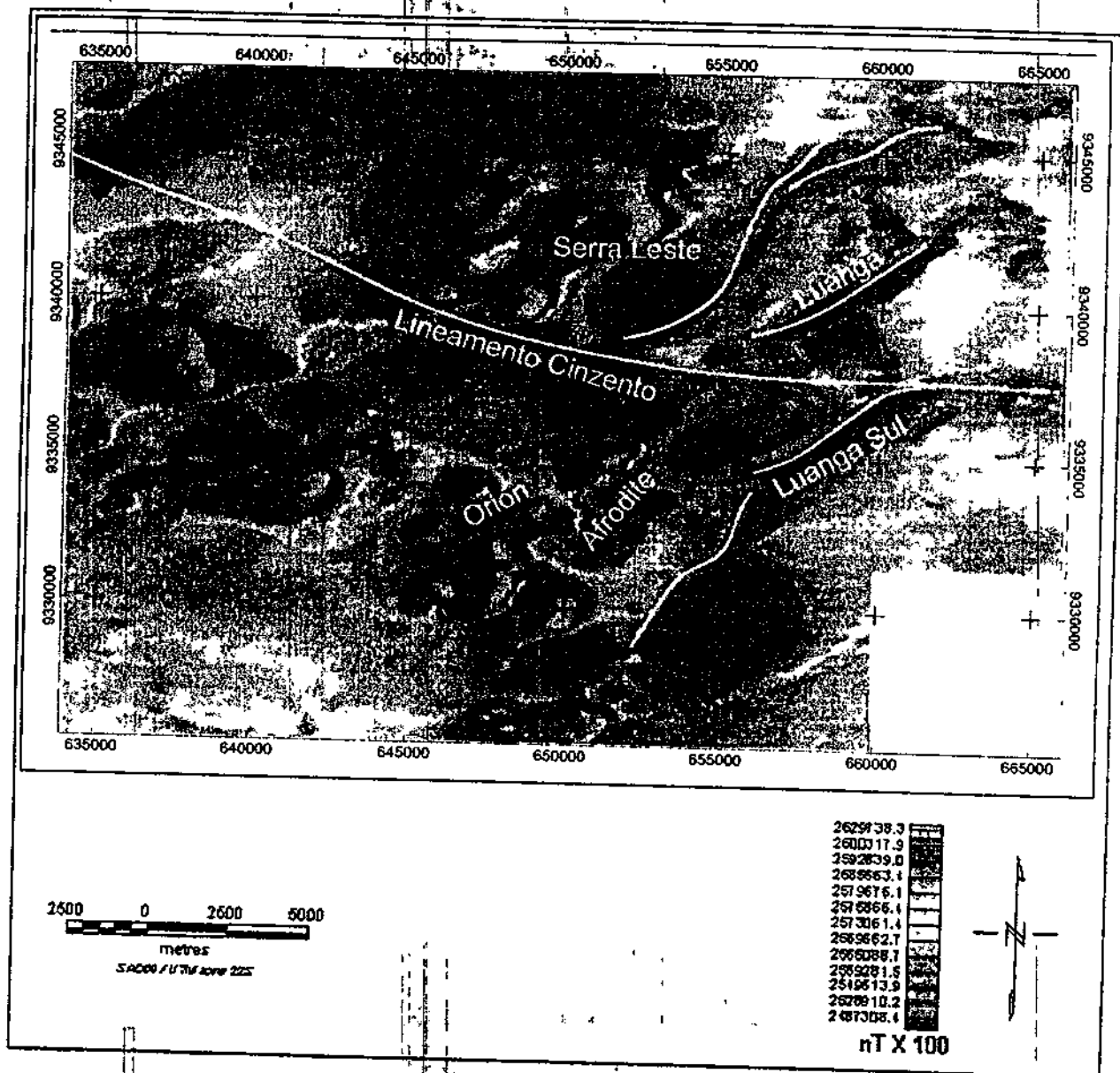


Figura 3.6 - Imagem do campo magnético anômalo, micronivelada e iluminada de leste para oeste. Alguns ruídos remanescentes, principalmente, nas áreas de baixa intensidade magnética, foram removidos através da aplicação de um filtro de média móvel, do tipo Hanning, com janela de 3x3. Observam-se as discontinuidades referentes: ao lineamento cinzento de direção WNW, às estruturas de segunda ordem do lineamento cinzento, ao acamamento ígneo nos complexos máfico ultramáficos Luanga, Luanga Sul, Órion e Afrodite e às formações ferríferas.

Essas transformações podem ser feitas no domínio da frequência ou do tempo. A análise inicial foi efetuada através do espectro radial de potência do campo magnético anômalo de Serra Leste. Entretanto, na imagem do campo anômalo observa-se a descontinuidade referente ao lineamento da ZCTC, de direção NW (Figura 3.5).

Os mapas transformados podem realçar feições pouco claras em outros produtos, tornando a análise e interpretação mais eficiente para fins geológicos. Neste trabalho, foram aplicados os seguintes filtros (Figuras 3.4):

- a) continuação ascendente do campo magnético anômalo;
- b) primeira derivada vertical do campo magnético anômalo;
- c) derivadas horizontais em X, Y e gradiente horizontal total do campo magnético anômalo;
- d) amplitude do sinal analítico do campo magnético anômalo;
- e) fase do sinal analítico do campo magnético anômalo;
- f) deconvolução de Euler.

A amplitude do sinal analítico, a derivada vertical de primeira ordem do campo magnético anômalo e a fase do sinal analítico foram muito utilizadas nos últimos anos para ampliar as respostas dos sinais e delinear descontinuidades geológicas ou lineamentos, não perceptíveis na observação do campo magnético anômalo (Luyendyk, 1997, Milligan e Gunn, 1997), principalmente em condições de baixas latitudes magnéticas (Blum, 1999; Silva, 1999 e Fuck, 2000).

3.3.2.1 – Espectro Radial de Potência

A aplicação do método permite determinar a profundidade das fontes magnéticas a partir da declinação da curva do espectro de energia (Spector e Grant, 1970). Esta profundidade é estatisticamente determinada pela seguinte expressão:

$$h = -s/4 \pi$$

onde:

h = profundidade,

s = declividade do logaritmo de potência do espectro

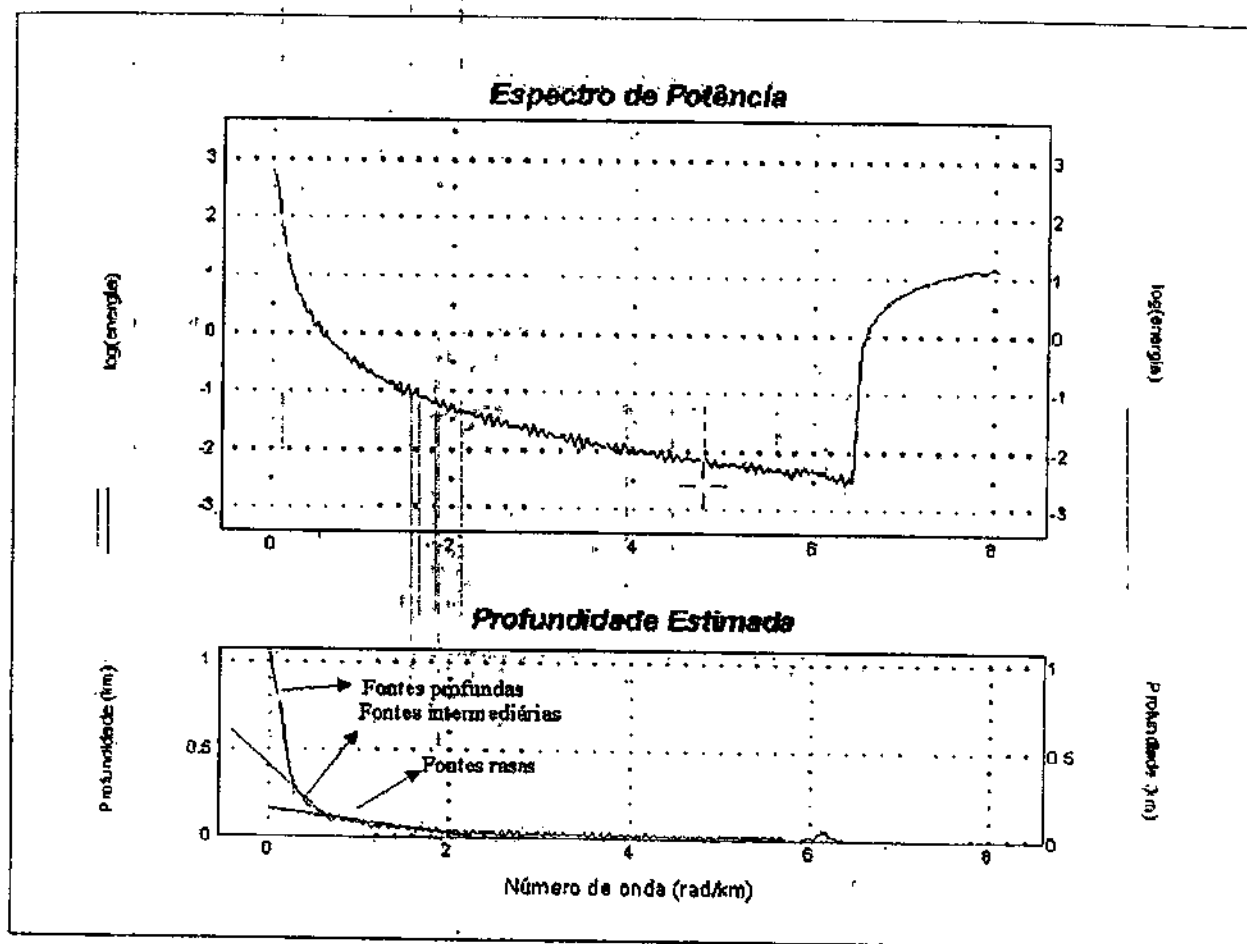


Figura 3.7 – Espectro de potência do campo magnético anômalo, indicando profundidade de 1km para as fontes profundas e 400 metros para as fontes intermediárias (cf. Spector e Grant, 1970).

A análise do espectro de potência do campo magnético anômalo de Serra Leste (Figura 3.7) mostra que os sinais significativos se prolongam até ao número de onda de $0,002 \text{ km}^{-1}$, indicando comprimentos de onda maiores que 500 metros. É importante ressaltar que este é o comprimento espacial de onda crítico (Nyquist) para a amostragem, no caso de um espaçamento de 250 m entre as linhas de voo. Comprimentos de onda menores representam ruídos e não devem ser considerados. As fontes mais profundas amostradas são da ordem de 1000 metros.

3.3.2.2 – Continuação ascendente do campo magnético anômalo

Este método opera a partir de dados de um campo magnético e gera a resposta deste campo em um "datum" situado acima do plano de observação. O processo tem uma resposta de frequência, dada por $H = e^{-h(u^2+v^2)^{1/2}}$, e um fator de profundidade que suprime as altas frequências, mostrando a influência das fontes mais profundas e reduzindo o efeito das fontes superficiais (Milligan & Gunn, 1997).

A continuação ascendente do campo magnético anômalo foi feita para uma altura de 187 metros, utilizando três vezes o espaçamento entre as linhas de vôo, conforme sugerido por Silva (1999). Nesta imagem, as feições magnéticas mais sutis, como as discontinuidades N-S geradas pelos diques de gabro e pelo lineamento da ZCTC, não são observadas ou são atenuadas. As unidades importantes da área são correlacionadas às zonas de alta frequência. Estas fontes, quando analisadas separadamente das fontes mais rasas, mostram-se similares nas imagens (Figura 3.8).

3.3.2.3 – Primeira derivada vertical do campo magnético anômalo

A primeira derivada vertical, ou gradiente vertical é fisicamente equivalente a medida do campo magnético em dois pontos, um verticalmente sobre o outro, subtraindo o dado e dividindo a diferença pela separação espacial dos pontos de medida. Esse processo ressalta as altas frequências em relação às baixas frequências, caracterizando-o como um filtro passa alta. Pode ser aplicado como um filtro passa-baixa para remover o ruído de número de onda grande (Blakely, 1995).

Várias derivadas verticais podem ser calculadas pela multiplicação da amplitude do espectro do campo por um fator do tipo:

$$[1/n(u^2+v^2)^{1/2}]^n,$$

onde n é a ordem da derivada vertical. Teoricamente, quanto maior a ordem da derivada, maior a capacidade de discriminação de feições rasas. No entanto, é comum o uso de derivadas ficar restrito a segunda ordem, visto que, a partir desta, ocorre um aumento considerável dos ruídos nos produtos.

As derivadas dos campos potenciais têm sido amplamente utilizadas para ressaltar as respostas dos sinais de alta frequência. São eficientes para delinear discontinuidades associadas a estruturas, contatos litológicos e lineamentos. A Figura 3.9 apresenta a imagem da derivada vertical da primeira ordem.

3.3.2.4 - Derivadas horizontais em X, Y e gradiente horizontal total (GH)

As derivadas horizontais (n^{th}) nas direções X e Y são $(ju)^n$ e $(jv)^n$, respectivamente. Os picos de anomalias ocorrem sobre as bordas de corpos, melhorando a definição das bordas dos mesmos. Para Milligan e Gunn (1997), o uso das derivadas horizontais é bastante ambíguo para corpos estreitos. É utilizado para efeito de comparação com a derivada vertical, porém, pode não apresentar bons resultados dependendo das feições geológicas da região sob estudo.

A Figura 3.10 apresenta as imagens das derivadas horizontais, nas direções X e Y. Quando comparadas à da derivada vertical (Figura 3.9), observa-se uma maior preservação de bordas das fontes magnéticas, principalmente das estruturas de direção NE.

O gradiente horizontal total é definido pela equação (GH):

$$GH = \sqrt{a^2 + b^2}$$



Figura 3.8 - Continuação ascendente do campo magnético anômalo para uma altura de 187 metros, ou seja, três vezes o espaçamento das linhas de vôo, conforme sugerido por Silva (1999). As unidades importantes da área são correlacionadas às zonas de alta frequência, que quando analisadas separadamente das fontes mais rasas, mostram a mesma expressão.

28278.502
17989.713
10032.103
4204.975
-819.734
-2934.901
-8119.844
-15303.316
-32801.497
-70189.433

nt

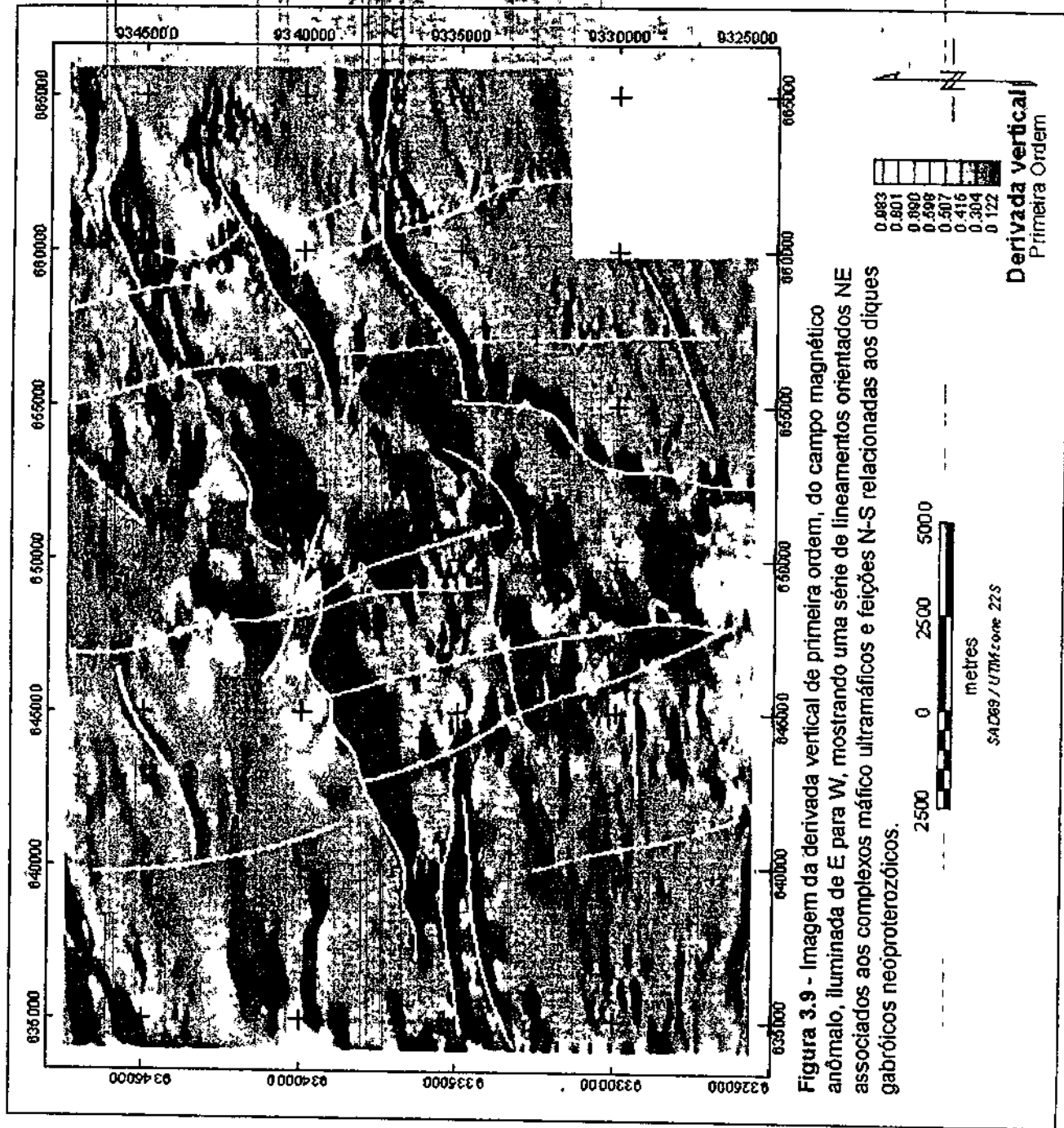


Figura 3.9 - Imagem da derivada vertical de primeira ordem, do campo magnético anômalo, iluminada de E para W, mostrando uma série de lineamentos orientados NE associados aos complexos máfico ultramáficos e feições N-S relacionadas aos diques gabróticos neoproterozóicos.

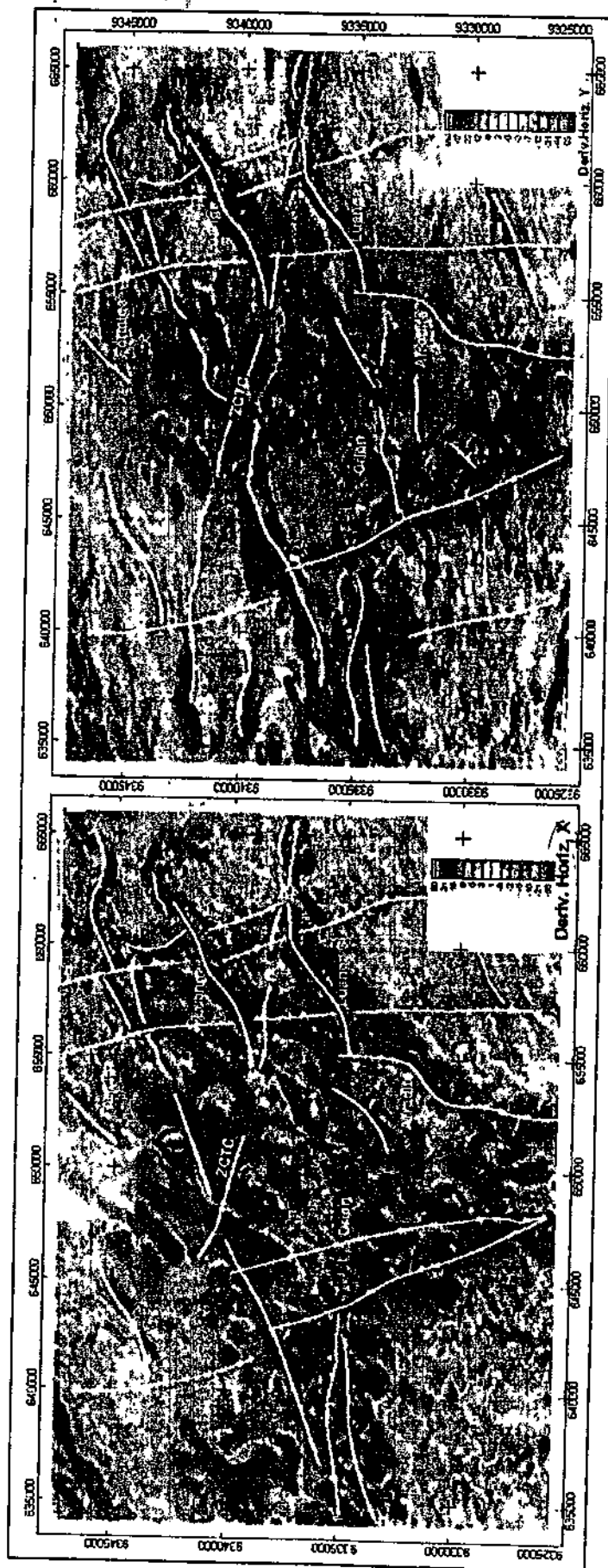


Figura 3.10 - Imagens em falsa cor das derivadas horizontais nas direções X e Y. Notar que essas imagens realçam as bordas, principalmente das feições NE, relacionadas às unidades ultramáficas dos complexos máfico ultramáficos. Mostram feições sutis de direção aproximada N-S, relacionadas aos diques de gabro com magnetita do Neoproterozóico. O lineamento da Zona de Cisalhamento Transcorrente do Cinzento (ZCTC) também pode ser observado.

onde, a é a derivada horizontal na direção X e b a derivada horizontal na direção Y . A figura 3.11 apresenta a imagem colorida pseudo iluminada do gradiente horizontal.

3.3.2.5 Amplitude do sinal analítico de ordem zero (onde $n=0$)

A interpretação do posicionamento das anomalias magnéticas é complicada pela natureza dipolar do campo magnético e pela magnetização remanescente das rochas. Este comportamento gera uma assimetria das anomalias e deslocamento dos picos de respostas características de suas fontes causadoras, como inflexões, bordas ou centro dos corpos magnéticos, quando o campo induzido não é vertical. Isso faz com que a resposta de uma fonte magnética dependa de sua localização na superfície terrestre (Nabighian, 1972).

A amplitude do sinal analítico é uma função simétrica, cujos picos estão centrados nas bordas do corpo anômalo ou na feição geológica correspondente, facilitando a interpretação do dado magnético para fins geológicos. O sinal analítico não depende dos parâmetros do campo magnético terrestre e da direção de magnetização da fonte. Além disso, a amplitude do sinal analítico é proporcional a amplitude de magnetização da fonte. O resultado do sinal analítico caracteriza-se como um produto confiável para delimitação das fontes magnéticas em regiões de baixa latitude magnética (Milligan & Gunn, 1997).

O sinal analítico ou envelope de energia das anomalias magnéticas foi desenvolvido por Nabighian (1972), e foi definido inicialmente como "um campo complexo derivando um potencial complexo". É um conjunto de métodos automáticos ou semi-automáticos baseados no uso de derivadas horizontais e verticais. Compreende uma função real, que pode ser escrita como a função complexa $f(t) - iF_{HI}(t)$, onde a parte real é dada por $f(t)$, a parte complexa $F_{HI}(t)$ pela transformada de Hilbert, sendo o tempo (t) a variável independente. Para o campo potencial em duas ou três dimensões (2D ou 3D), os gradientes horizontal e vertical formam um par de transformadas de Hilbert ou sinais analíticos.



Figura 3.11 - Imagem falsa cor do gradiente horizontal, iluminada de E para W, mostrando um gradiente lateral para as anomalias magnéticas, com ampliação nas bordas. O lineamento cinzento é bem representado, indicando um arrasto sinistral das unidades geofísicas e litostratigráficas que representam os complexos Luanga e Luanga Sul, ao longo deste lineamento, ocorrido na terceira fase de deformação e que foi precedido por um movimento dextral na segunda fase de deformação, indicado pela geometria desses complexos.

A importância desses gradientes ortogonais é o posicionamento da amplitude do sinal analítico sobre suas fontes causadoras (Nabighian, 1984), ressaltando as bordas do corpo ou feição geológica (Nabighian 1972; Roest et al. 1992; Hsu et al. 1996). A Figura 3.12, mostra a composição do sinal analítico e seu efeito de preservação de bordas.

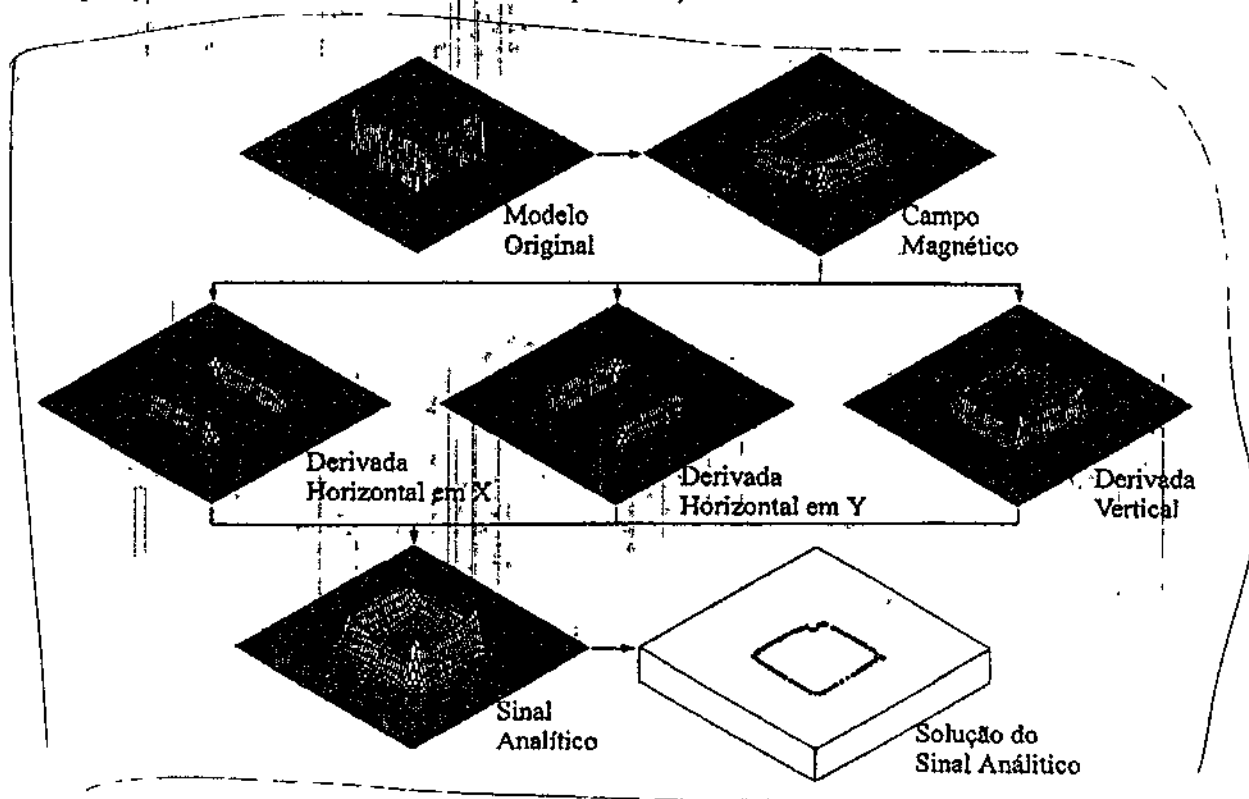


Figura 3.12 - A composição do sinal analítico, a partir da combinação das derivadas horizontais e vertical, gera a amplitude do sinal analítico. Os valores máximos desse sinal podem ser usados para determinar as bordas do corpo e estimar suas profundidades (Roest et al. 1992; Hsu et al. 1996).

Na área da Serra Leste ocorrem vários tipos de rochas contendo magnetita, relacionadas a diferentes unidades litoestratigráficas e processos de formação. Além da magnetita, a pirrotita aparece como fase sulfetada importante nos processos hidrotermais atuantes na área e contribui com o magnetismo das rochas. Entre as unidades onde a magnetita ocorre como fase mineral importante destacam-se: (i) os complexos máfico ultramáficos, cartografados na área como Grupo Rio Novo e

Complexo Máfico Ultramáfico Luanga; (ii) os metassedimentos da Serra do Sereno, na porção extremo noroeste da área, relacionados ao proto minério de manganês; (iii) as brechas hidrotermais relacionadas a intrusões graníticas e, (iv) os diques de gabro Neoproterozóicos de direção N-S. Em todos os casos, a presença de anomalias magnéticas está relacionada à ocorrência de bens minerais, como resultado, por exemplo, da paragênese hidrotermal, rica em magnetita, dos depósitos de Cu - Au da província de Carajás; do sulfeto (pirrotita) que acompanha a mineralização de EGP (Elementos do Grupo da Platina) nos complexos máfico ultramáficos; do conteúdo de magnetita nos depósitos de ferro e manganês. Desta forma, é importante conhecer o comportamento do magnetismo na área e, através de realces, destacar os diferentes domínios magnéticos. A imagem da amplitude do sinal analítico mostra diferentes domínios magnéticos, ressaltando bordas e contatos (Figura 3.13).

3.3.2.6 - A Fase do Sinal Analítico

Números complexos podem ser representados no plano complexo. Nesse plano, as abscissas representam a parte real e, as ordenadas, a parte imaginária. Um número complexo $z = x + iy$ representado nesse plano corresponderá a um ponto com abscissa x e ordenada y . Unindo-se esse ponto à origem do plano teremos o *valor absoluto* de z . O ângulo formado entre esse valor e as abscissas é chamado de fase, que pode ser expressa por $\theta = \arctan(y/x)$ (Butkov, 1968). A fase do sinal analítico é dada pela seguinte relação:

$$\Phi = \arctan \left(\frac{\text{Im}(A_n(x, y))}{\text{Re}(A_n(x, y))} \right)$$

onde n é a ordem do sinal analítico, e Im e são, respectivamente, as partes imaginária e real do sinal analítico no domínio de Fourier.

A fase do sinal analítico mostra o contraste local de susceptibilidade magnética, estendendo a teoria do sinal analítico. A Figura 3.14 mostra a imagem, em tons de cinza, da fase do sinal analítico

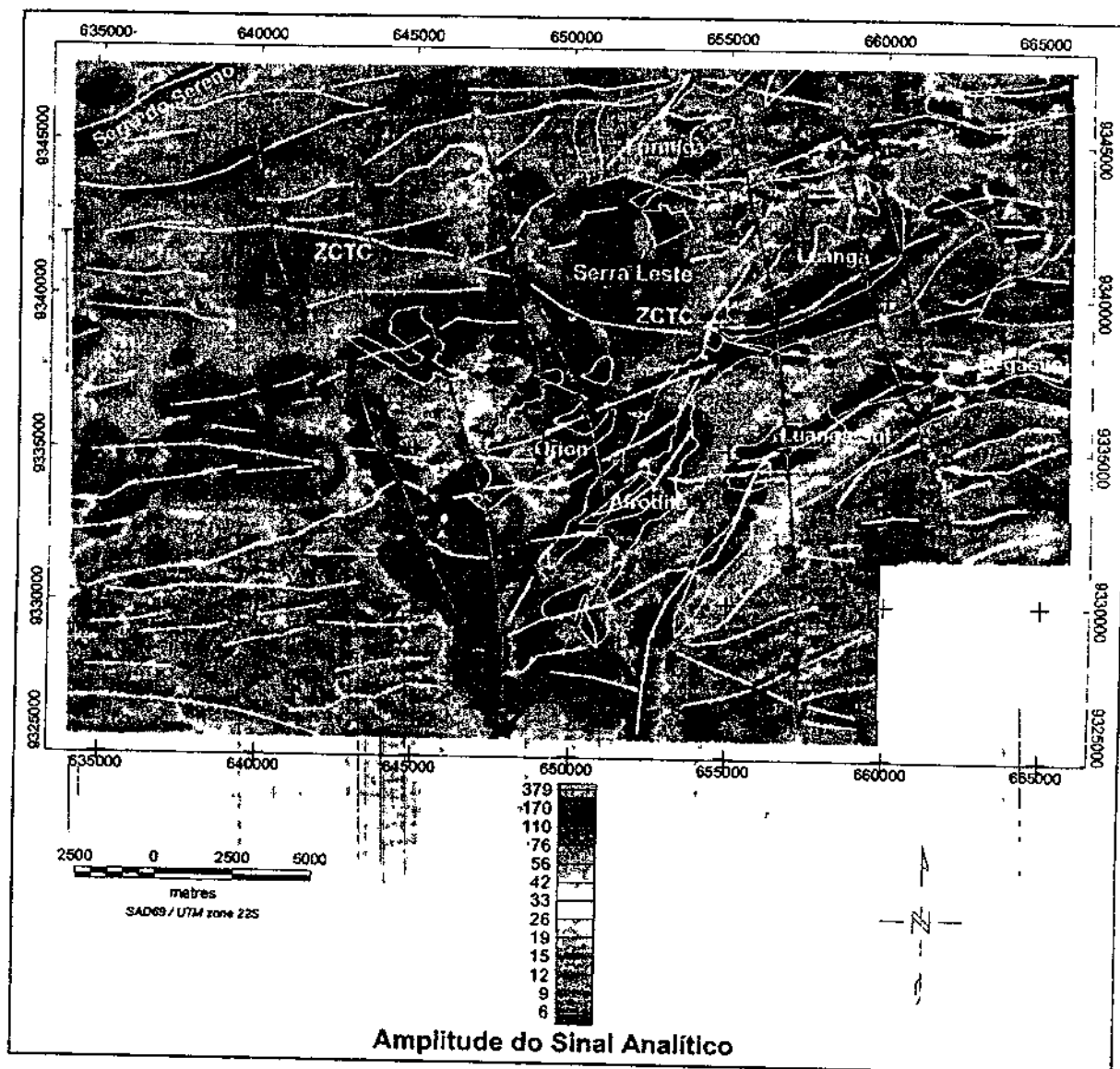


Figura 3.13 - Imagem falsa cor da amplitude do sinal analítico de ordem zero, iluminada de Leste para Oeste, mostrando: a) anomalias NE correlacionadas às unidades ultramáficas dos complexos máfico ultramáficos arqueanos (Luanga, Luanga Sul, Pégasus, Luanga Norte e Formiga); b) Anomalias com formas predominantemente circulares sobas formações ferríferas do depósito de Ferro Serra Leste no centro Norte da área; c) feições discretas orientadas NS a NNW relacionadas à resposta magnética dos diques de gabro com magnetita do Neoproterozóico, destacadas em linhas azuis; d) um conjunto de anomalias de alta frequência e alta amplitude do sinal analítico, na porção central da área correspondente às áreas de afloramento dos complexos máfico ultramáficos Órion e Afrodite. As linhas em branco representam os eixos das anomalias da fase do sinal analítico.

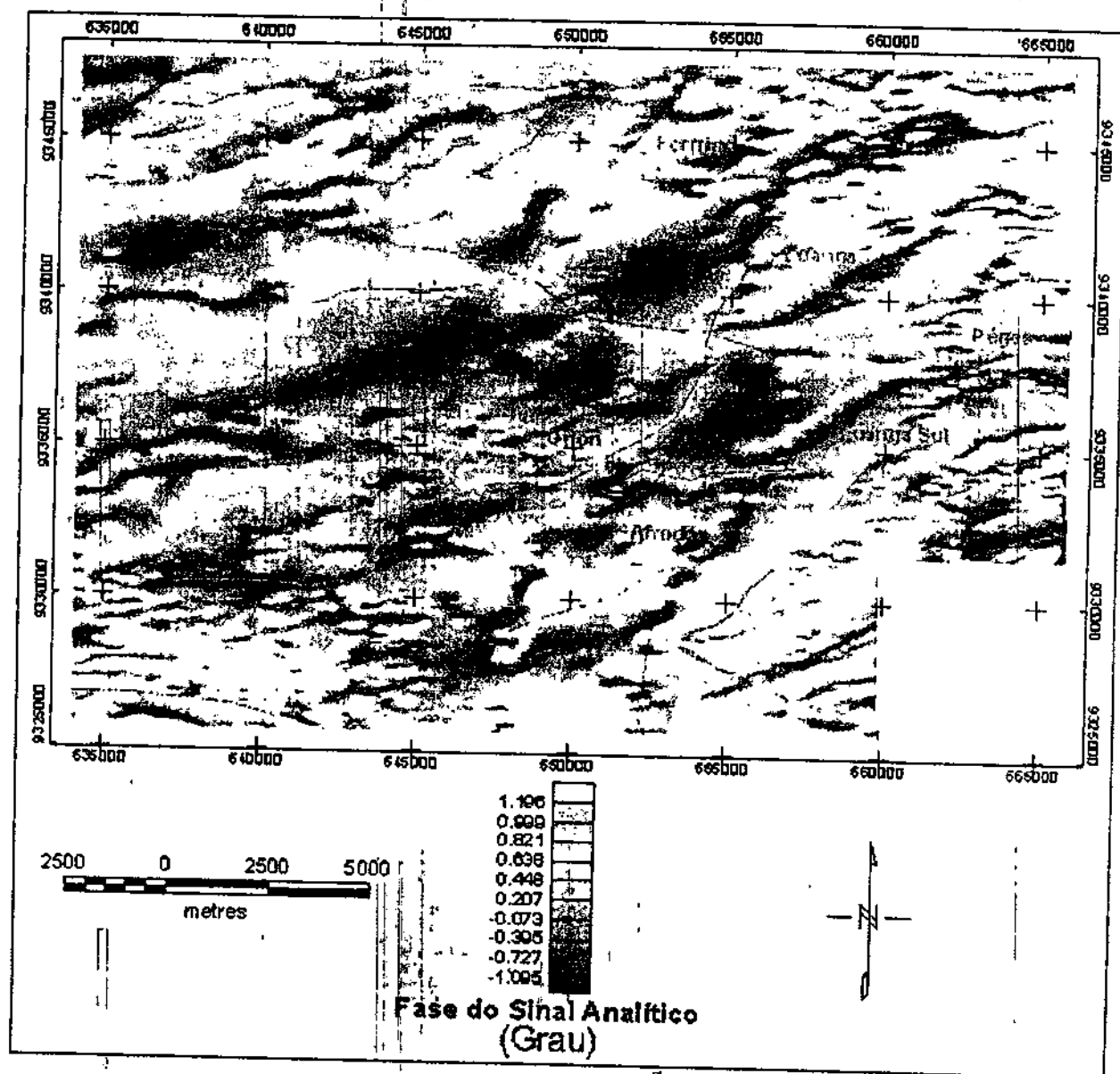


Figura 3.14 - Imagem em tons de cinza, da fase do sinal analítico, ressaltando os eixos do sistema de falhas transcorrentes de direção aproximada E-W, com caráter anastomosado. A Zona de Cisalhamento Transcorrente Cinzento (ZCTC), aparece como lineamento WNW, caracterizado pelo truncamento e o arrasto dos eixos ENE.

3.3.2.7 - Deconvolução de Euler

O sistema é baseado na equação de homogeneidade de Euler, uma equação que relaciona o campo magnético ou gravimétrico e suas componentes de gradiente com a localização da fonte. O grau de homogeneidade 'N' pode ser interpretado como índice estrutural (Thompson, 1982) e é a medida da taxa de mudança com a distância do campo. Por exemplo, um corpo magnético estreito, com duas dimensões, como um dique, tem o índice estrutural $N = 1$, enquanto que uma estrutura cilíndrica vertical tem $N = 2$ e uma estrutura esférica tem $N = 3$. O índice estrutural zero é usado para marcar contatos, que podem representar diques, falhas, descontinuidades, etc.

A rotina de deconvolução de Euler 3D (Geosoft - Oasis montaj) foi criada para processamento, análise e visualização da inversão tridimensional dos dados de campo potencial (Euler 3D). Essa rotina é baseada no método de janelas quadradas, para cada posição da imagem do campo total ou do campo anômalo e de suas derivadas ortogonais (*malhas*). Uma janela quadrada, dita 10 por 10, percorre cada linha da imagem. Para cada janela, serão calculadas 100 equações (para uma janela 10 X 10), das quais, as quatro variáveis desconhecidas (localização X, Y, Z e um valor de *background* B) e suas incertezas, são obtidas para cada índice estrutural.

As Figuras 3.15, 3.16, 3.17, 3.18 e 3.19, mostram os mapas de soluções de Euler da área de Serra Leste, usando os índices estruturais: $N = 0$, $N = 0,5$, $N = 1$, $N = 2$ e $N = 3$, respectivamente.

Essas imagens apresentam as soluções com desvio padrão inferior a 5% e indicam profundidades de 100 metros até 1000 metros para as fontes das anomalias magnéticas. É importante ressaltar que a solução da equação de Euler não é afetada pela inclinação, declinação e remanência magnética, já que esses fatores passam a fazer parte da constante da anomalia, em função de um dado modelo. Entretanto, persistem os problemas para representação de feições magnéticas com direção Norte-Sul, em condições de baixas latitudes magnéticas (Geosoft, 2000).

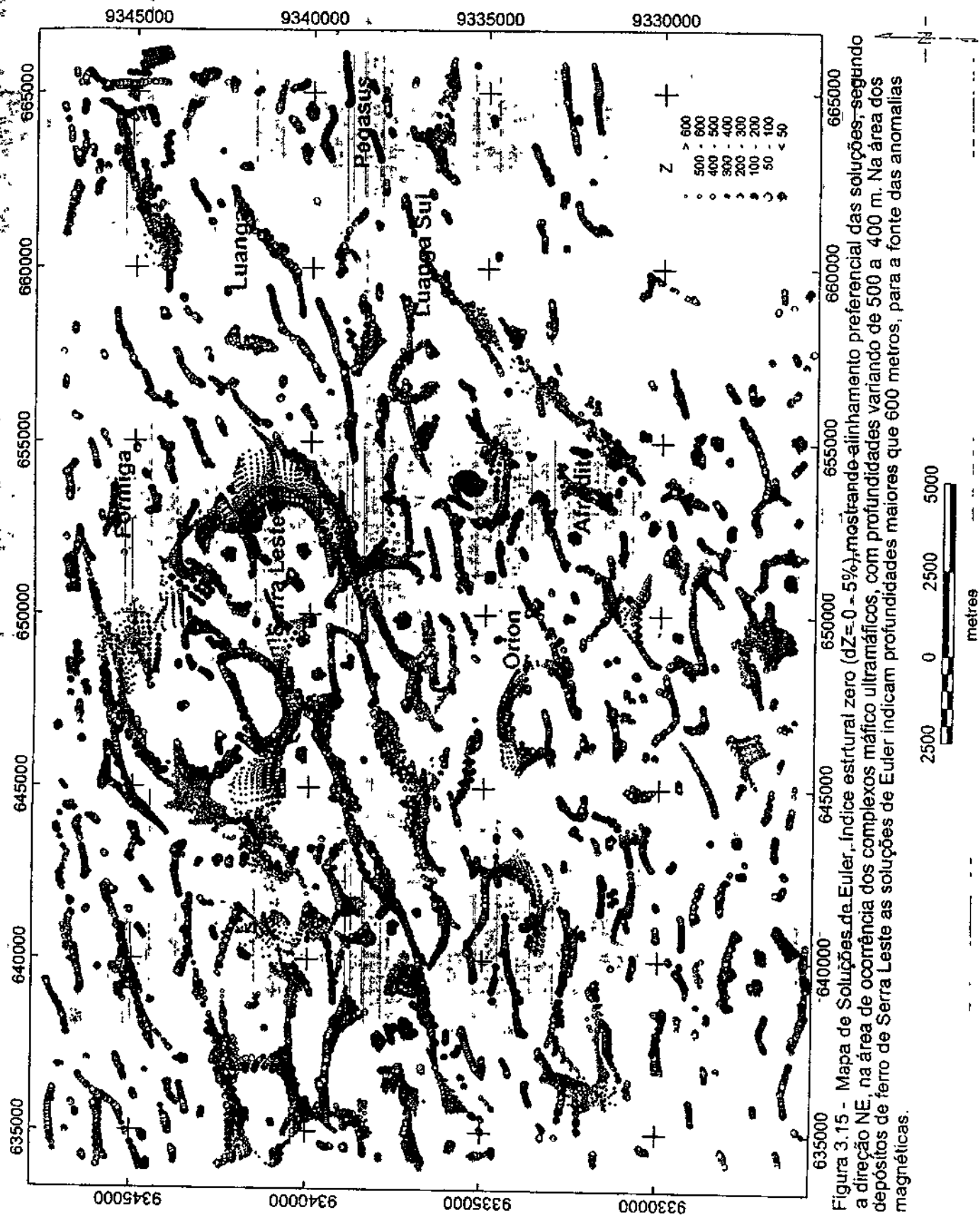


Figura 3.15 - Mapa de Soluções de Euler, Índice estrutural zero ($dZ = 0 \pm 5\%$), mostrando alinhamento preferencial das soluções, segundo a direção NE, na área de ocorrência dos complexos máfico ultramáficos, com profundidades variando de 500 a 400 m. Na área dos depósitos de ferro de Serra Leste as soluções de Euler indicam profundidades maiores que 600 metros, para a fonte das anomalias magnéticas.

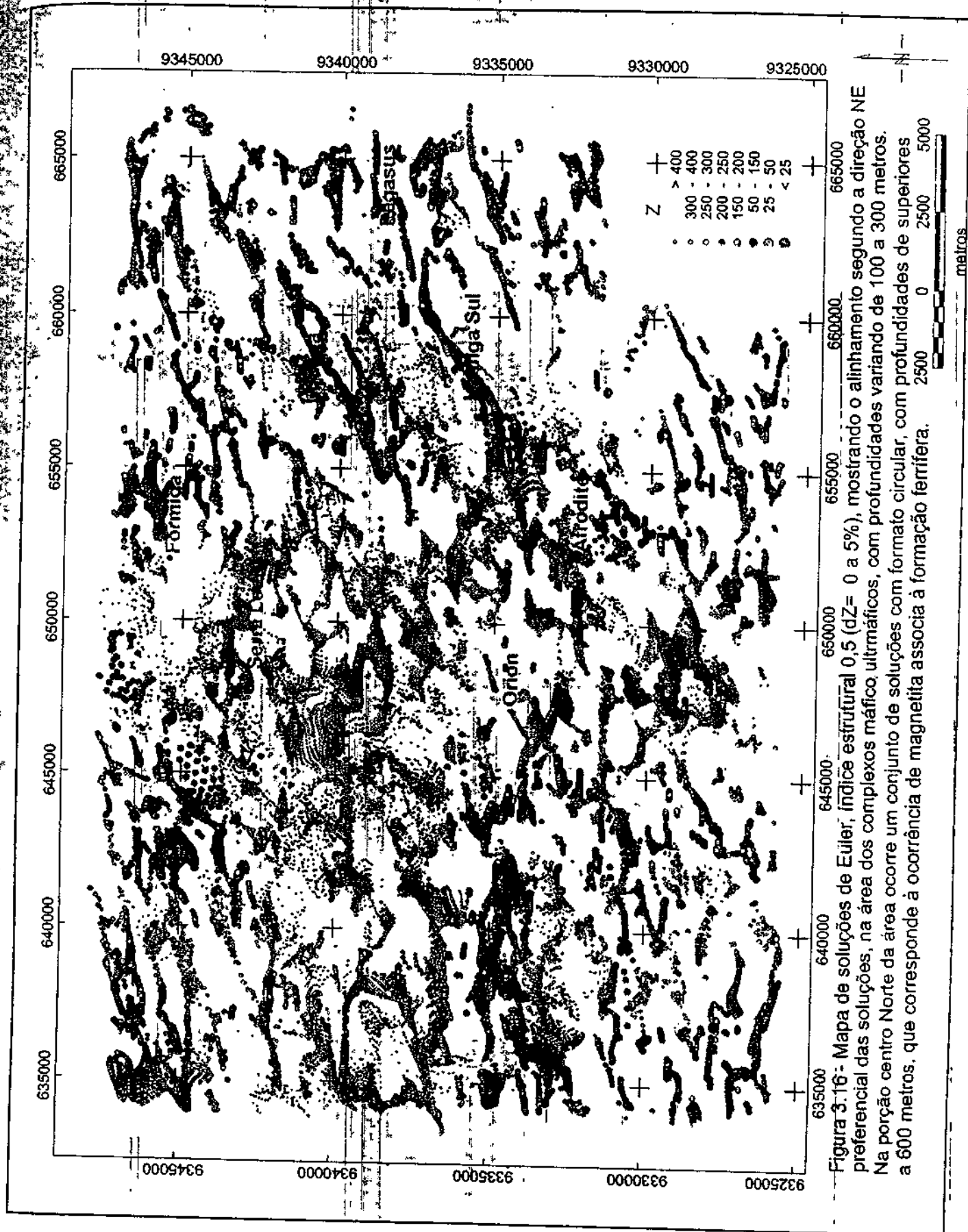


Figura 3.16 - Mapa de soluções de Euler, índice estrutural 0,5 ($dZ = 0$ a 5%), mostrando o alinhamento segundo a direção NE preferencial das soluções, na área dos complexos máfico-ultramáficos, com profundidades variando de 100 a 300 metros. Na porção centro Norte da área ocorre um conjunto de soluções com formato circular, com profundidades de superiores a 600 metros, que corresponde à ocorrência de magnetita associada à formação ferrífera.



Figura 3.17 - Mapa de Soluções de Euler, índice estrutural ($dZ = 0 - 5\%$), mostrando alinhamento preferencial das soluções, segundo a direção NE, com soluções apresentadas em conjuntos mais espessos, mostrando um gradiente lateral de profundidade, que varia de 25 a 400 metros.



Figura 3.18 - Mapa de soluções de Euler com índice estrutural 2 ($dZ = 0$ a 5%), que modela corpos com formas cilíndricas, mostra anomalias com profundidades em torno de 600 metros nos depósitos de ferro de Serra Leste, na porção centro Norte da área.

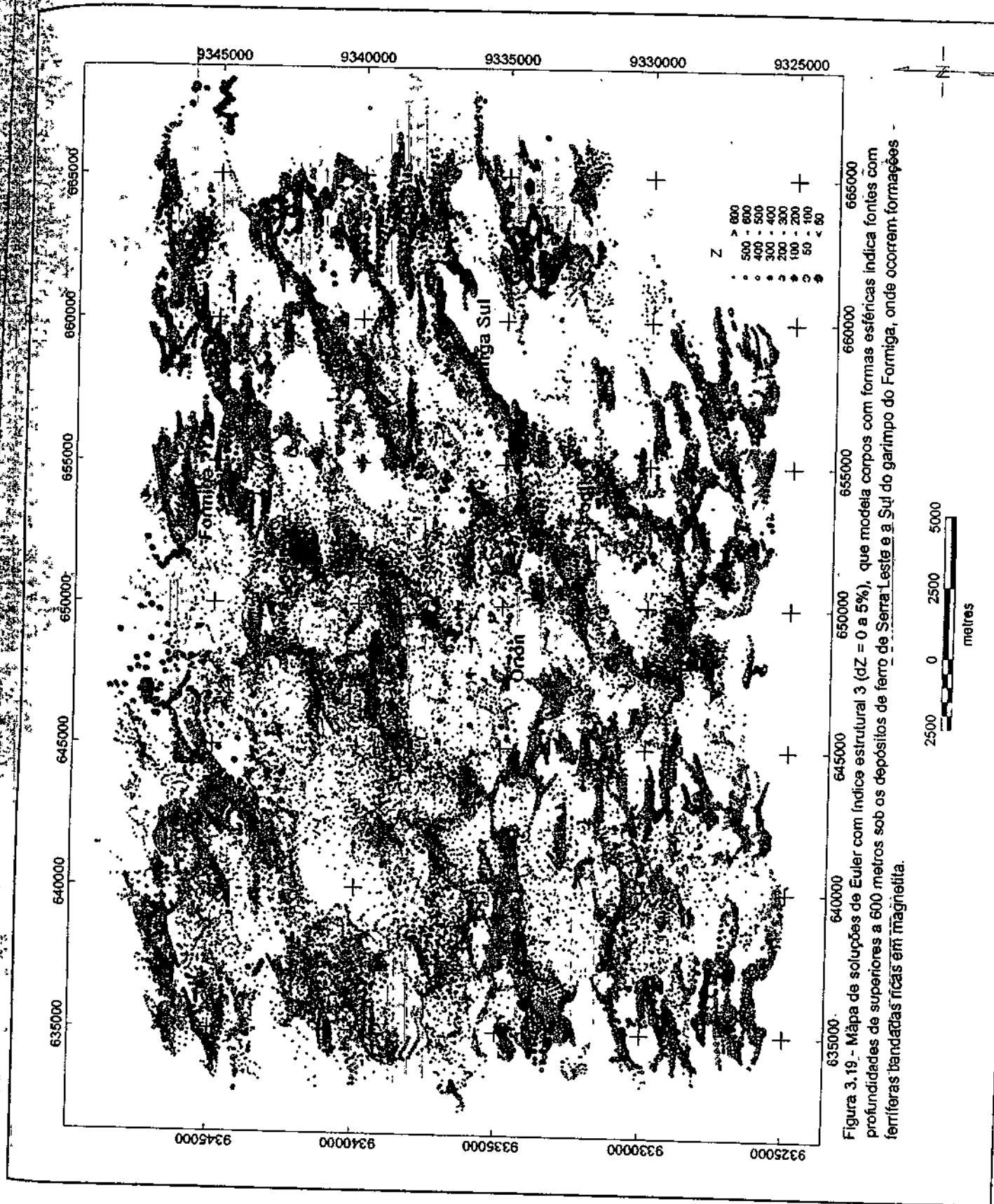


Figura 3.19 - Mapa de soluções de Euler com índice estrutural 3 ($dZ = 0$ a 5%), que modela corpos com formas esféricas indica fontes com profundidades de superiores a 600 metros sob os depósitos de ferro de Serra Leste e a Sul do garimpo do Formiga, onde ocorrem formações ferríferas bandadas ricas em magnetita.

3.3.3 – Realce dos Dados Gamaespectrométricos

A análise da qualidade dos dados radiométricos seguiu o mesmo padrão efetuado para os dados magnéticos. Os canais de potássio (K), urânio (U), tório (Th) e contagem total da radiação gama (CT) foram micronivelados, utilizando-se a técnica de Minty (1991). Os melhores resultados mostraram alguns traços de ruídos, que foram removidos através da aplicação de um filtro de média móvel, com janela de 3 X 3, do tipo Hanning (Figura 3.20).

A integração das imagens dos canais da gamaespectrometria com o modelo digital de elevação, elaborado a partir da carta topográfica na escala 1:100.000, mostra que não existe uma grande influência do relevo sobre a distribuição dos elementos K, U e Th (Figura 3.21). Quando comparados com o mapa geológico da Figura 2.3, observa-se que a distribuição espacial do potássio, do urânio e principalmente do tório, está diretamente relacionada à distribuição das unidades litológicas, diferente de outras áreas de clima tropical, onde a distribuição desses elementos é extremamente influenciada pelo processo de intemperismo, que modela o relevo.

As imagens coloridas microniveladas da contagem total da radiação gama, dos canais do potássio, do urânio e do tório da gamaespectrometria, são apresentadas nas figuras 3.22, 3.23, 3.24 e 3.25, respectivamente.

A composição colorida consiste de uma técnica básica de realce digital que combina três bandas ou três imagens derivadas quaisquer, com as três cores primárias R (red), G (green) e B (blue). A cada uma das bandas é destinada livremente uma das cores R, G, B. A reconstituição da cor dos objetos presentes em uma imagem é obtida desta forma, por um processo aditivo de cor, onde a soma das três cores primárias resulta no branco e, as combinações em pares, nas cores ciano (azul + verde), magenta (azul + vermelho) e amarelo (vermelho + verde). A percentagem de cada cor primária na imagem final indica a contribuição de cada uma das bandas na cena observada. A

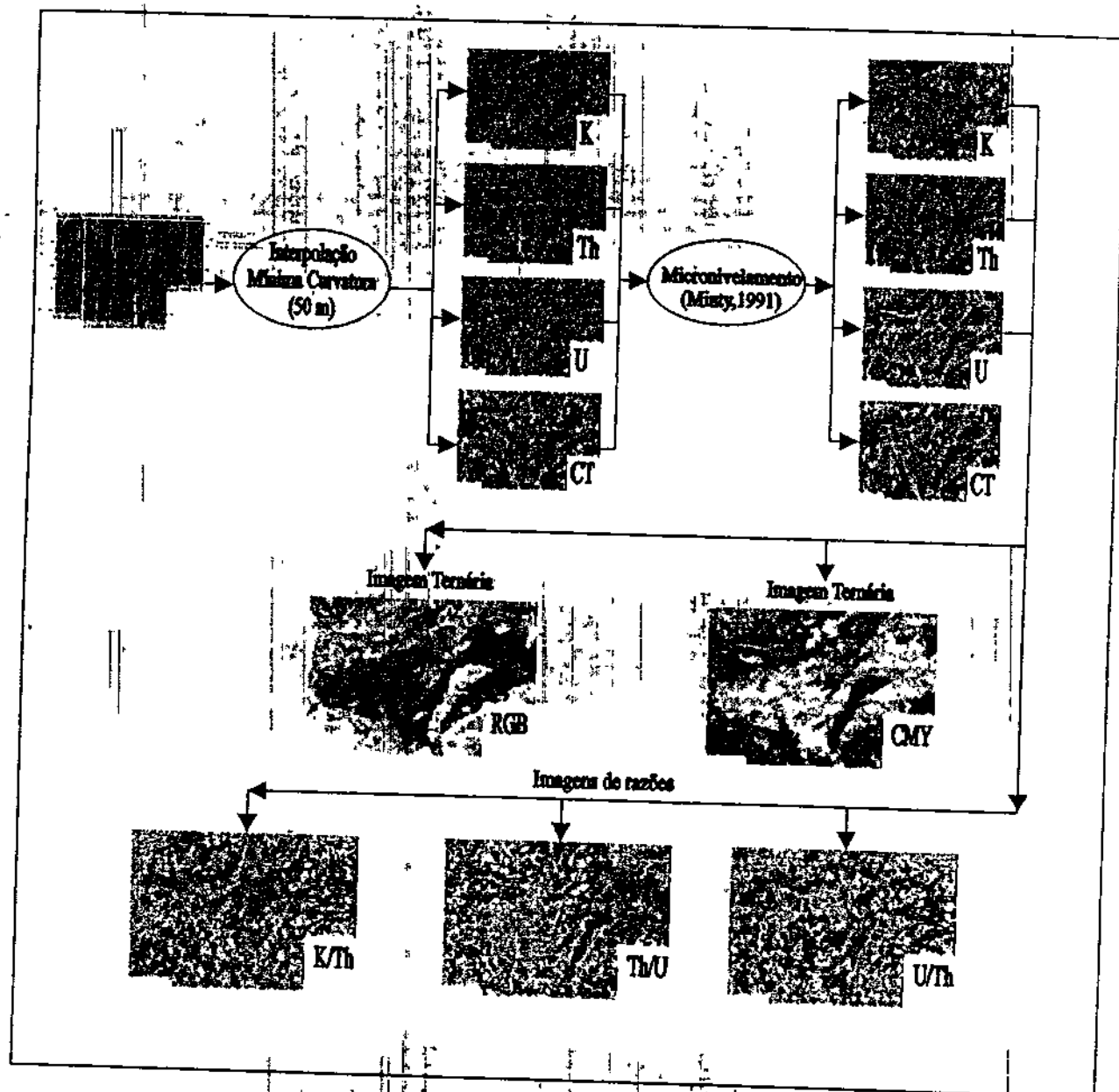


Figura 3.20 - Método utilizado no processamento dos dados gamaespectrométricos.

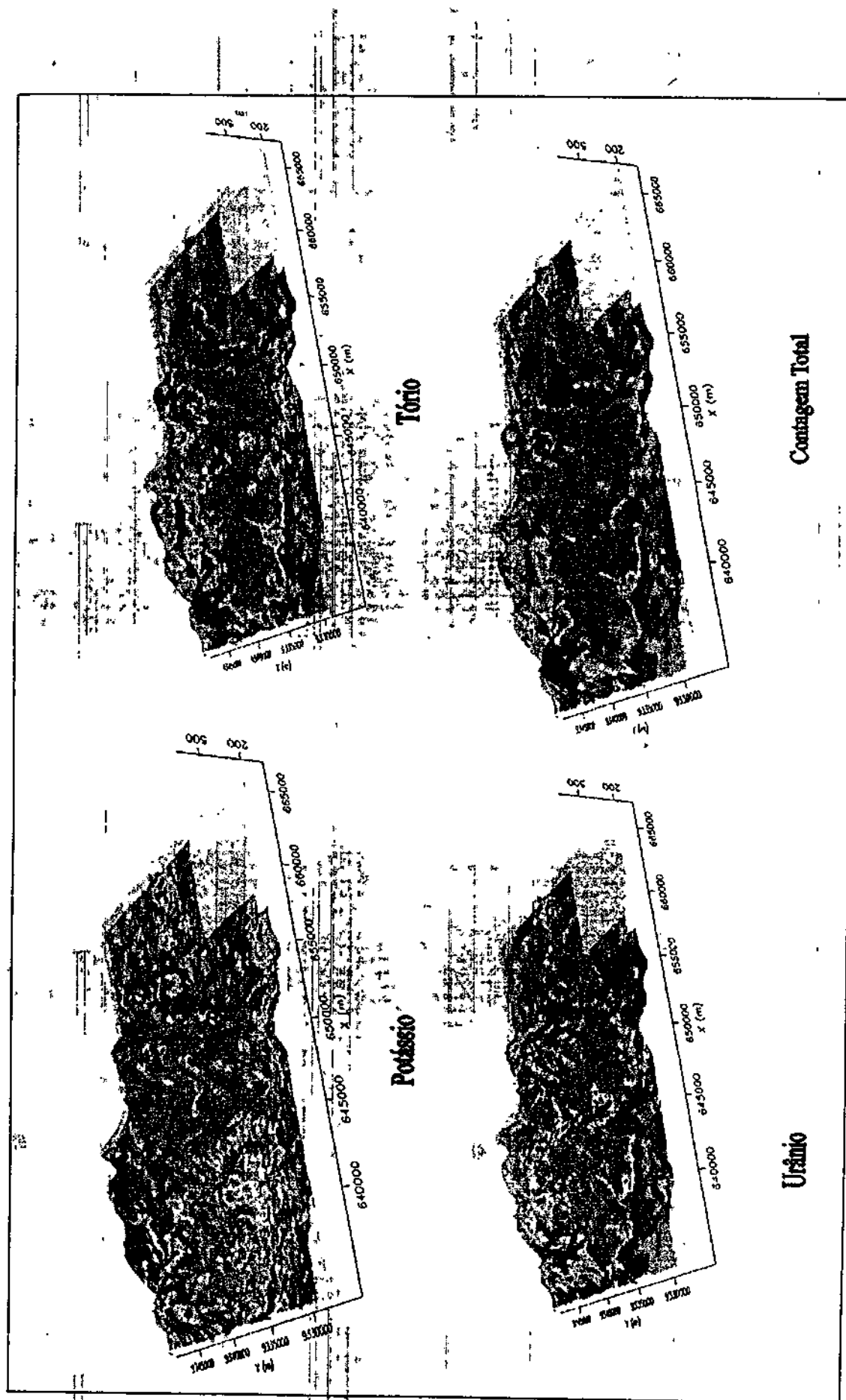


Figura 3.21 - As imagens coloridas dos canais da gamaespectrometria, sobrepostas ao modelo digital de elevação, mostram que os domínios gamaespectrométricos estão relacionados com as unidades geológicas e não apresentam influência determinante do relevo.

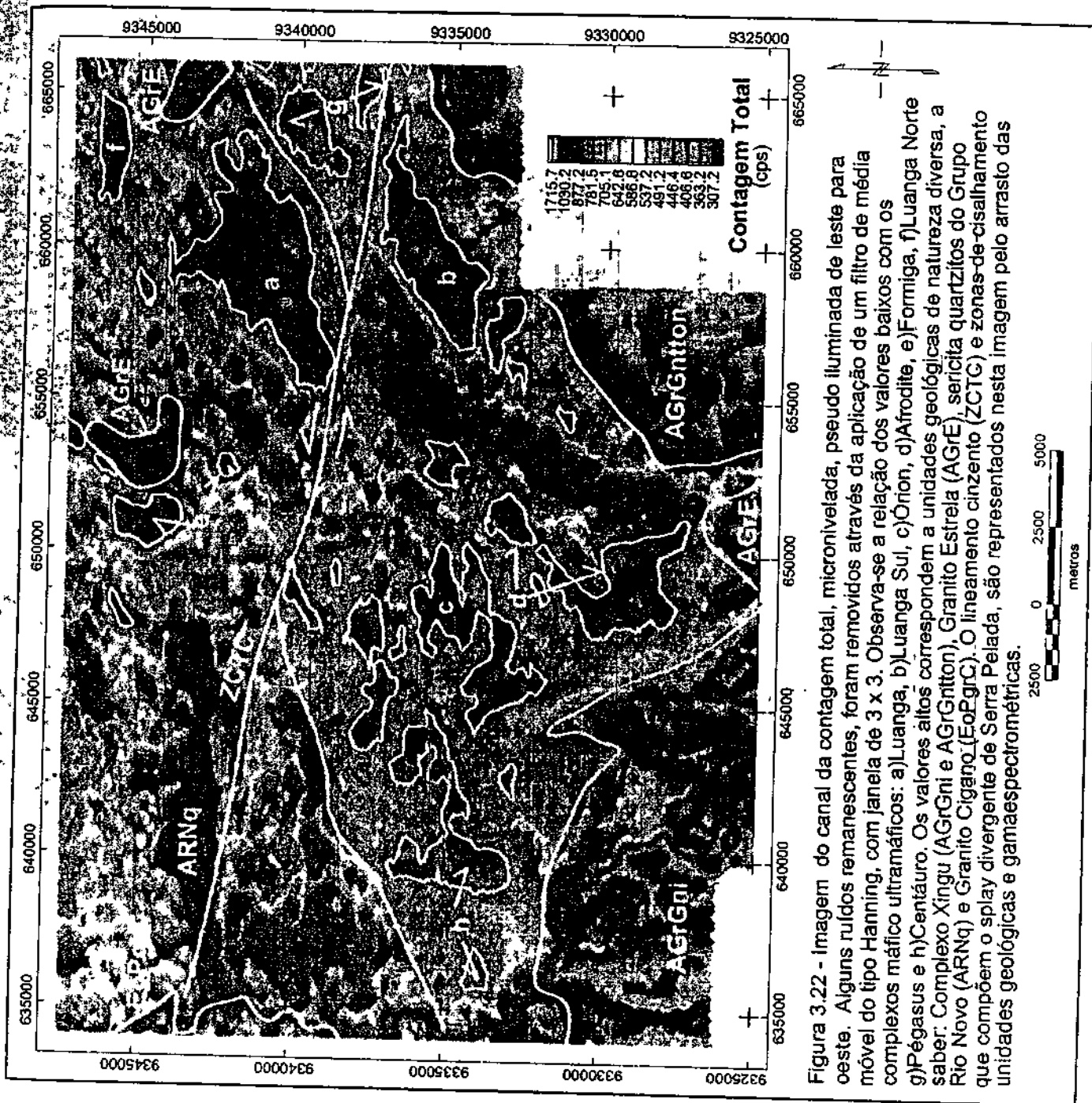


Figura 3.22 - Imagem do canal da contagem total, micronivelada, pseudo iluminada de leste para oeste. Alguns ruídos remanescentes, foram removidos através da aplicação de um filtro de média móvel do tipo Hanning, com janela de 3 x 3. Observa-se a relação dos valores baixos com os complexos máfico ultramáficos: a) Luanga, b) Luanga Sul, c) Orion, d) Afrodite, e) Formiga, f) Luanga Norte g) Pégasus e h) Centáuro. Os valores altos correspondem a unidades geológicas de natureza diversa, a saber: Complexo Xingu (AGrGni e AGrGnton), Granito Estrela (AGrE), sericitas quartzitos do Grupo Rio Novo (ARNq) e Granito Gigante (EoPgrC). O lineamento cinzento (ZCTC) e zonas de cisalhamento que compõem o splay divergente de Serra Pelada, são representados nesta imagem pelo arrasto das unidades geológicas e gamaespectrométricas.

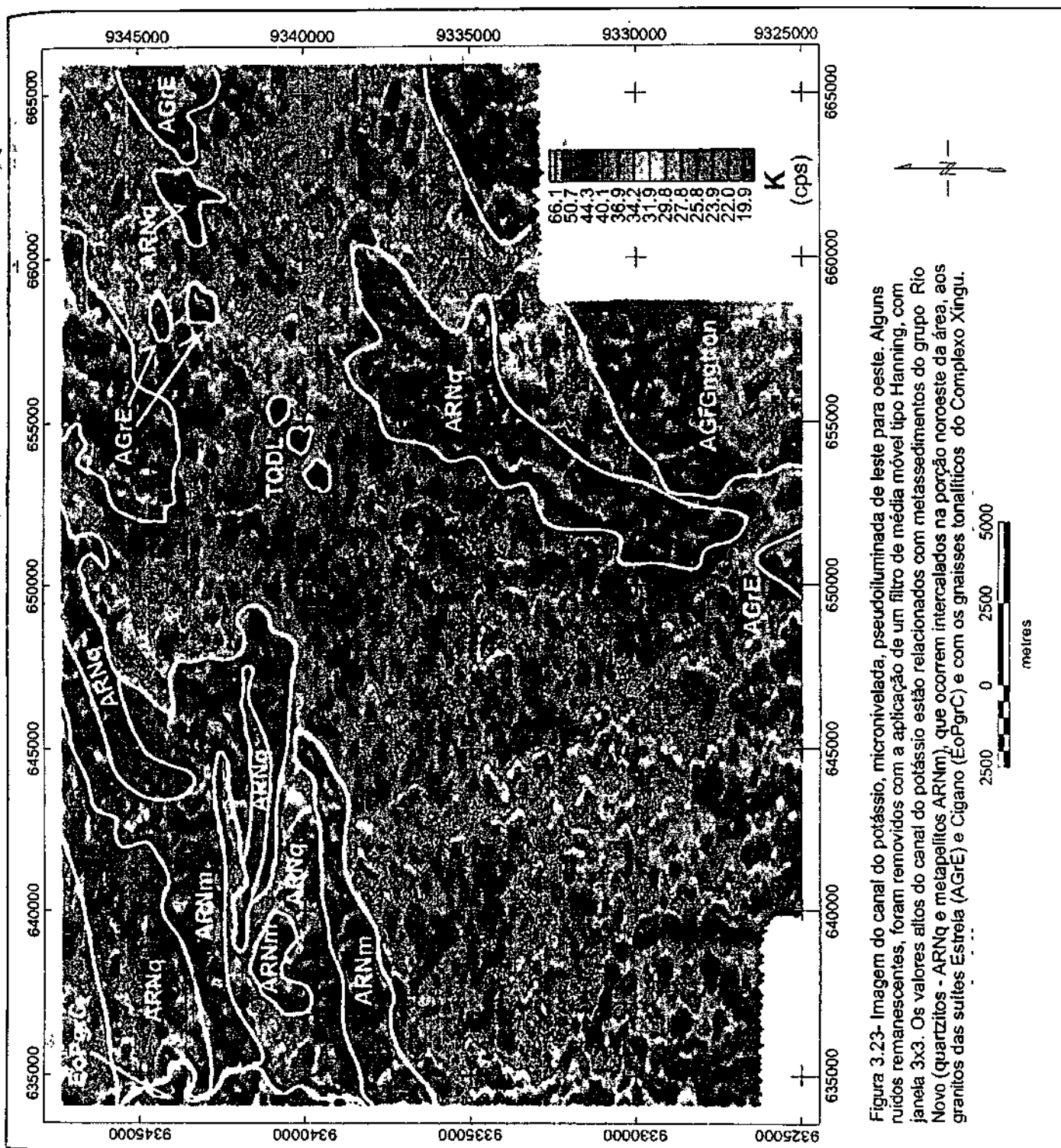


Figura 3.23- Imagem do canal do potássio, micronivelada, pseudocolorizada de leste para oeste. Alguns ruídos remanescentes, foram removidos com a aplicação de um filtro de média móvel tipo Hanning, com janela 3x3. Os valores altos do canal do potássio estão relacionados com metassedimentos do grupo Rio Novo (quartzitos - ARNq e metapelitos ARNm), que ocorrem intercalados na porção noroeste da área, aos granitos das suítes Estrela (AGrE) e Cigano (EoGrC) e com os gnaisses tonalíticos do Complexo Xingu.



Figura 3.24 - Imagem do canal do urânio, microrrevelada, pseudo iluminada de leste para oeste. Os ruídos remanescentes foram removidos com a aplicação de um filtro de média móvel tipo Hanning, com janela 3x3. Os valores mais altos do canal do urânio ocorrem nas áreas de afloramento dos granitos da serra Estrela (AGrE) e do granito Cigano (EoPgrC) e nas porções SW e SE da área relacionados à resposta dos granitos e gnaisses do Complexo Xingu. Valores intermediários representam a resposta dos quartzitos e metapelitos do Grupo Rio Novo (ARNq e ARNm) e das coberturas lateríticas do depósito de ferro Serra Lesle (TQDI). Os complexos máficos e ultramáficos a) Luanga, b) Luanga Sul, c) Orion, d) Afrodite, e) Formiga, f) Luanga Norte, g) Pégasus e h) Centáuro, são representados por valores baixos. A porção oriental do lineamento Cinzento é destacada nesta imagem.

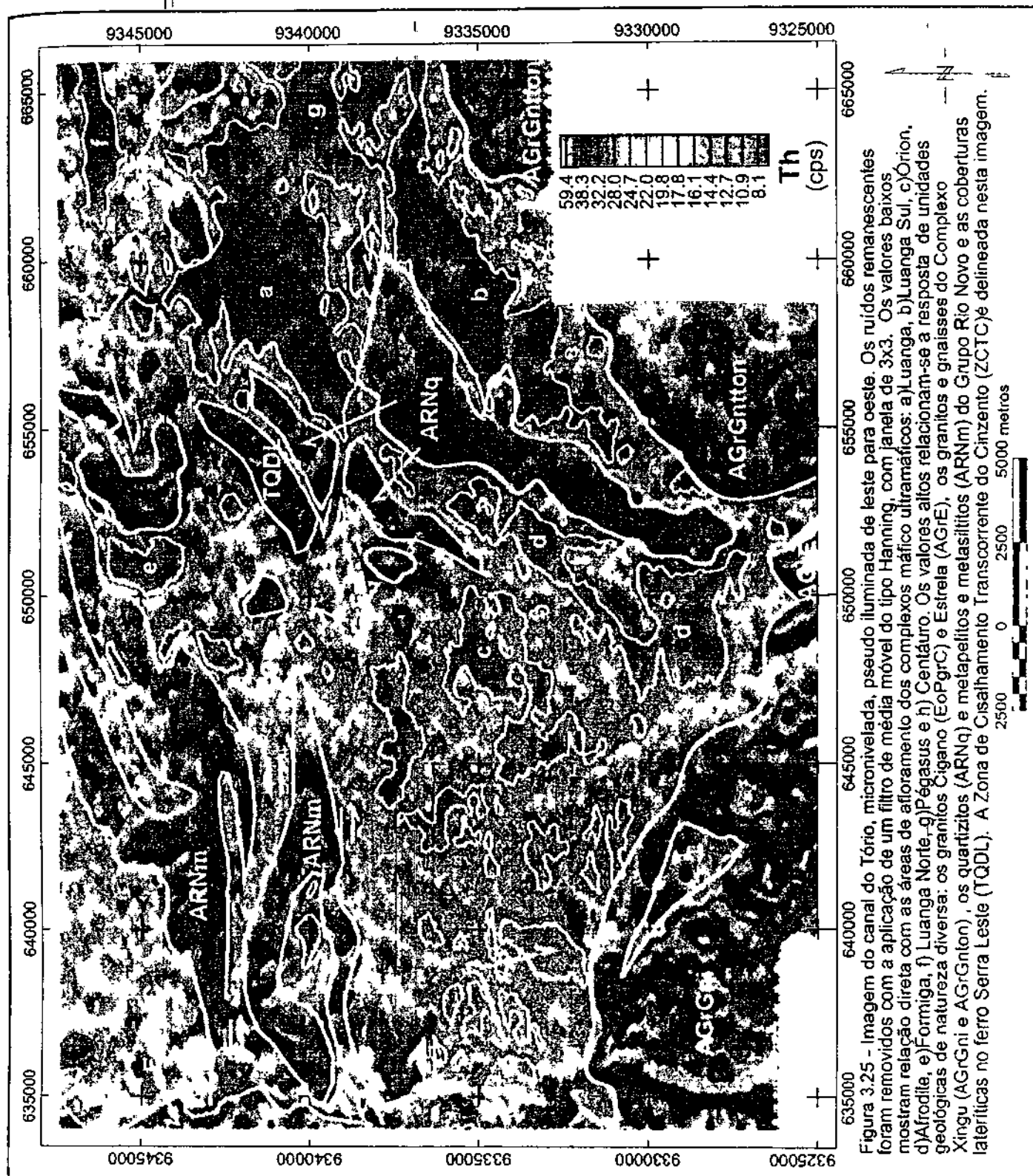


Figura 3.25 - Imagem do canal do Tório, micronivelada, pseudo iluminada de leste para oeste. Os ruídos remanescentes foram removidos com a aplicação de um filtro de média móvel do tipo Hanning, com janela de 3x3. Os valores baixos mostram relação direta com as áreas de afloramento dos complexos máfico ultramáficos: a) Luanga, b) Luanga Sul, c) Orion, d) Afrodita, e) Formiga, f) Luanga Norte, g) Pégasus e h) Centáuro. Os valores altos relacionam-se a resposta de unidades geológicas de natureza diversa: os granitos Cigano (EoPgrC) e Estrela (AGrE), os granitos e gnaisses do Complexo Xingu (AGrGni e AGrGnton), os quartzitos (ARNq) e melapelitos e melasilitos (ARNm) do Grupo Rio Novo e as coberturas lateríticas no ferro Serra Lesle (TQDL). A Zona de Cisalhamento Transcorrente do Cinzento (ZCTC) é delineada nesta imagem.

Figura 3.26 ilustra a variação média do conteúdo de K, U e Th, para alguns tipos de rochas, com o acréscimo de SiO_2 (Blum, 1999). Neste trabalho, os canais de K, Th e U foram atribuídos ao vermelho, verde e azul, respectivamente (Figura 3.27). É usual representar o K no vermelho, o Th no verde e o U no azul, pois, geralmente, o canal do urânio contém uma baixa razão sinal/ruído. Associando o canal do U com a cor azul, minimiza-se o efeito visual do ruído na composição ternária (Milligan & Gunn, 1997).

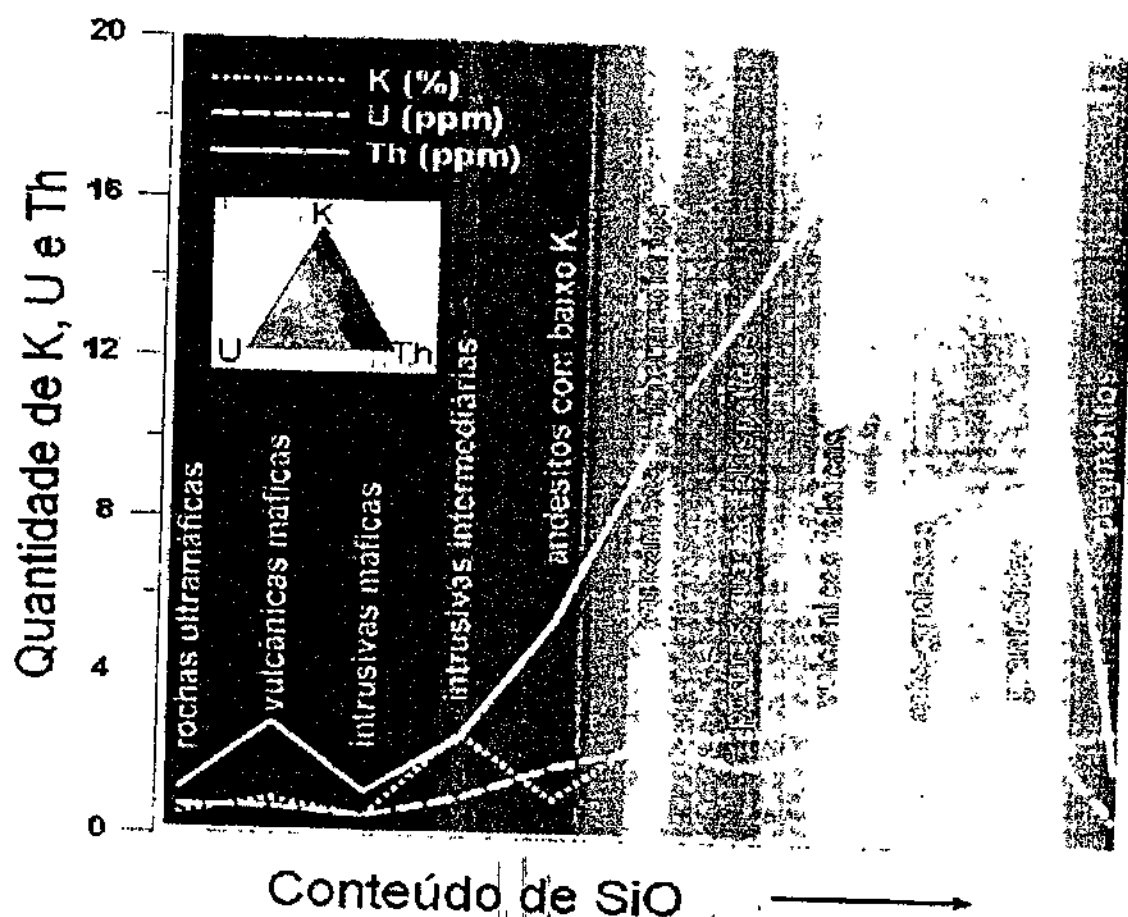
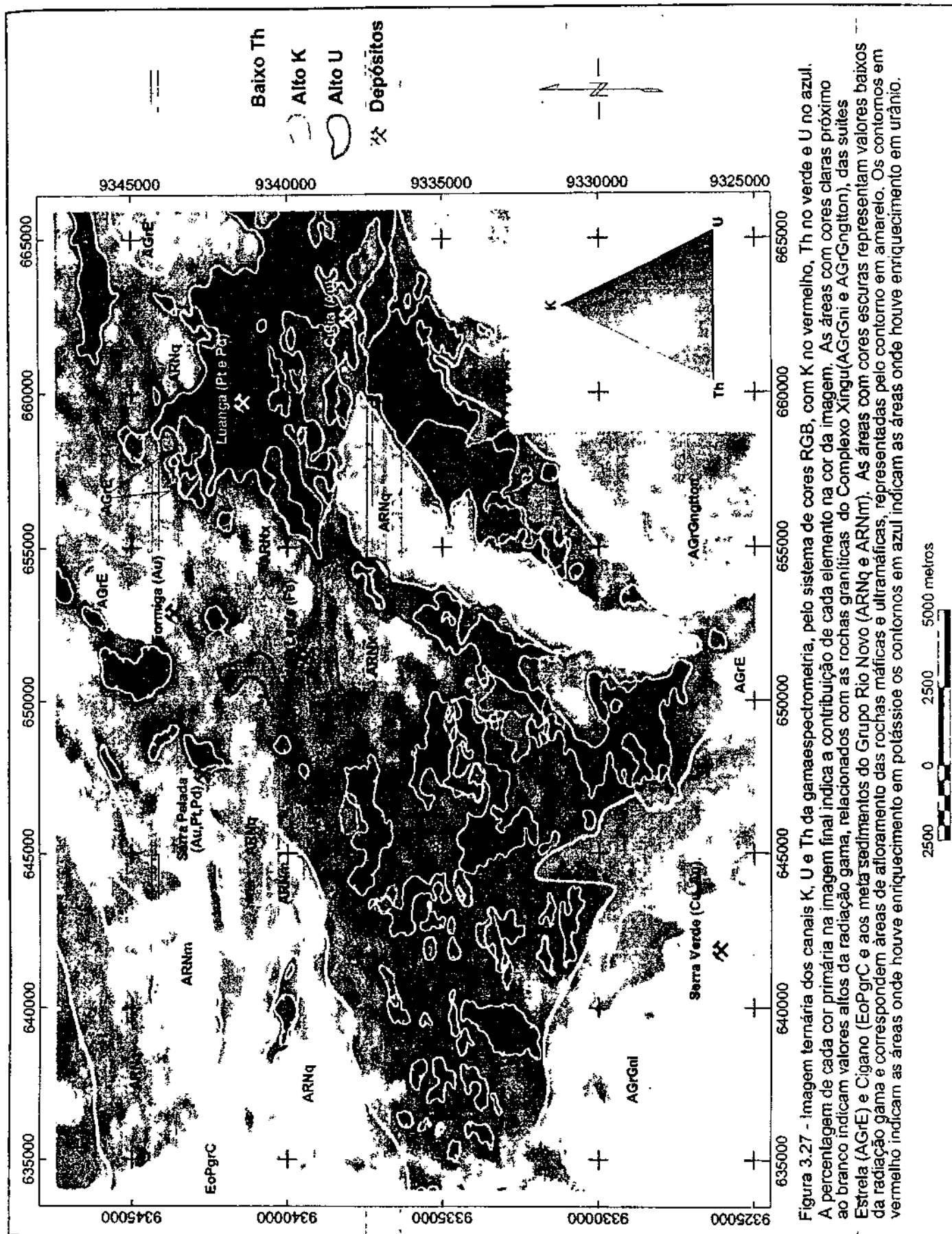


Figura 3.26 – Diagrama mostrando a variação pela média do conteúdo de K, U e Th, para alguns tipos de rochas, com o acréscimo do SiO_2 na composição modal (Blum, 1999).

Através dos mapas de razões, busca-se o realce de áreas com enriquecimento relativo em potássio e urânio. O enriquecimento em potássio pode estar relacionado a intrusões graníticas ou à



atividade hidrotermal, importante na geração de vários tipos de depósitos minerais (Gunn & Dentith, 1997, Hitzman et al., 1992; Thompson et al., 1999). Esse tipo de enriquecimento é destacado através do uso das razões U/K e K/Th. Essas razões não apresentaram boa correlação dos valores altos com as áreas de afloramento de rochas graníticas ou hidrotermalizadas conhecidas na área em estudo. Neste trabalho é apresentada a imagem da razão U/Th (Figura 3.28), que mostra uma boa correspondência dos valores altos desta razão, com as áreas de afloramento das rochas que compõem os complexos máfico ultramáficos acamadados, indicando um predomínio do urânio sobre o tório nessas áreas. O lineamento da ZCTC também pode ser observado nesta imagem.

3.3.4 - Realce dos Dados Aeroeletromagnéticos no Domínio do Tempo

Os sistemas eletromagnéticos aeropoportados historicamente tem se concentrado na medição da componente horizontal (x) do campo eletromagnético. Os sistemas mais modernos medem duas componentes adicionais, a vertical (z) e a lateral (y), que fornecem uma informação mais diagnóstica da geologia em subsuperfície. Em áreas onde as camadas são aproximadamente horizontais a resposta da componente (z) apresenta uma alta razão sinal/ruído, principalmente nos tempos tardios do decaimento. Isso permite a determinação da condutividade a maiores profundidades. As três componentes podem ser combinadas para dar o envelope de energia da resposta eletromagnética. A forma do envelope de energia é dependente da forma da resposta da componente x, na direção de vôo.

A operação do sistema eletromagnético envolve a medida do decaimento do campo eletromagnético secundário induzido no terreno por uma série de pulsos curtos de corrente gerado pelo transmissor acoplado na aeronave. As variações no decaimento do campo secundário, amostradas e mostradas como janelas, são analisadas e interpretadas para fornecer informações geologicamente relevantes.

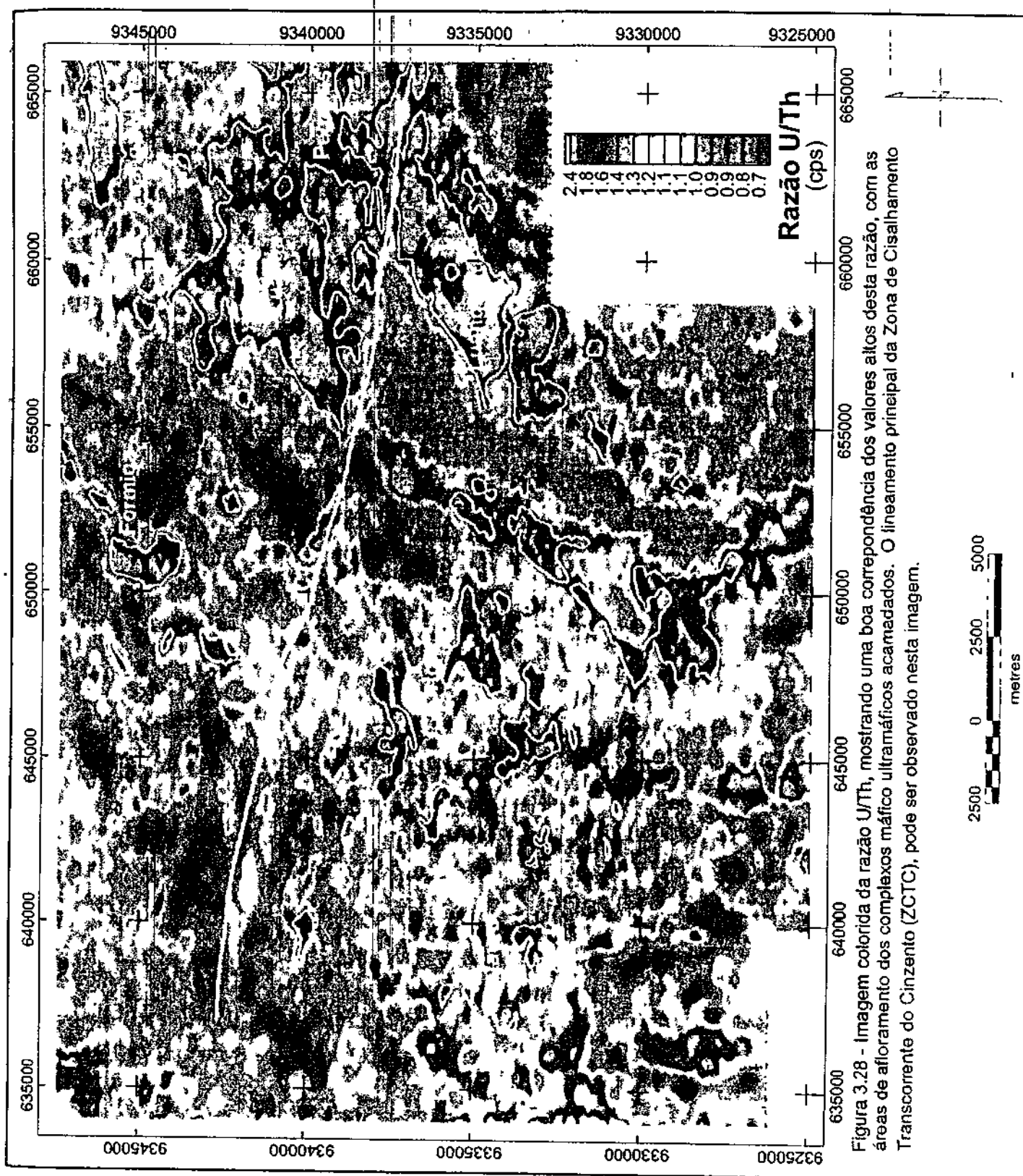


Figura 3.28 - Imagem colorida da razão U/Th, mostrando uma boa correspondência dos valores altos desta razão, com as áreas de afloramento dos complexos máfico ultramáficos acamados. O lineamento principal da Zona de Cisalhamento Transcorrente do Cinzento (ZCTC), pode ser observado nesta imagem.

O campo primário é criado por uma série de pulsos de corrente gerados em uma bobina com três a seis voltas contornando a aeronave, fixos no nariz, na cauda e na ponta das asas da aeronave. A frequência pode ser selecionada: 25, 30, 75, 90, 125, 150, 225 e 270 Hz. A largura do pulso pode ser definida de acordo com os alvos. As janelas de pulso disponíveis, em geral, são: 0.6, 1.0, 2.0 e 4.0 milissegundos. O tempo disponível sem corrente (*off-time*) pode ser configurado como maior do que 16 milissegundos. A corrente depende da largura do pulso, mas o momento do dipolo pode ser maior que $6,7 \times 10^5 \text{ Am}^2$.

O princípio de amostragem do campo secundário induzido na ausência do campo primário (durante um intervalo de tempo), proporciona uma excelente razão sinal/ruído e um acréscimo na profundidade de penetração, quando comparado com sistemas eletromagnéticos de ondas contínuas no domínio da frequência. Os limites de profundidade de investigação estão a 350 metros para um corpo de grandes dimensões e condutor vertical, 550 metros para uma camada estreita subhorizontal e 400 metros para um meio condutor homogêneo.

Na interpretação de condutores discretos, os dados da componente (z) podem ser utilizados para a caracterização da profundidade e do mergulho do condutor, bem como na identificação de condutores localizados entre as linhas de vôo ou além dos limites do levantamento (Smith & Keating, 1996).

Os dados do sistema GEOTEM em estudo (com três bobinas nas direções x, y e z), apresentam registro de 20 canais para cada bobina. Não foi efetuado um tratamento de dados exaustivo para estes dados, visto que os mesmos foram entregues com elevado grau de processamento, incluindo o cálculo da condutância aparente e da seleção de anomalias através da condutância computada como "*conductivity thickness product*" – CTP (apresentada em Siemens). A condutância aparente é calculada usando a forma da onda eletromagnética, utilizando os 20 canais dos dados combinados das bobinas nas direções x e y, ajustados para o modelo de uma placa estreita, assumido para o sistema GEOTEM (Figura 3.29). Utilizando o programa PLATE (GEOTERREX-DIGHEM), gera-se uma placa sintética sob condições variadas de profundidade (0,

150 e 300 metros) e mergulho (0° , 45° , 90° e 135°). Os valores calculados são armazenados em milisiemens, com precisão de 3 casas decimais. A seleção das anomalias é feita através do ajuste da bobina na direção x nos canais de 9 a 20, para um modelo de uma placa vertical, de forma a extrair a condutância e a profundidade da fonte. As posições centrais das anomalias derivam dos picos positivos e negativos da onda eletromagnética. A seleção inicial das anomalias é feita interativamente, através da análise dos dados em forma de perfis, quando todas as possíveis respostas, acima do ruído geral, são consideradas anomalias e estocadas em um banco de dados que contém os canais CTP e DEP (profundidade relativa da fonte em relação à superfície).

Neste trabalho, optou-se pela representação do canal 18 na direção Z, apresentado em ppm (partes por milhão do campo magnético primário induzido), que representa o campo eletromagnético ortogonal à direção do terreno, em profundidades acima de 250 metros de profundidade. O objetivo foi o de investigar os níveis mais profundos, sem interferência do manto de intemperismo (Figura 3.3). Para a elaboração da imagem foi utilizada uma célula de 50 metros, a qual foi micronivelada, seguindo as premissas apresentadas anteriormente. Ainda assim, ruídos remanescentes são notados na imagem (Figura 3.30).

A imagem do canal de condutância aparente representada em milisiemens x 1000 (Figura 3.31), mostra zonas condutivas coincidentes com os complexos máfico ultramáficos Luanga e Luanga Sul, que pode ser relacionada à resposta das rochas ultramáficas ricas em magnetita (Figura 3.32). Além disso, essa imagem aponta a presença de uma zona condutiva entre os garimpos do Formiga e de Serra Pelada, que pode ser relacionada a dois fatores principais: devido a ocorrência de rochas ultramáficas e formações ferríferas; e devido ao intemperismo, representado por um manto com espessura de até 400 metros na área do depósito Serra Pelada. Na porção central da área ocorrem anomalias irregulares da condutância aparente, relacionadas com a cobertura condutiva no domínio de rochas máficas do Grupo Rio Novo (Figura 2.3).

Nomogram

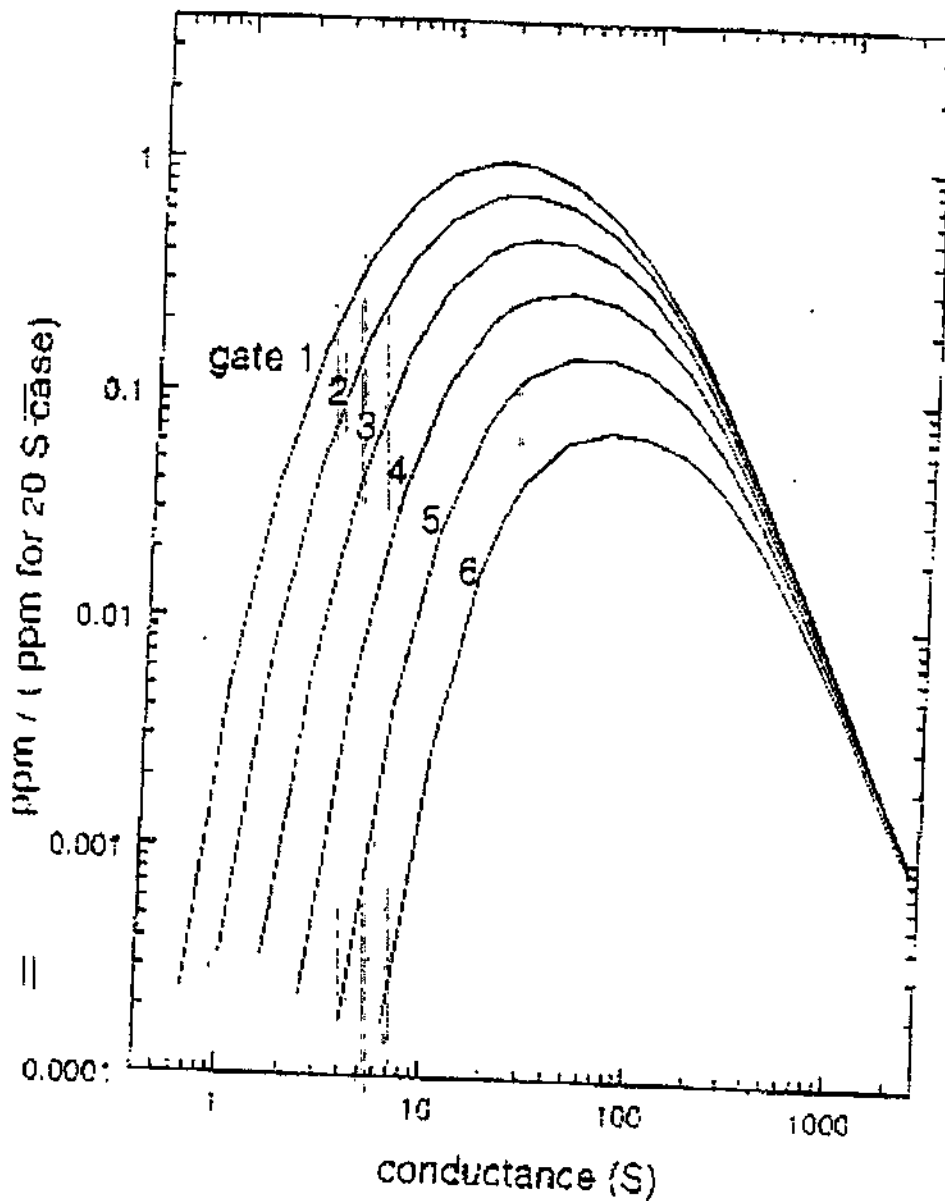


Figura 3.29 - Nomograma mostrando a geometria assumida para o sistema GEOTEM, para o caso de um condutor com comprimento de 600 m e 300 m de espessura, com condutância igual a 20 Siemens, utilizado para o cálculo da condutância aparente.

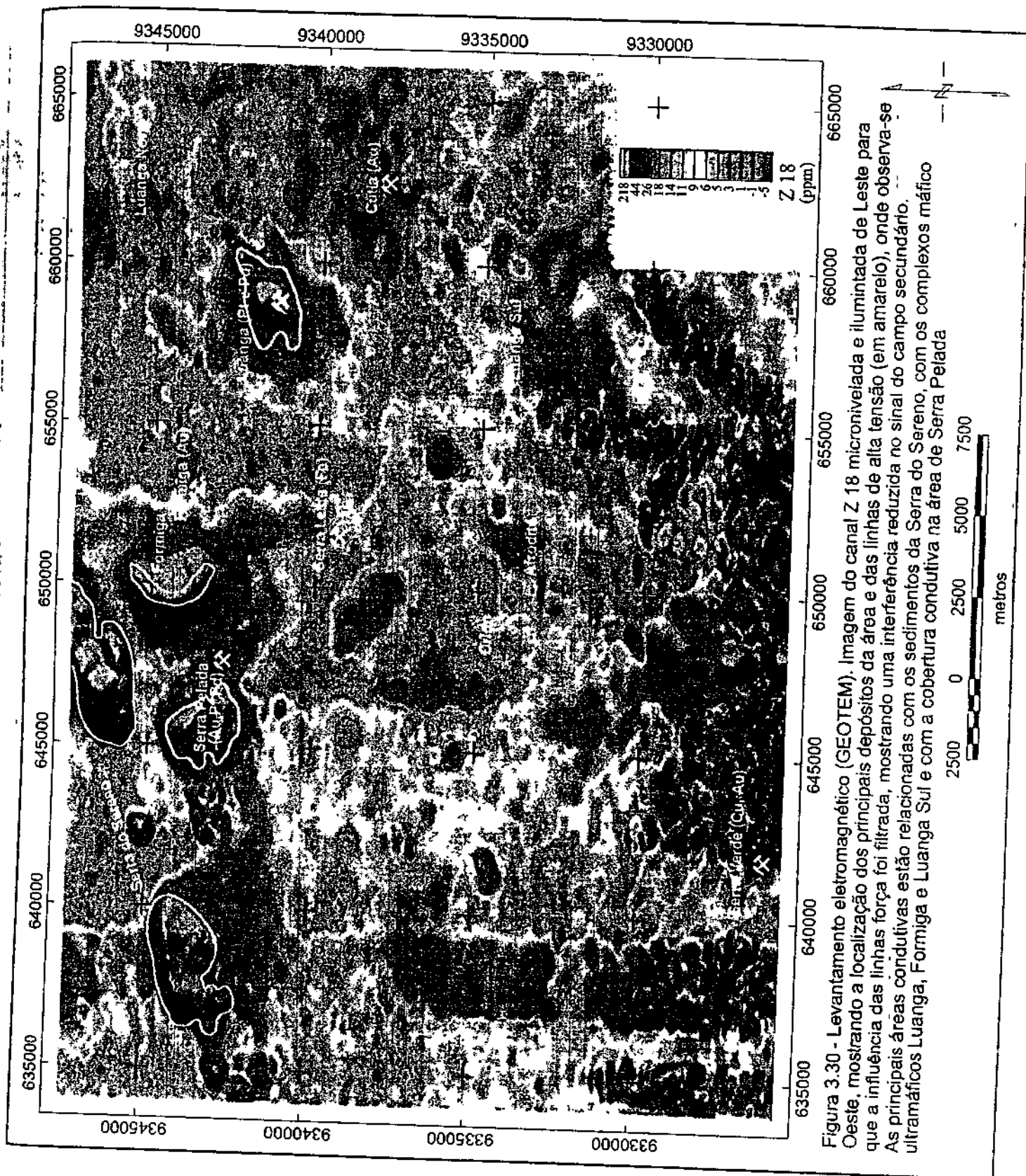


Figura 3.30 - Levantamento eletromagnético (GEOTEM). Imagem do canal Z 18 micronevelada e iluminada de Leste para Oeste, mostrando a localização dos principais depósitos da área e das linhas de alta tensão (em amarelo), onde observa-se que a influência das linhas força foi filtrada, mostrando uma interferência reduzida no sinal do campo secundário. As principais áreas condutivas estão relacionadas com os sedimentos da Serra do Sapo, com os complexos máfico ultramáficos Luanga, Formiga e Serra Verde, com a cobertura condutiva na área de Serra Pelada.

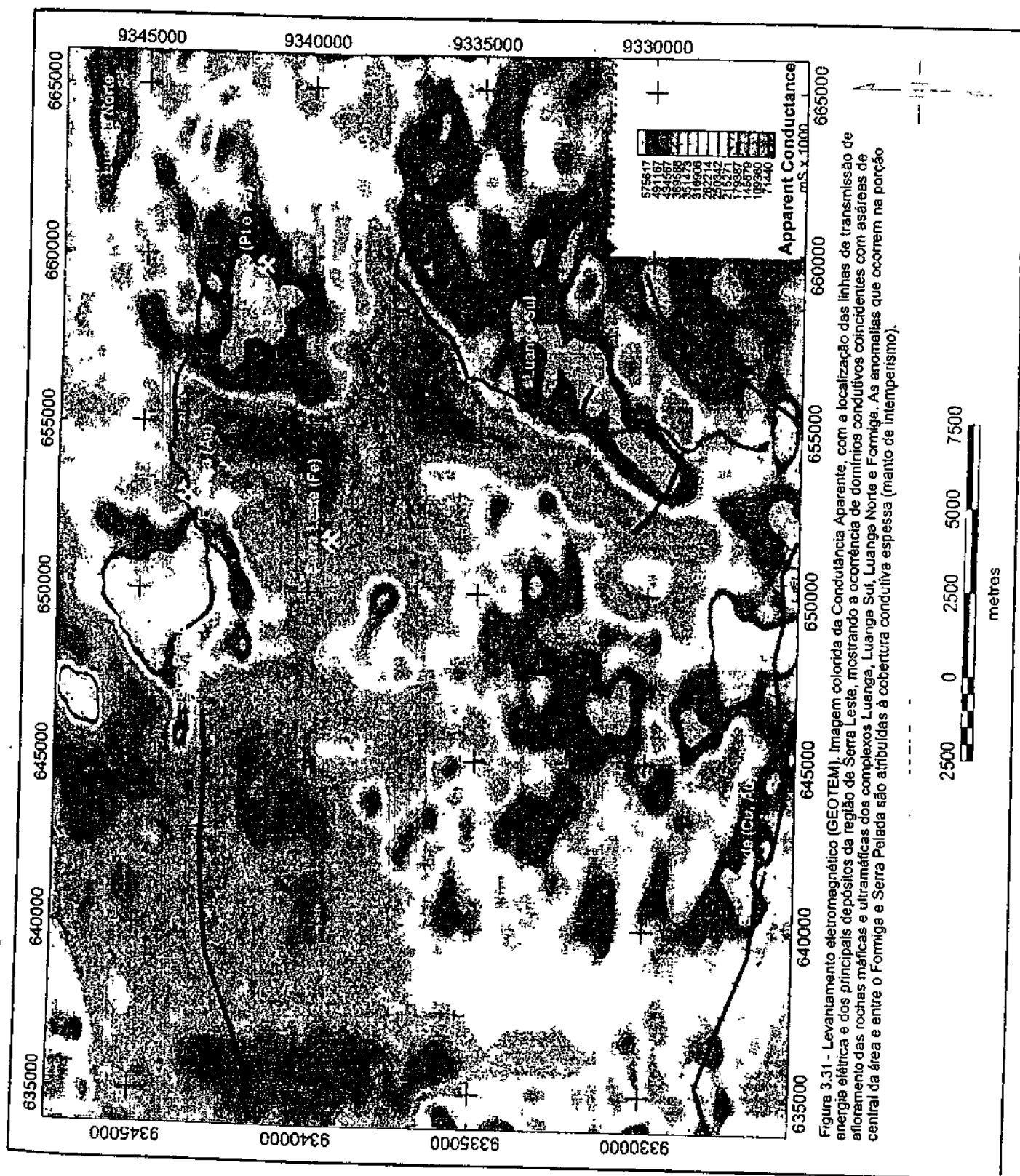


Figura 3.31 - Levantamento eletromagnético (GEOTEM). Imagem colorida da Condutância Aparente, com a localização das linhas de transmissão de energia elétrica e dos principais depósitos da região de Serra Leste, mostrando a ocorrência de domínios condutivos coincidentes com áreas de afloramento das rochas máficas e ultramáficas dos complexos Luanga, Luanga Sul, Luanga Norte e Formiga. As anomalias que ocorrem na porção central da área e entre o Formiga e Serra Pelada são atribuídas à cobertura condutiva espessa (manto de interperisismo).

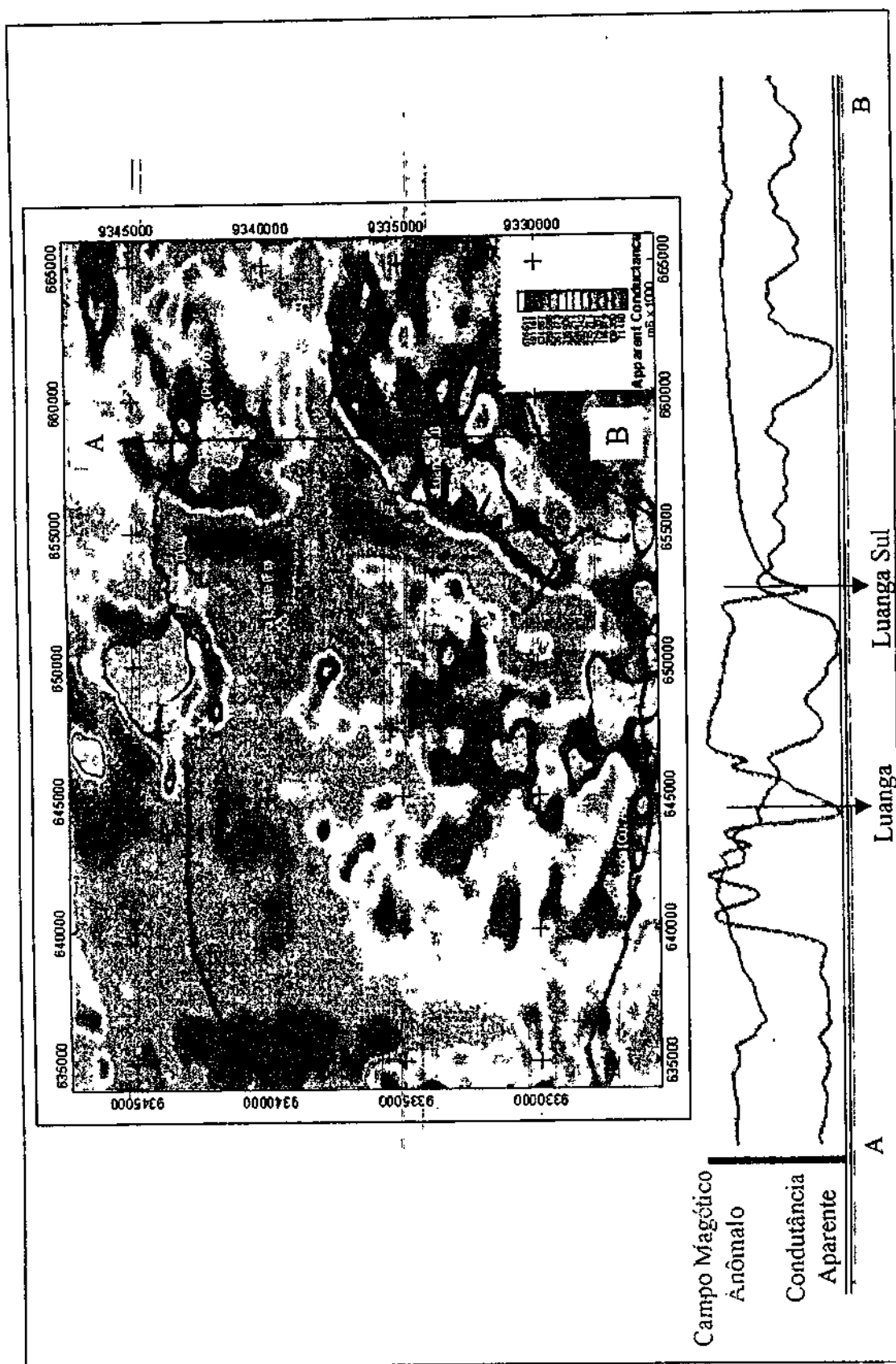


Figura 3.32 - Mapa da condutância aparente mostrando o perfil A-B, que compara a variação da condutância aparente calculada com o campo magnético anômalo. Destaca-se a correlação da condutância aparente com as rochas ultramáficas magnéticas dos complexos Luanga e Luanga Sul.

A Figura 3.33 apresenta o mapa das soluções de CTP, produzido a partir do modelo de condutor em forma de placa estreita vertical, no programa PLATE. O CTP é um índice que representa os principais condutores, dados pelo produto entre a condutibilidade e a espessura do condutor, filtrando-se as feições mais condutivas e realçando-se as feições discretas que obedecem o modelo estabelecido. Esta figura mostra valores anômalos para regiões de alto CTP (>28.35) e médio CTP ($19.78 - 28.35$). Esses intervalos foram definidos com base na estatística básica do canal CTP do banco de dados, utilizando a média mais o desvio padrão para a definição dos intervalos. Nota-se que, de certa forma, os principais conjuntos de soluções correspondem às principais feições observadas nas imagens da condutância aparente e do canal Z18. Merece destaque o conjunto de soluções alinhadas NE, que ocorre na porção NW da área, que representam a resposta das camadas de filitos carbonosos e manganesíferos do Grupo Rio Novo, compreendidos na Serra do Sereno.

Os métodos de pré-processamento, processamento e realce, aplicados aos dados geofísicos abordados neste projeto, foram bastante efetivos no sentido de gerar produtos interpretáveis geologicamente. A interpretação desses produtos, será discutida no capítulo 5.

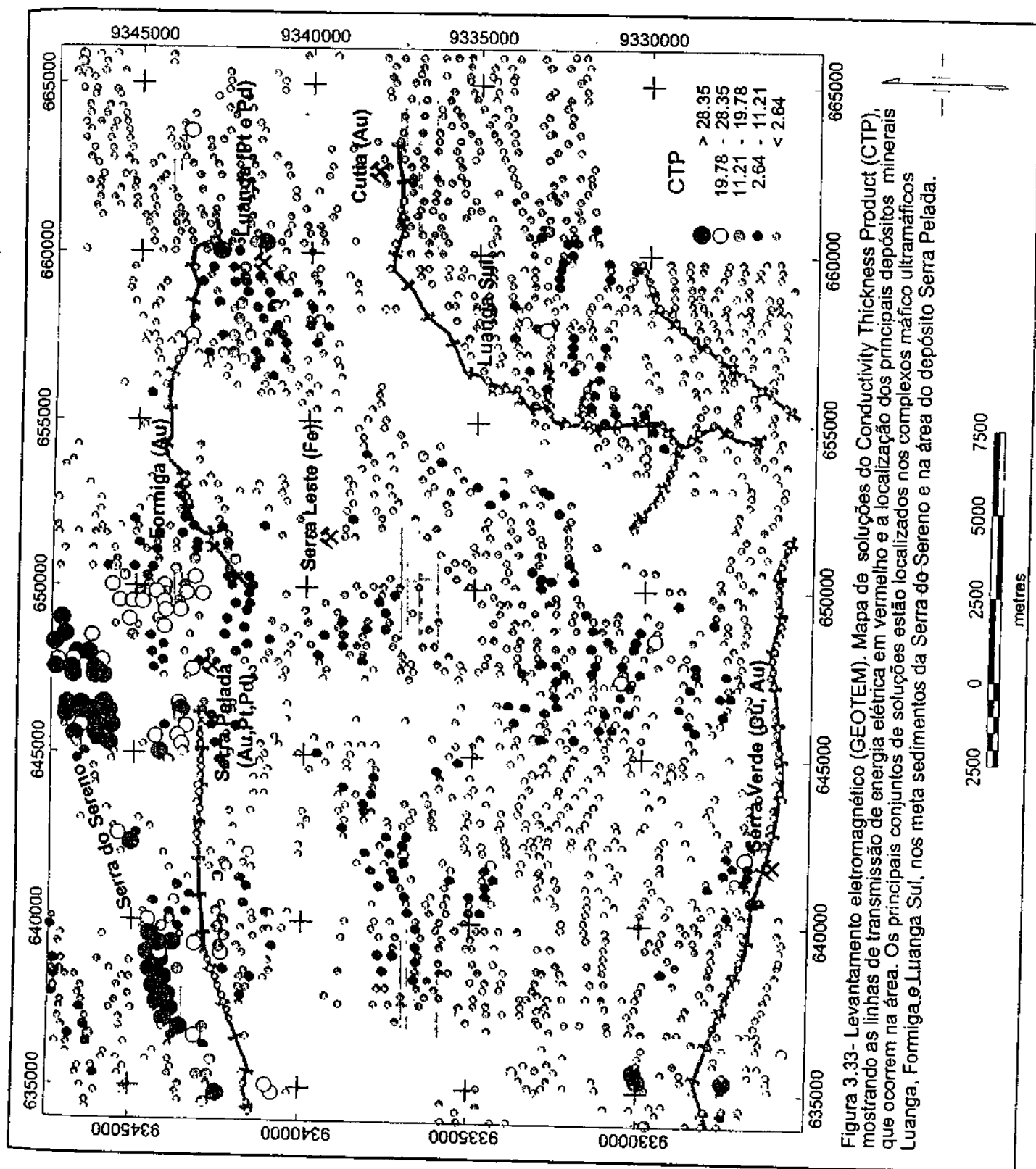


Figura 3.33- Levantamento eletromagnético (GEO-TEM). Mapa das soluções do Conductivity Thickness Product (CTP), mostrando as linhas de transmissão de energia elétrica em vermelho e a localização dos principais depósitos minerais que ocorrem na área. Os principais conjuntos de soluções estão localizados nos complexos máfico ultramáficos Luanga, Formiga e Luanga Sul, nos meta-sedimentos da Serra do Sereno e na área do depósito Serra Pelada.

CAPÍTULO IV

PROCESSAMENTO E INTERPRETAÇÃO DOS DADOS DOS SENSORES LANDSAT-7/ENHANCED THEMATIC MAPPER PLUS (ETM+) E RADARSAT

4.1. Introdução

As imagens de sensores remotos têm sido amplamente utilizadas como suporte ao mapeamento geológico e à exploração mineral. A visão sinóptica proporcionada por esses dados permite a definição da distribuição das unidades litológicas e de seu inter-relacionamento, a identificação das megaestruturas e de elementos diagnósticos de movimentação. Particularmente as imagens dos sensores óticos, como os Thematic Mapper (TM), são também utilizadas para identificar assembléias minerais de alteração hidrotermal, como minerais de ferro e argilo-minerais (Sabins, 1999). As imagens de sensores ativos, como o RADARSAT, destacam-se por sua capacidade de sensoriamento em quaisquer condições de clima e no mapeamento de estruturas, devido ao seu sistema de visada lateral (Paradella et al, 1997).

Neste trabalho foram utilizadas imagens do Enhanced Thematic Mapper Plus (ETM+) e do radar orbital de abertura sintética RADARSAT, com o objetivo de extrair informações adicionais sobre a geologia e estruturas da região de Serra Leste.

4.2. Materiais

4.2.1 - Dados do Landsat-7/Enhanced Thematic Mapper Plus

O Enhanced Thematic Mapper Plus (ETM+) é um radiômetro de imageamento multiespectral instalado a bordo do satélite Landsat 7, lançado em 15 de abril de 1999. O satélite encontra-se numa órbita heliossíncrona (passagem a ~10:00h na região equatorial), a aproximadamente 705 km da superfície terrestre, com uma inclinação de 98° em relação ao Equador. O sistema de referência do satélite é mantido com ajustes periódicos, feitos através de um

subsistema de estabilização com três eixos, que mantém os sensores apontados para a Terra, com precisão de 0,05 graus. Cada cena das imagens do ETM+ tem 183 km de largura por 170 km de comprimento.

O sensor ETM+ possui 8 bandas, cobrindo as regiões do visível (VIS), do infravermelho próximo (NIR), do infravermelho de ondas curtas (SWIR) e do infravermelho termal (TIR). O tamanho do pixel (resolução espacial) deste sensor é de 15 metros na banda pancromática (banda 8), 30 metros nas seis bandas do VIS, NIR e SWIR, e 60 metros na banda do infravermelho termal (Tabela 4.1).

Bandas Espectrais do Landsat-7 ETM+

Banda	Faixa do espectro (μm)	Resolução espacial (m)
1 (azul)	.450 - .515	30
2 (verde)	.525 - .605	30
3 (vermelho)	.630 - .690	30
4 (infravermelho próximo)	.775 - .900	30
5 (infravermelho médio)	1.550 - 1.750	30
6* (infravermelho termal)	10.40 - 12.50	60
7 (infravermelho médio)	2.090 - 2.350	30
8 (pancromática)	.520 - 1.900	15

Tabela 4.1 – Características das bandas espectrais do Enhanced Thematic Mapper Plus (ETM+)

* O espectro compreendido na Banda 6 é, na realidade, sensoriado com uma banda de alto ganho (banda 6.1) e uma banda de baixo ganho (banda 6.2).

O sensor ETM+ do Landsat 7 apresenta algumas vantagens em relação aos seus antecessores. A primeira delas é a adição da banda pancromática com resolução espacial de 15 metros. Nesta série, a banda 6 do termal tem resolução espacial de 60 metros e os dados são adquiridos com duas calibrações de ganho.

As imagens do ETM+ são fornecidas com três níveis distintos de correção: (0R) que não possui correções radiométricas ou geométricas aplicadas; (1R) que inclui correção radiométrica, sem correção geométrica; e (1G) que inclui correção radiométrica e geométrica. Informações

detalhadas sobre sistemas e produtos do sensor ETM+ podem ser obtidas na página do *United States Geological Survey* na internet (<http://landsat7.usgs.gov/>).

Para o recobrimento da área de estudo foram necessárias duas cenas Landsat-7 (Path 223/Row 64 e Path 224/Row 64). A cena 223/64 foi adquirida no dia 29 de julho de 1999 e possui 7200 linhas por 7890 pixels, com oito bandas (1,2,3,4,5,6,1,6.2 e 7) e uma pancromática (banda 8) com 14400 linhas por 15780 pixels. A cena 224/64 foi adquirida no dia 05 de agosto de 1999 e possui 7200 linhas com 7891 pixels, com oito bandas (1,2,3,4,5,6,1,6.2 e 7) e uma pancromática com 14701 linhas por 15782 pixels. Essas imagens foram fornecidas pelo Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, no formato TIF.

4.2.2 - Dados do RADARSAT

O RADARSAT, lançado em 4 de novembro de 1995, foi o resultado de um consórcio entre o governo canadense, a indústria privada e a NASA. Por ser o primeiro satélite de observação canadense e o primeiro sensor orbital de radar orientado operacionalmente, esse sistema tem proporcionado informações valiosas para exploração e monitoramento dos recursos naturais.

O sistema RADARSAT adquire dados na banda C (5,6 cm de comprimento de onda) do espectro de microondas, com polarização HH (http://www.space.gc.ca/csa_sectors/earth_environment/radarsat/). As vantagens da utilização das imagens RADARSAT em relação àquelas obtidas por sensores que operam no espectro refletido são (Paradella, 1997): (i) obtenção de imagens em condições atmosféricas adversas, como fumaças, nuvens e chuvas; (ii) grande sensibilidade a variações da morfologia (macrotopografia) da superfície terrestre (vantagem principalmente no Equador, onde a elevação solar não permite grandes sombreamentos com dados óticos); (iii) sensibilidade a variações de rugosidade do terreno (microtopografia); (iv) razoável penetração na superfície (metros); (v) geometria de aquisição controlada, independente de iluminação solar e possibilidade de imageamento noturno (maior

'resolução temporal' e facilidade extra para a obtenção do dado); (vi) possibilidade de estereoscopia.

A geometria de visada lateral do RADARSAT realça os acidentes topográficos, que auxiliam na interpretação de lineamentos. O modo de varredura fina, com ângulos altos, acima de 40°, enfatiza as estruturas geológicas mais sutis, dado que as sombras são minimizadas, porém ocorre um aumento do "layover" (inversão do relevo). As variações de tom são igualmente distribuídas por toda cena e os lineamentos são claramente identificados, sendo portanto o, mais adequado para o mapeamento de estruturas geológicas.

As imagens da região de Serra Leste foram adquiridas pela RADARSAT, no modo *Fine Resolution Path Image* (varredura fina), com visada descendente e ângulo de incidência F3 (41° a 44°), cobrindo uma área de aproximadamente 50 X 50 km, com resolução aproximada de 8 metros. A aquisição da imagem foi feita no dia 17 de maio de 2000, às 8:52 horas.

A interpretação correta das imagens de radar demanda uma compreensão básica dos efeitos relacionados à posição e inclinação das encostas em relação à plataforma ("layover", "foreshortening" e sombreamento); sobre a geometria da imagem e seus valores radiométricos.

4.3 – Processamento Digital dos Dados de Sensoriamento Remoto

4.3.1. Dados do Landsat-7/Enhanced Thematic Mapper Plus

O processamento das imagens de sensores óticos passivos como o ETM+ envolve uma série de procedimentos, os quais podem ser executados de três diferentes maneiras (Sabine, 1999). Uma é o método de tentativa e erro, onde combinações e permutações de bandas, operações aritméticas entre bandas e análises por principais componentes são experimentadas indefinidamente, na expectativa de que algo interessante apareça no monitor. Outra maneira é o método do 'oráculo', no qual os dados são tratados dentro da mais avançada tecnologia computacional e um resultado é apresentado ao usuário, com um mínimo de interferência humana. Nesses procedimentos, geralmente os produtos não atendem às necessidades do geólogo. A melhor

maneira é produzir imagens que ressaltem atributos específicos da paisagem em um formato intuitivamente interpretável pelo geólogo, gerando uma ou mais imagens que ilustrem aspectos geológicos específicos da cena, como litotipos, estruturas e/ou alteração hidrotermal.

Diversas técnicas de processamento de dados de sensoriamento remoto estão disponíveis, na maioria dos casos, altamente especializadas e raramente aplicadas. O conjunto de técnicas disponíveis para o processamento de imagens aplicado à exploração mineral é muito pequeno. Isso inclui imagens de composições coloridas, usualmente com algum tipo de contraste, razões entre bandas, análise por principais componentes e transformações IHS (intensity-hue-saturation).

Para o processamento das duas cenas ETM+ utilizadas neste estudo, foram utilizados os programas Xpacc, GCPWorks, ImageWorks e Geoanalyst do software da PCI GeomaticsTM.

4.3.1.1 - Pré-processamento

As imagens ETM+ foram georreferenciadas ao sistema de coordenadas UTM (Universe Transverse Mercator), zona 22 Sul, utilizando o elipsóide SAD Brazil 1969. As imagens foram corrigidas geometricamente por registro imagem-a-imagem, usando como referência imagens previamente registradas, do Landsat5-TM, disponíveis no acervo de dados. O registro foi feito com o software GCPWorks, onde foram obtidos pontos de controle com erro médio quadrático de 1.29 em X e 1.24 em Y, para a cena 223-64 e de 0.58 em X e 0.75 em Y, para a cena 224-64. Para o registro das imagens foi utilizado um polinômio de 1º grau e um interpolador cúbico.

O passo seguinte, ainda no GCPWorks, foi a elaboração de um mosaico de imagens contendo as duas cenas, de onde foi recortada a imagem da área em estudo.

A radiação obtida pelo sensor inclui contribuições do espectro da irradiação solar, absorção e espalhamento atmosféricos, efeitos da geometria de visada, além da reflectância dos alvos na superfície. As cenas utilizadas para a cobertura da área desse trabalho foram fornecidas com elevado nível de correção radiométrica. As diferenças radiométricas entre as imagens foram equalizadas na geração do mosaico, ajustando-se a estrutura dos histogramas das duas cenas, através de ferramentas do GCPWorks (PCI).

4.3.1.2 - Processamento

Composições Coloridas

Uma composição colorida é uma imagem onde diferentes bandas espectrais são mostradas nos canais vermelho, verde e azul do sistema RGB (red-green-blue).

A Figura 4.1a apresenta uma imagem usando as bandas espectrais 4, 5 e 3 do ETM+ em RGB, para qual foi aplicado um realce que utiliza uma função quadrática e uma suave redução da saturação, feita interativamente. Essa imagem mostra as áreas com vegetação em castanho claro, as áreas com vegetação rasteira em azul claro, os corpos de água em azul escuro (lago do garimpo de Serra Pelada) e as formações ferríferas e carapaças lateríticas em azul esverdeado (e.g., depósito de ferro Serra Leste). Crósta & Moore (1989) mostram que a combinação das bandas 4, 3 e 1 em R, G e B, respectivamente, funcionaram bem para o mapeamento de solos ricos em óxido de ferro em regiões com cobertura vegetal e manto de intemperismo espesso. Na imagem da área de Serra Leste, a composição 4-3-1, realçada com uma função quadrática, mostra a vegetação em vermelho, as áreas sem vegetação em azul claro, e as formações ferríferas e carapaças lateríticas em azul esverdeado (Figura 4.1b), realçando as mesmas feições observadas na composição 4-5-3, exceto pelo lineamento da Zona de Cisalhamento Transcorrente do Cinzento (ZCTC), que aparece em cores mais saturadas. Crippen (1989) sugere a composição entre as bandas 1, 4 e 7 em RGB, para o mapeamento de feições litológicas em regiões onde dominam argilo-minerais, em diversas condições climáticas. A composição 1-4-7 da área em estudo apresenta a vegetação em verde, as formações ferríferas e carapaças lateríticas em magenta e as áreas sem vegetação em lilás (Figura 4.1c). Nas áreas sem vegetação, no lineamento da ZCTC e nos *splays* deste lineamento, as cores aparecem mais saturadas na imagem, possivelmente



Figura 4.1 - Prancha de imagens, mostrando os produtos dos realces aplicados à imagem do ETM+ (a = composição colorida 453, b = composição colorida 431, c = composição colorida 147 e d = razão 5/4), realçando as áreas com vegetação, as formações ferríferas, carapaças lateríticas e zonas de alteração hidrotermal relacionadas às principais estruturas.

como reflexo da ocorrência de sílica e argilo-minerais associados - entretanto, as unidades litológicas não são realçadas nesta composição.

Dois aspectos se destacam nas propostas de composições coloridas anteriormente descritas e apresentadas na Figura 4.1: (i) a adição da banda ETM+_4 (infravermelho próximo) na composição, na qual a vegetação reflete fortemente; (ii) o uso da banda ETM+_1 (região do azul do espectro) que é a mais afetada por efeitos de espalhamento atmosférico, de difícil correção. Neste trabalho, a estratégia para geração de composições coloridas primeiramente levou em consideração esses aspectos. As composições coloridas utilizando bandas cobrindo o intervalo acima da região do verde foram favorecidas (menor atenuação atmosférica) e a banda ETM_4 foi excluída das composições, evitando a forte interferência da vegetação nos pixels das imagens. A banda 7 (2.09-2.35 μ m) foi

preferencialmente utilizada devido às respostas espectrais diagnósticas de minerais formadores das rochas máficas e ultramáficas (Drury, 2001), principais metalotectos das mineralizações de EGP na área de estudo. Entre esses minerais, destacam-se (Figura 4.2 e 4.3):

⇒ **talco e serpentina**: minerais formadores de rochas ultramáficas, presentes em superfícies relativamente frescas. Apresentam assinaturas espectrais dominadas por feições de absorção entre 2.3-2.4 μ m, relacionadas à ligação Mg-OH.

⇒ **saponita**: mineral do grupo da esmectita comumente presente como produto de alteração intempérica de rochas ultramáficas, também com feições de absorção entre 2.3-2.4 μ m.

⇒ **tremolita/actinolita e hornblenda**: minerais comuns em rochas máficas frescas. Apresentam assinaturas espectrais dominadas por feições de absorção entre 2.3-2.4 μ m, relacionadas à ligação Mg-OH e efeitos da presença de Fe²⁺.

⇒ nontronita: mineral do grupo da esmectita comumente presente como produto de alteração intempérica de rochas máficas, também com feições de absorção entre 2.3-2.4 μ m.

As bandas 2 e 3, relativamente menos afetadas por fenômenos atmosféricos, foram consideradas nas composições em função da sua clássica resposta para superfícies ricas em óxidos e hidróxidos de ferro (e.g., goetita, hematita, jarosita) (Sabine, 1999).

Além das bandas do espectro refletido, a banda termal (ETM+_6), com resolução espacial de 60m re-amostrada para 30m, também foi testada para realce de áreas ricas em minerais associados a rochas ultramáficas com respostas importantes nesse intervalo do espectro (Figuras 4.6 e 4.7).

Dois produtos apresentaram resultados satisfatórios dentro desta estratégia de combinação de bandas: 357 (RGB) e 356 (RGB) (Figuras 4.6. e 4.7). Na Figura 4.6 é possível notar que os tons avermelhados na imagem estão predominantemente inscritos nos polígonos das rochas máficas e ultramáficas. Este comportamento é devido à reflexão de radiação por essas rochas na região do vermelho do espectro, fenômeno detectado pela banda ETM+_3. A banda 7 contribui na assinatura espectral das formações ferríferas e das coberturas lateríticas (tons azul-arroxeados na porção centro-noroeste da imagem).

Principais Componentes

A Análise por Principais Componentes (APC) é uma técnica estatística multivariada que seleciona combinações lineares de variáveis não correlacionadas, de modo que cada combinação linear extraída sucessivamente, ou principal componente, tenha uma variância menor (Drury, 2001). A variância estatística em imagens multiespectrais relaciona-se à resposta espectral de vários materiais superficiais, assim como à dimensionalidade estatística dos dados da imagem. A grande vantagem de métodos que se utilizam de cálculos de principais componentes é a possibilidade de

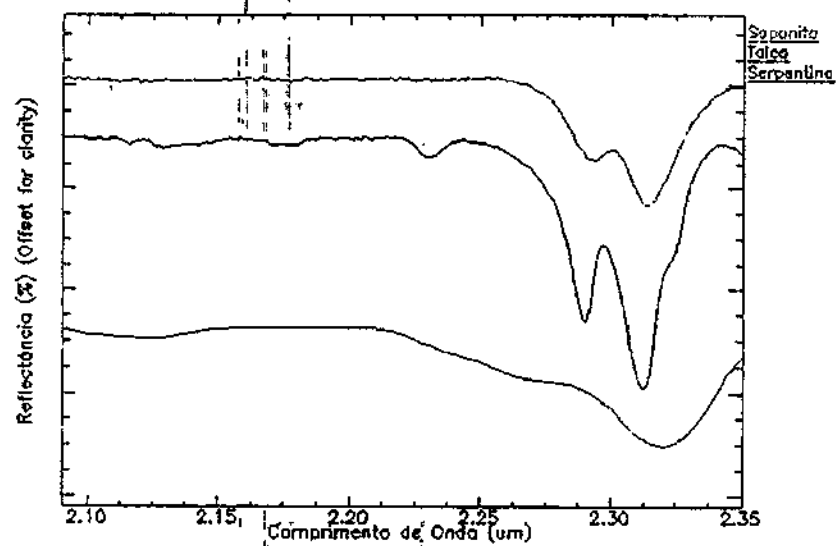


Figura 4.2. Assinatura espectral de minerais comumente associados a rochas ultramáficas na região do espectro coberta pela banda ETM+_7 (2.09-2.35 μ m). Dados espectrais extraídos da biblioteca do USGS.

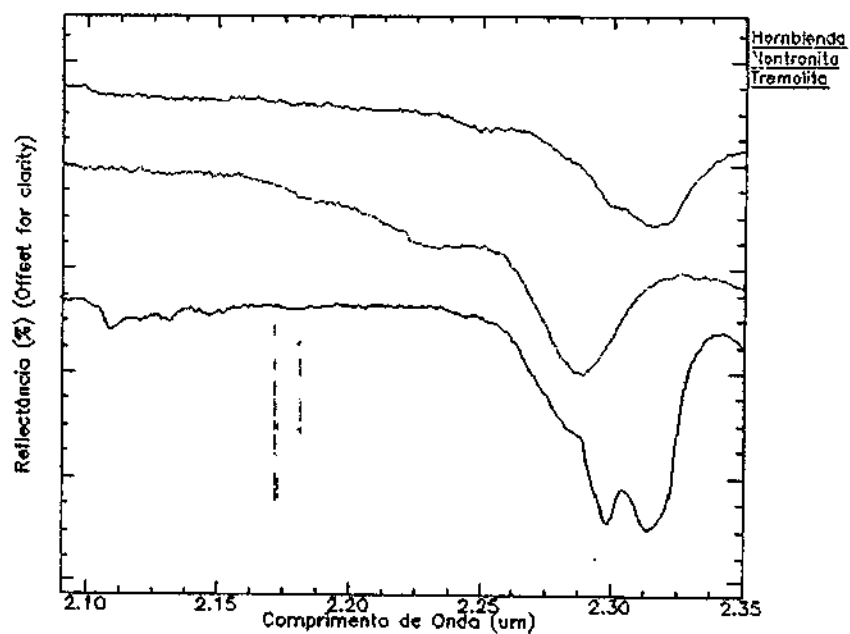


Figura 4.3. Assinatura espectral de minerais comumente associados a rochas máficas na região do espectro coberta pela banda ETM+_7 (2.09-2.35 μ m). Dados espectrais extraídos da biblioteca do USGS.

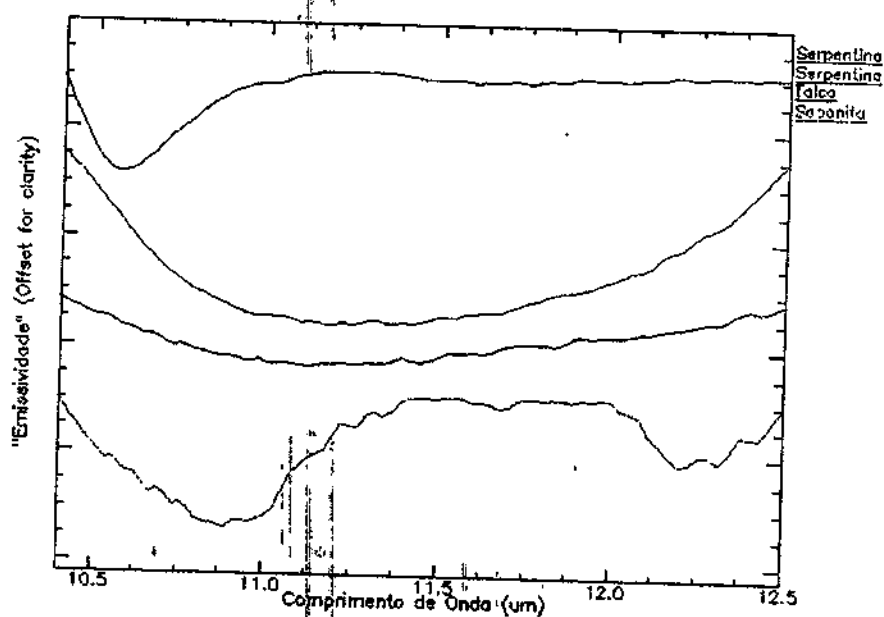


Figura 4.4. Assinatura espectral de minerais comumente associados a rochas ultramáficas na região do espectro coberta pela banda ETM+_6 (10.40 - 12.50 μ m). Dados espectrais extraídos da biblioteca da Johns Hopkins University – as medidas foram realizadas com um espectrofotômetro Nicolet FTIR (cf. <http://asterweb.jpl.nasa.gov>).

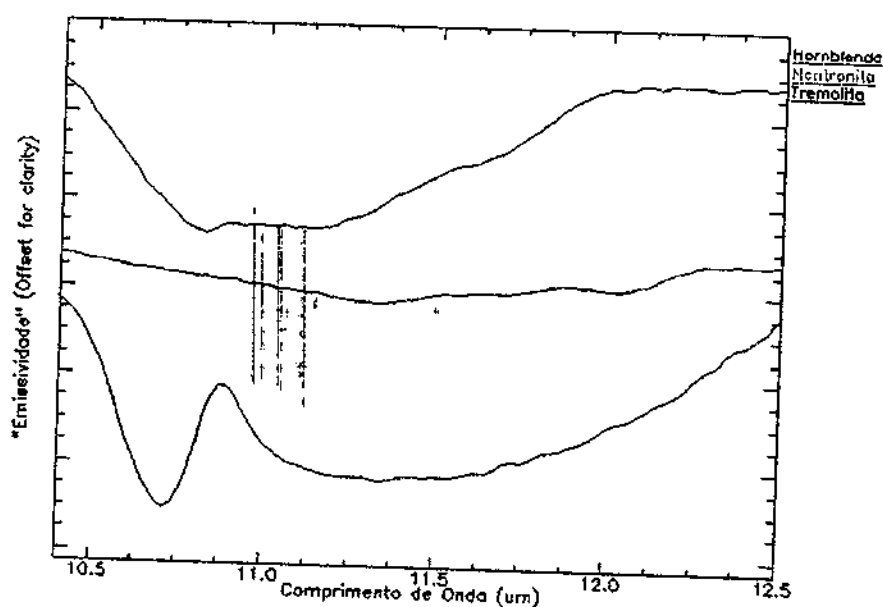


Figura 4.5. Assinatura espectral de minerais comumente associados a rochas máficas na região do espectro coberta pela banda ETM+_6 (10.40 - 12.50 μ m). Dados espectrais extraídos da biblioteca da Johns Hopkins University – as medidas foram realizadas com um espectrofotômetro Nicolet FTIR (cf. <http://asterweb.jpl.nasa.gov>).

supressão dos efeitos da vegetação, já que sua participação na estatística da cena pode ser mapeada e individualizada. Das técnicas baseadas na análise por principais componentes aplicou-se a Técnica FPCS (*Feature Oriented Principal Component Selection* - Crósta & Moore, 1989). Esta técnica foi escolhida para mapeamento de minerais dos grupos das hidroxilas (e.g., saponita, nontronita, talco, serpentina, tremolita/actinolita) e óxidos/hidróxidos de ferro (e.g., goetita, hematita, jarosita), que podem marcar, independentemente ou simultaneamente, as assinaturas espectrais de rochas maficas-ultramáficas.

A técnica FPCS permite a discriminação entre os diversos tipos de coberturas através da análise de matrizes de autovetores utilizadas no cálculo das principais componentes. Desta forma, os valores dos autovetores são utilizados para prever qual imagem PC concentrará a informação diretamente relacionada às assinaturas espectrais teóricas do alvo. O ordenamento das PCs é influenciado tanto pela abundância espacial de pixels representantes dos vários alvos geológicos, quanto pelo desvio padrão (variância) de cada banda. Originalmente, este método utilizava um conjunto de seis bandas, onde as componentes principais contendo maior informação a respeito do grupo de minerais de interesse seriam selecionadas. Loughlin (1991) propôs uma adaptação desta técnica, onde ao invés de seis bandas, dois conjuntos de quatro bandas são submetidos a APC: 1457 e 1345. Estes conjuntos realçam, respectivamente, minerais do grupo das hidroxilas e dos óxidos/hidróxidos. Através da inspeção dos valores e sinais para os autovetores extraídos para o conjunto de bandas TM 1345, observa-se que, em geral, a PC3 ou a PC4 apresenta altos valores para as bandas 3 e 1, com sinais inversos. O mesmo ocorre para o conjunto de bandas 1457 - a PC3 ou a PC4 apresentam valores altos, mas de sinais opostos para as bandas TM5 e TM7. O procedimento final de análise consiste na composição de uma terceira imagem, que combine os componentes com conteúdo alto de hidroxila (Hy) e de óxidos e hidróxidos de ferro (Fe) numa composição colorida RGB. Esta terceira imagem, denominada Hy+Fe, consiste do cálculo da soma ou PC1 das componentes Hy e Fe. Uma vez produzidas as imagens Hy, Fe e Hy+Fe, a interpretação visual final baseia-se em cores, no espaço RGB.

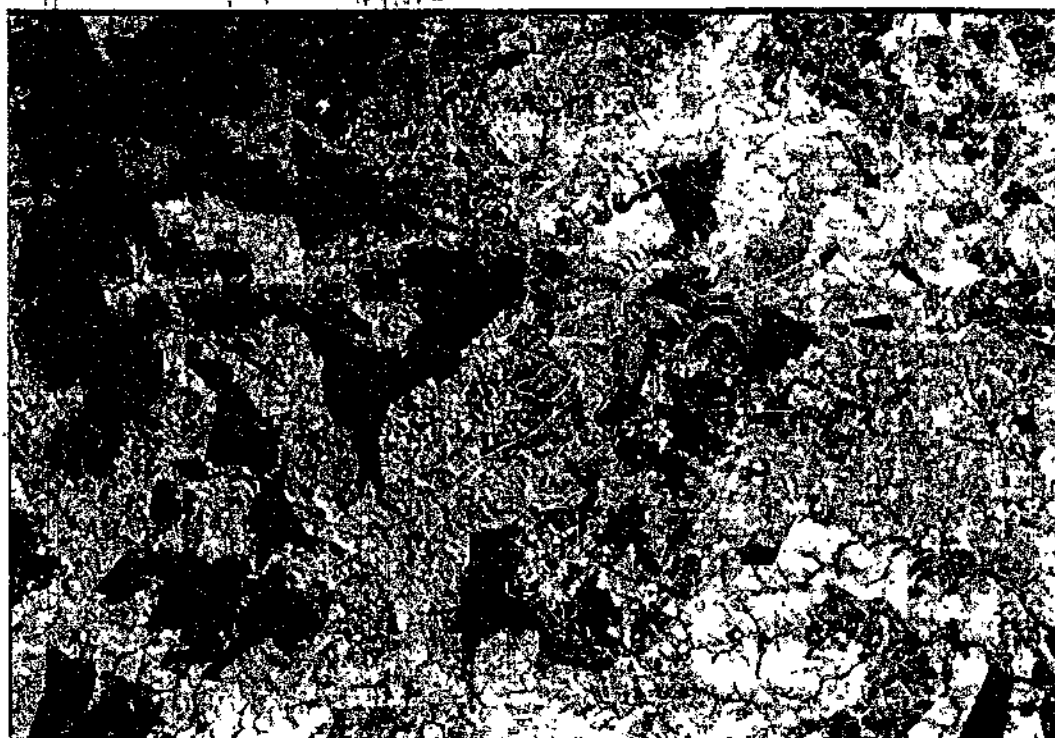


Figura 4.6. Composição colorida falsa-cor: bandas 357 (RGB). Os polígonos em branco na imagem correspondem a áreas onde afloram rochas máficas e ultramáficas, principais metalotectos associados as mineralizações de EGP.

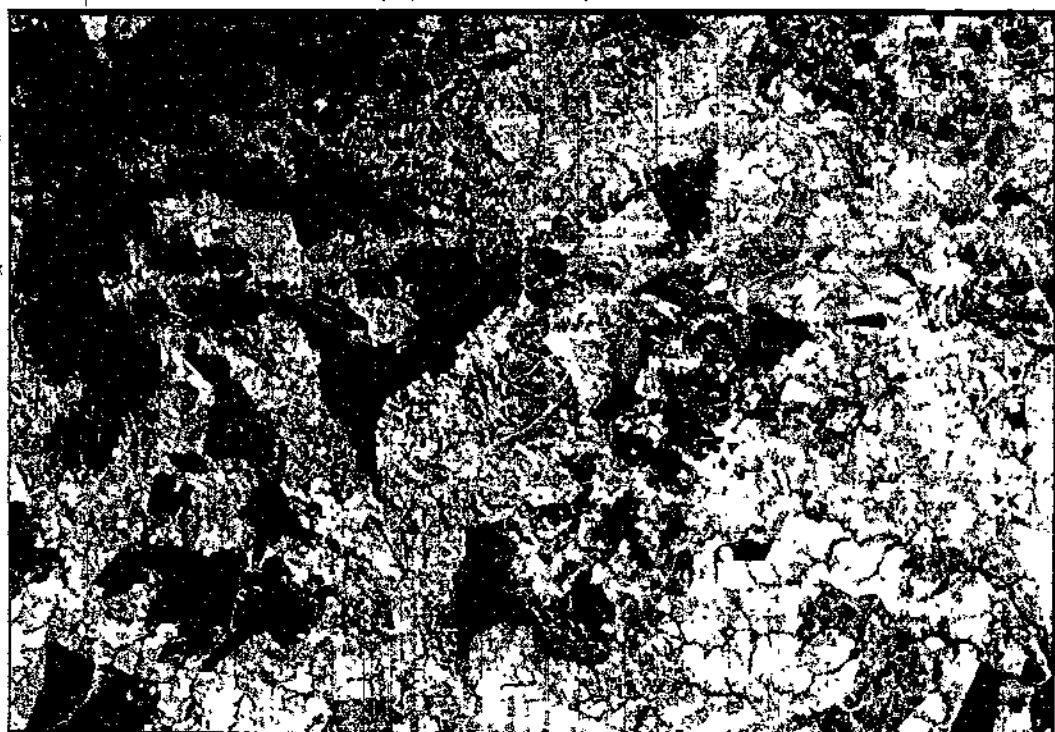


Figura 4.7. Composição colorida falsa-cor: bandas 356 (RGB). Da mesma forma que a banda ETM+_7, a banda ETM+_6 (termal) contribui na assinatura espectral das formações ferríferas e das coberturas lateríticas (tons roxos na porção centro-noroeste da imagem).

Neste trabalho, a técnica FPCS adaptada foi aplicada exatamente segundo os princípios descritos em Loughlin (1991). Os resultados são apresentados na Figura 4.8.

Transformação IHS

O espaço de cores conhecido como HSI (Hue-Saturation-Intensity) é uma forma de representação de cores em coordenadas polares, na qual as cores são definidas a partir dos atributos: intensidade (Intensity - I), matiz (Hue - H) e saturação (Saturation - S). Esse espaço de cores é alternativo ao espaço RGB, que é dado pela soma das cores primárias. Nesse sistema, a intensidade é relacionada ao brilho da imagem, a matiz representa o comprimento de onda dominante ('cor da imagem') e a saturação diz respeito à pureza das cores. No sistema HSI, os atributos da imagem podem ser manipulados individualmente, ao contrário do sistema RGB, onde estão interligados. Crósta (1992) descreve detalhadamente os passos dessa transformação.

A transformação do sistema RGB para o sistema IHS, nos sistemas modernos de processamento digital, é uma operação simples e tem duas utilidades principais no sensoriamento remoto aplicado à geologia: o realce por decorrelação e a integração de dados. Sabine (1999) descreve uma série de aplicações dessa transformação objetivando a integração de imagens de sensores remotos com diferentes resoluções espaciais, bem como, com imagens produzidas por levantamentos aerogeofísicos.

Uma das vantagens na utilização das imagens do ETM+ é a possibilidade da integração das bandas espectrais com resolução espacial de ~30 metros e a banda pancromática, com resolução espacial de ~15 metros, melhorando consideravelmente a resolução espacial das imagens produzidas. Essa transformação é feita através da integração da imagem de melhor resolução



Figuras 4.8. Composição colorida derivada da técnica FPCS adaptada, com contornos das rochas máficas e ultramáficas superpostos. As áreas em tons esbranquiçados indicam superfícies ricas, simultaneamente, em minerais de hidroxila e óxidos/hidróxidos de ferro. Note que uma percentagem significativa dos corpos máficos e ultramáficos conhecidos foram detectados, enquanto outras áreas necessitam de verificação de campo. Observe ainda que as coberturas lateríticas e as formações ferríferas aparecem diferenciadas neste produto – as lateritas são ricas em argilas + ferro (branco), enquanto as formações ferríferas são predominantemente ricas em ferro (castanho).



Figura 4.9 - Fusão da composição colorida entre as bandas 4, 5 e 3 (RGB), com a banda pancromática do ETM+, que permitiu identificar feições do relevo relacionadas ao *Splay Divergente* de Serra Pelada, a terminação Leste da Zona de Cisalhamento Transcorrente Cinzento e os lineamentos interpretados a partir do produto integrado.

espacial (pancromática) no canal da intensidade. A integração da composição colorida das bandas 4, 5 e 3 (RGB) do ETM+, com a banda pancromática introduzida na intensidade do sistema IHS, apresenta uma considerável melhora na resolução espacial da imagem resultante. Isso permitiu a identificação de feições de relevo imperceptíveis na composição colorida 4-5-3 com resolução original de 30 metros (Figura 4.9). Para essa transformação RGB>IHS>RGB, foi utilizado o modelo cilíndrico para o espaço IHS.

4.3.2. Dados do RADARSAT

Há três etapas básicas de processamento das imagens de radar (Toutin & Gray, 1999): correção geométrica, correção radiométrica, realces e classificação. O quadro da Figura 4.10 sumariza as etapas seguidas nesse trabalho.

A correção geométrica é utilizada para referenciar a imagem utilizando pontos de controle no terreno ("ground control points" = GCPs), remover distorções topográficas e/ou registrar imagens com um modelo digital de elevação já existente. Correção radiométrica e realces lidam com a manipulação e aumento de contraste dos níveis de cinza da imagem. No caso de sensores que produzem somente um canal de imagem é possível realizar classificações baseadas em níveis de cinza, mas os resultados não são comparáveis àqueles obtidos com métodos de classificação multi-canais.

O processamento das imagens do radar orbital canadense RADARSAT foi feito com a utilização dos softwares Xspace, GCPWorks, ImageWorks e Geoanalyst, do pacote PCI, da Geomatics.

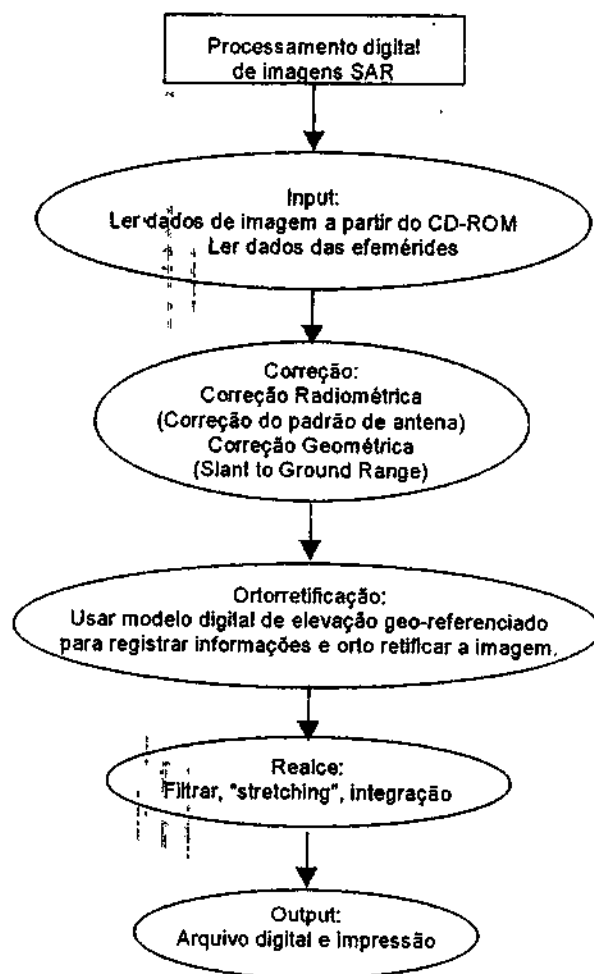


Figura 4.10: Etapas de processamento de imagens de radar.

4.3.2.1 - Correção Geométrica

A correção geométrica é um processo de transformação de imagens usado para remover distorções geométricas indesejáveis. Para isso é necessário coletar pontos de controle terrestres ou utilizar um modelo digital de elevação, para relacionar os dados não corrigidos aos dados geo-referenciados. As imagens foram referenciadas ao sistema UTM (Universe Transverse Mercator), zona 22 Sul, utilizando o elipsóide SAD Brasil 1969. A correção de alcance inclinado para alcance no terreno (*slant to ground range*) foi feita com

um modelo digital de elevação (DEM). Esse DEM foi elaborado a partir da digitalização de cartas topográficas na escala 1:100.000 e da coleta de pontos de controle no terreno.

4.3.2.2 - Filtragens e Realces

As imagens RADARSAT são caracterizadas pela presença de uma textura granulada, que gera um efeito “sal e pimenta” na imagem de radar. O sensor SAR transmite milhares de pulsos por uma dada área do terreno, definida como célula de resolução. Os pulsos são refletidos de muitos pontos de retrodispersão dentro da célula de resolução, porém o movimento do satélite faz com que cada pulso esteja posicionado em fase. Quando se somam vetorialmente os pulsos, as células de resolução, dentro de uma região de terreno homogêneo, tenderá a um valor de retrodispersão diferente. Uma área da superfície aparentemente homogênea tenderá a uma distribuição irregular de pixels claros e escuros, produzindo um efeito granular, denominado *speckle* (Henderson & Lewis, 1998). A Figura 4.11 ilustra a origem do *speckle*.

A remoção do *speckle*, através de filtros no domínio espacial ou no domínio das frequências, resultará em perda de informação potencialmente importante. Portanto, deve-se analisar cuidadosamente a metodologia utilizada, de forma que a perda de informação seja mínima e que o efeito suavizador total facilite a interpretação da imagem.

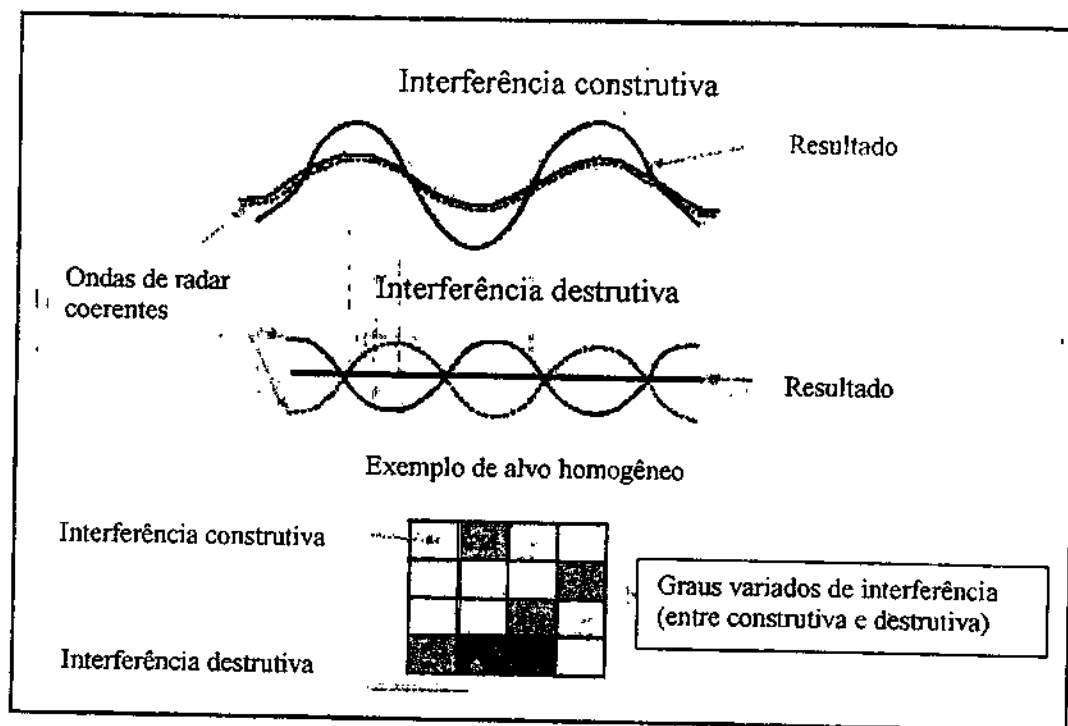


Figura 4.11. O fenômeno do "speckle".

A filtragem é um realce que altera os valores dos pixels com base nos valores de nível de cinza dos pixels adjacentes (Figura 4.12). Uma imagem pode conter tanto informações de alta como de baixa frequência. A soma de ambas constitui a imagem original. Altas frequências descrevem rápidas mudanças de um pixel para o outro, como, por exemplo, redes de drenagem, estradas e contatos geológicos. Já baixas frequências descrevem mudanças graduais sobre um grande número de pixel, como corpos d'água e cobertura vegetal.

Os filtros passa baixa eliminam as feições de alta frequência da imagem. Os filtros de passa alta dão ênfase a mudanças bruscas nos valores de níveis de cinza entre os pixels. Estas mudanças rápidas representam mudanças espaciais altas, também, chamadas de bordas. Tais bordas em uma imagem correspondem a feições lineares e a limites entre

feições. As imagens produzidas após a aplicação destes filtros são usadas como arquivos de entrada para melhorar o desempenho de algoritmos de classificação textural.

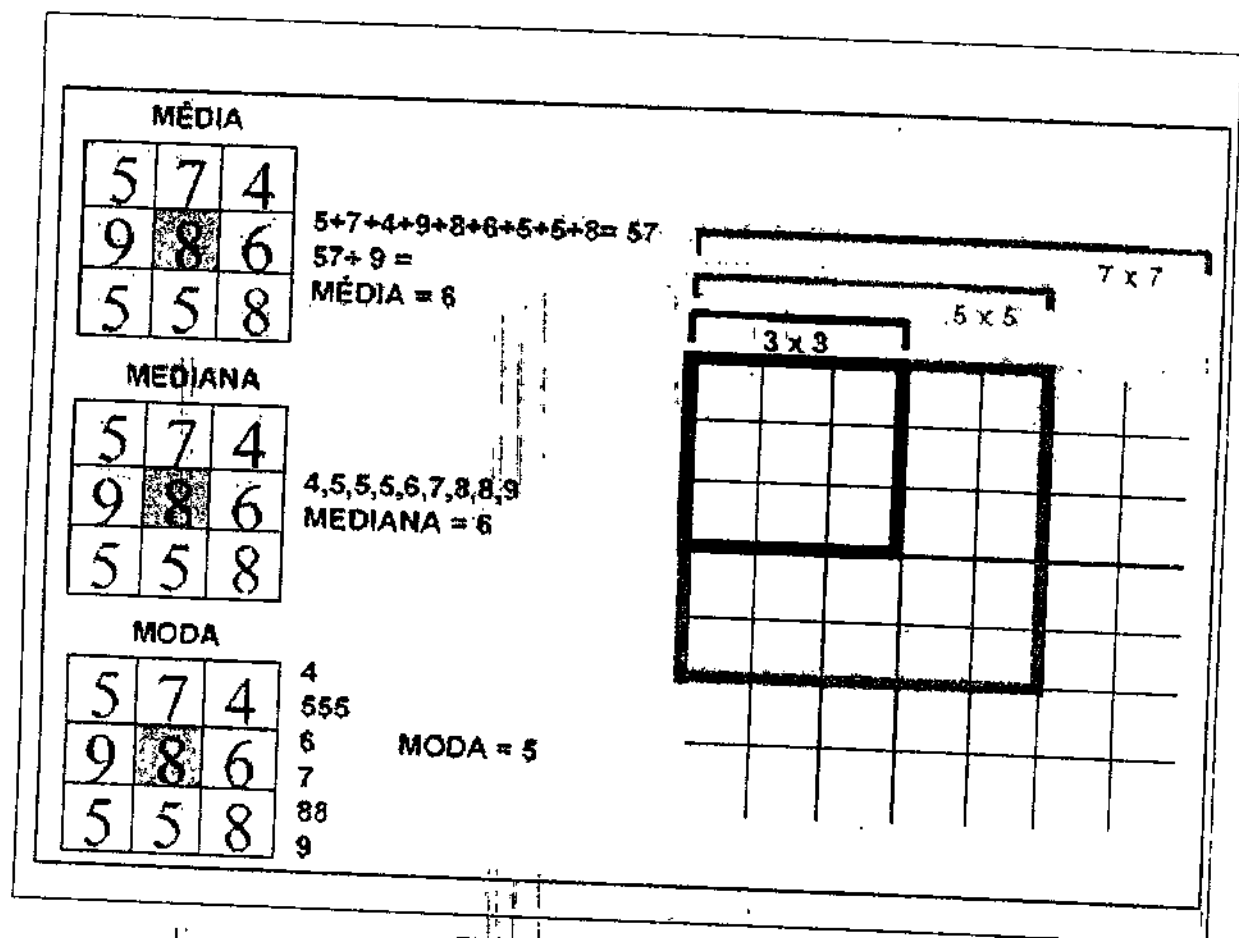


Figura 4.12. Filtragem por janela.

O pacote EASI/PACE manipula diversos algoritmos de filtragem projetados especificamente para dados SAR. O filtro de mediana calcula e atribui o valor da mediana de uma janela de filtro retangular ao pixel central. Este processo tende a suavizar a imagem e preservar as bordas. As dimensões da janela do filtro devem ser ímpares.

Os filtros adaptativos Kuan, Gamma, Lee e Frost, utilizam diferentes algoritmos, que suavizam as imagens sem remover bordas ou feições mais agudas da imagem.

O filtro Enhanced Lee divide a imagem em áreas de três classes. A primeira classe corresponde a áreas homogêneas nas quais o *speckle* pode ser eliminado pela aplicação de um filtro passa-baixa ou, equivalentemente, um processo *multi-look* proporcional. A segunda classe corresponde a áreas heterogêneas nas quais o *speckle* deve ser reduzido e a textura preservada. E a terceira classe é representada por áreas que contêm alvos isolados, cujos valores observados devem ser preservados pelo filtro.

No processamento das imagens da região de Serra Leste, vários tipos e tamanhos de filtros foram testados. Os melhores resultados foram obtidos com os filtros Lee e Enhanced Lee com a aplicação de uma janela 3 por 3, seguida por uma janela 7 por 7. A Figura 4.13 mostra a imagem da região de Serra Leste realçada por esses métodos e a interpretação dos vários sistemas de lineamentos detectáveis neste produto.

4.3.2.3 - Produtos Integrados

Este item tem como objetivo conceber alguns produtos integrados, utilizando os resultados obtidos a partir do processamento dos dados geofísicos e das imagens RADARSAT da área de Serra Leste.

Para a geração dos produtos integrados foi utilizada a técnica IHS (Rencz et al., 1994; Harris e Murray, 1989; Sabine, 1999; Schetselaar et al., 2000). O algoritmo de transformação IHS permite, ao se inserir três bandas de uma imagem nos canais R, G e B, determinar os parâmetros de intensidade, matiz e saturação da mesma e realizar diversas operações. Desta forma, foram manipuladas as imagens realçadas dos levantamentos de magnetometria e gamaespectrometria. A seguir foi feita a transformação inversa do espaço IHS para o espaço RGB, substituindo a intensidade (I) original pela imagem RADARSAT, com resolução espacial aproximada de 8 metros.

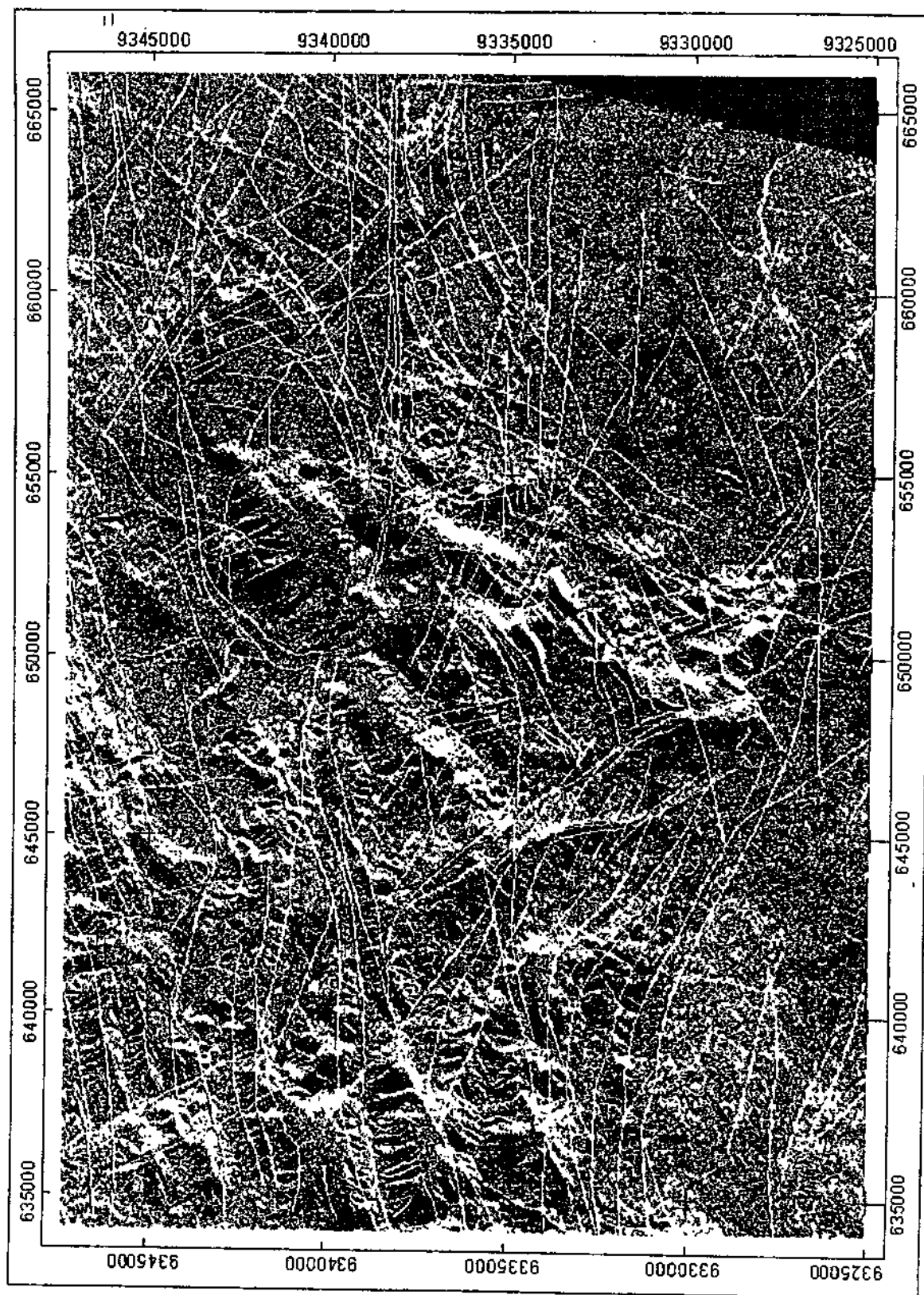


Figura 4.13—Imagem realçada RADARSAT, no modo Fine Resolution Path Image, com visada descendente, com ângulo de incidência F3 (41° a 44°), da região de Serra Leste e os Lineamentos interpretados da imagem RADARSAT

Neste processo, a matiz das imagens realçadas da magnetometria e da gamaespectrometria foi preservada. Um nível de cinza constante (50) foi atribuído à saturação, com o intuito de realçar as cores, preservando as características texturais da cena. Posteriormente, foi aplicado um aumento linear de contraste às imagens produzidas, expandindo as informações originais do histograma da imagem para toda a escala de níveis de cinza disponíveis (0 - 255). Foram produzidas fusões da imagem RADARSAT com imagens: (i) do sinal analítico e da fase do sinal analítico do campo magnético anômalo; (ii) do canal do tório e, (iii) da imagem ternária dos canais K, Th e U (RGB) (Figura 4.14).

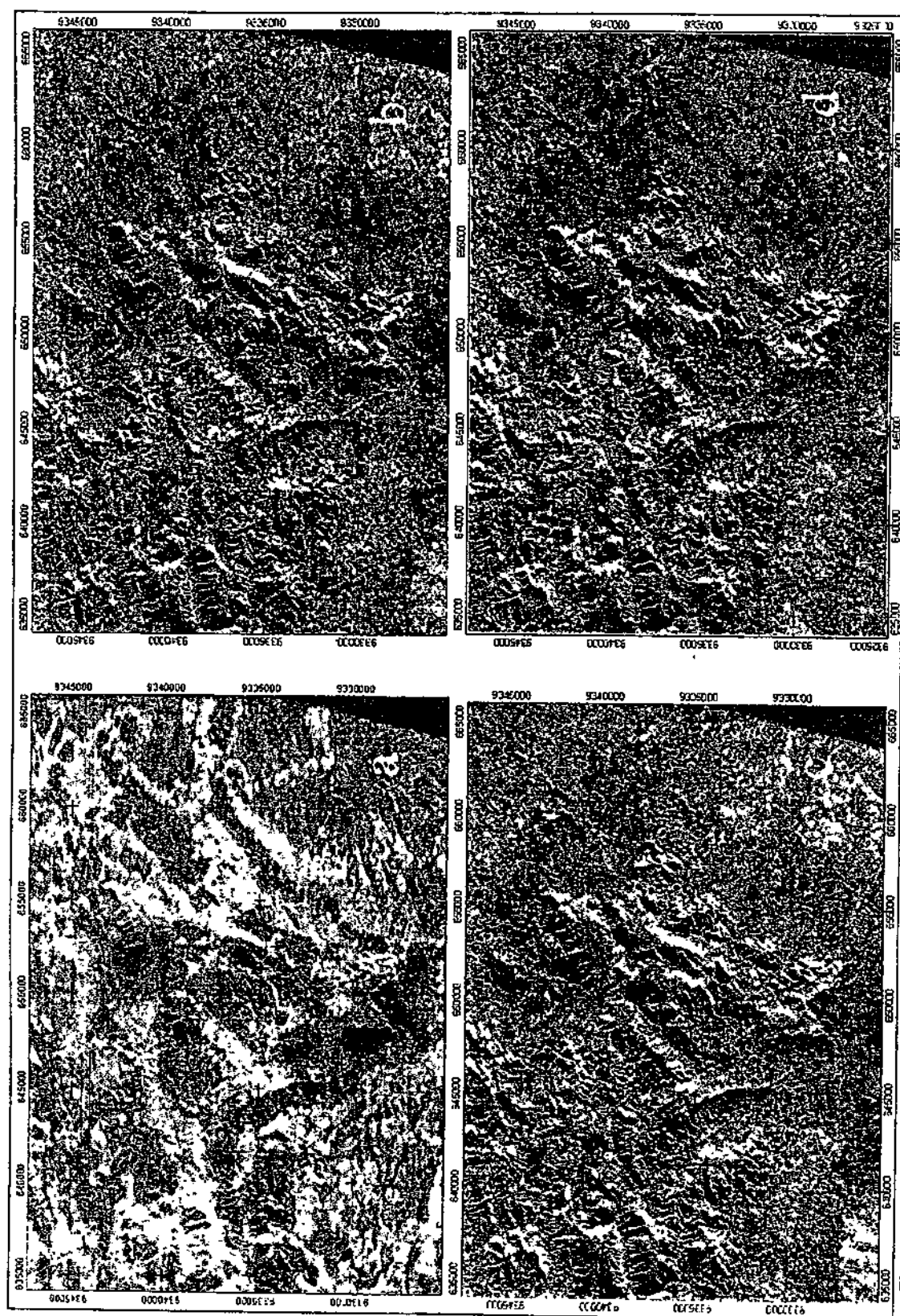


Figura 4.14 - Produtos integrados da imagem RADARSAT (Fine, descendente, F3) com imagens do levantamento geofísico aéreo de magnetometria e gamaespectrometria (a=sinal analítico b=fase do sinal analítico c=canal do tório e d=imagens termária dos canais K, Th e U em R, G e B, respectivamente).

CAPÍTULO V

INTERPRETAÇÃO E INTEGRAÇÃO DOS DADOS AEROGEOFÍSICOS E DE SENSORIAMENTO REMOTO, PARA A GERAÇÃO DE MODELOS PROSPECTIVOS PARA EGP NA REGIÃO DE SERRA LESTE, CARAJÁS

5.1. Introdução

A interpretação e integração de dados multi-fontes tem sido amplamente utilizada para o mapeamento geológico e exploração mineral (Harris e Murray, 1989; Sabine, 1999). Neste sentido, excelentes resultados na região de Carajás foram obtidos por Paradella et al. (1997, 1998, 2000); Dias e Paradella, (1997), Veneziani e Okida (2001), entre outros. Neste capítulo é apresentada a interpretação dos dados geofísicos e de sensoriamento remoto da região de Serra Leste, bem como sua integração, visando a geração de um modelo prospectivo de EGP para essa região.

5.2 - Interpretação dos dados aerogeofísicos

5.2.1 - Magnetometria

A observação da imagem do campo magnético anômalo permite distinguir feições geológicas importantes, descritas no item 3.3.2.

Na imagem da derivada vertical de primeira ordem (Figura 3.9), observa-se uma série de alinhamentos de direção predominante NE, que correspondem às rochas máficas e ultramáficas orientadas segundo esta direção e mapeadas em trabalhos anteriores (Figura 2.3). Algumas anomalias que definem lineamentos de direção aproximada N-S são discretamente delineadas. Estes lineamentos estão relacionados aos diques gabróicos neoproterozóicos, que truncam a região de Carajás, os quais não são apresentados na Figura 2.3. Em geral, esses diques desenvolvem elevações ou depressões alinhadas no relevo, e afloram sob a forma de blocos arredondados

produzidos por esfoliação esferoidal, típica do intemperismo de rochas básicas, sendo facilmente mapeáveis no terreno.

Nas imagens das derivadas horizontais, as feições com orientação NE, representam os complexos máfico ultramáficos Luanga, Luanga Sul, Afrodite e Pegasus (Figura 3.10). As feições discretas com direção dominante NS ou NNW, representam a resposta dos diques de gabro magnético neoproterozóicos. Apesar de serem fortemente magnéticos e apresentarem espessuras de até 100 metros, a resposta magnética dos diques de gabro é representada por feições discretas neste produto, por estarem posicionados em direção próxima à das linhas de vôo. O lineamento da Zona de Cisalhamento Transcorrente do Cinzento (ZCTC) também pode ser claramente visualizado nesta imagem.

A imagem do gradiente horizontal (Figura 3.11) ilustra muito bem a compartimentação estrutural da área. Nesta imagem é possível observar o lineamento da Zona de Cisalhamento Transcorrente do Cinzento (ZCTC). Nesta imagem é possível observar o lineamento da ZCTC, cuja evolução compreendeu duas fases de deformação. A geometria das anomalias magnéticas geradas pelos complexos máfico ultramáficos Luanga e Luanga Sul permite reconstituir a cinemática dessas duas fases de cisalhamento transcorrente. Essa zona de cisalhamento compreende duas fases de deformação. A forma das anomalias, que representam as rochas ultramáficas ricas em magnetita dos complexos máfico ultramáficos, sugere um arrasto destal na ZCTC, correlacionável à segunda fase de deformação de Veneziani & Okida (2001) e a quarta fase de deformação de Pinheiro e Holdsworth (1997) (Figura 2.5). Entretanto, o posicionamento atual dos complexos sugere um arrasto sinistral em uma fase posterior, indicando uma evolução progressiva, polifásica da deformação. O posicionamento atual dos complexos, também permite concluir que o deslocamento ao longo da ZCTC, na fase posterior, foi superior ao deslocamento ocorrido na fase anterior.

No complexo de Luanga ocorrem "splays" da ZCTC, posicionados subparalelos às camadas do complexo, muitas vezes enriquecidos em magnetita. Essa concentração de magnetita nos "splays" pode ser responsável por pelo menos parte das anomalias magnéticas que, na imagem do gradiente horizontal (Figura 3.11), aparecem orientadas segundo a direção NE, posicionadas sobre os complexos. Entretanto, é necessário cuidado na interpretação das anomalias do gradiente horizontal do campo anômalo sem redução ao polo, visto que estas não

estão posicionadas sobre suas respectivas fontes causadoras. As feições discretas orientadas segundo a direção N-S, são correlacionadas aos diques gabróicos neoproterozóicos (Figura 3.11).

Na imagem do sinal analítico, a região central da área mostra-se bastante perturbada magneticamente, com um relevo magnético variável, indicando corpos magnéticos com alta frequência e alta amplitude do sinal analítico. A análise da imagem da amplitude do sinal analítico permitiu a discriminação de várias unidades magnéticas. Nas áreas de afloramento dos complexos máfico ultramáficos (Luanga, Luanga Sul, Órion, Afrodite, Pégasus, Luanga Norte, Formiga e Centáuro), as altas amplitudes do sinal analítico estão relacionadas às rochas ultramáficas ricas em magnetita (dunitos, peridotitos, serpentinitos e talco-xistos) e a zonas de cisalhamento que truncaram esses complexos e remobilizaram magnetita das unidades ultramáficas. As anomalias positivas do sinal analítico na porção centro-norte da área ocorrem sobre as formações ferríferas dos depósitos de ferro Serra Leste. As discontinuidades nos padrões de anomalia, com feições de direção geral N-S ou NNW, com altos discretos da amplitude do sinal analítico, representam os diques de gabro Neoproterozóicos, com magnetita, que truncam o Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas. Uma anomalia localizada na porção extremo NW da área, com alta amplitude do sinal analítico, compreende a resposta dos metassedimentos da Serra do Sereno, hospedeiros de mineralizações de manganês (Figura 3.13). O lineamento da zona de cisalhamento transcorrente do cinzento (ZCTC) e algumas das zonas de cisalhamento que compõem o "splay" divergente de Serra Pelada (Pinheiro e Holdsworth, 1997), podem ser observadas nesta imagem. O arrasto dúctil destrai, com reativação sinistral, ao longo da ZCTC, indicado pela geometria e pelo posicionamento dos complexos máfico ultramáficos Luanga e Luanga Sul, também pode ser observado nesta imagem.

A fase do sinal analítico, ressalta eixos de lineamentos que não são tão destacados na amplitude do sinal analítico, principalmente aqueles associados às estruturas de segunda ordem da ZCTC, conforme descrito por Siqueira (1996) e Pinheiro & Holdsworth (1997). Enquanto a amplitude do sinal analítico ressalta os diques gabróicos de direção predominante N-S (Figura 3.13), a fase do sinal destaca as estruturas predominantemente E-W, relacionadas com as zonas de cisalhamento transcorrente que compreendem o "splay" Divergente de Serra Pelada (Figura 3.14).

Nos complexos máfico-ultramáficos, os eixos das anomalias da fase do sinal analítico representam o acamamento ígneo das unidades ultramáficas, ricas em magnetita (dunitos, peridotitos, serpentinitos e talco xistos) e/ou zonas de cisalhamento com magnetita remobilizada das rochas ultramáficas durante a deformação (como ocorre no complexo Luanga).

O mapa de soluções de Euler com índice estrutural zero (Figura 3.15), mostra conjuntos de soluções alinhadas com direção E-NE, de caráter sigmoidal, com profundidades de 0 a 300 metros, podendo chegar até 400 metros em porções mais restritas das soluções. Essas representam o padrão geral do mapa e estão relacionadas à orientação geral dos complexos máfico-ultramáficos. Na área do depósito de ferro de Serra Leste ocorre uma anomalia de soluções de Euler com formato circular e profundidades de até 600 metros. O lineamento da ZCTC é delineado por um conjunto discreto de soluções de Euler, com profundidades de até 400 metros, orientadas na direção NW, na porção central da área. Note que os diques de gabro, com orientação predominante N-S ou NNW, visíveis na Figura 3.14, não são representados pelas soluções de Euler.

Os mapas de soluções de Euler com índice estrutural 0.5 e 1 (Figuras 3.16 e 3.17), de modo geral, preservam as mesmas feições observadas no mapa de índice 0, com um forte alinhamento das soluções segundo a direção NE, representando a resposta das unidades ultramáficas. Esses mapas exibem uma variação horizontal para as fontes magnéticas, através de conjuntos de soluções mais espessos. Nos mapas de soluções com índice 2 e 3 (Figuras 3.18 e 3.19), que modelam fontes com formatos cilíndricos e esféricos, respectivamente, observa-se concentrações de anomalias profundas entre 600 e 900 metros. Os resultados sugerem geometrias e profundidades semelhantes as das fontes magnéticas localizadas no depósito de ferro Serra Leste, a sul do complexo máfico ultramáfico Formiga, onde ocorrem formações ferríferas ricas em magnetita. A NE do garimpo de Serra Pelada ocorre uma anomalia de soluções de Euler (índice 2) indicando a existência de uma fonte magnética com forma cilíndrica ("pipe") com profundidade superior a 250 metros.

5.2.2 - Gamaespectrometria

A imagem da contagem total da radiação gama (Figura 3.22), mostra uma correspondência dos valores baixos da radiação gama com a área de afloramento dos complexos máficos ultramáficos mapeados: (a) Luanga.

(b) Luanga Sul, (c) Órion, (d) Afrodite, (e) Formiga, (f) Luanga Norte, (g) Pégassus e sugere a presença de um outro conjunto de corpos ultramáficos, na porção oeste da área, aqui denominado Centáuro (h). As áreas com valores altos estão relacionadas à resposta das rochas granitóides arqueanas da Suíte Estrela (AgrE), do Complexo Xingu (AgrGni e AgrGntton) e dos granitos Eoproterozóicos do tipo Cigano (EoPgrC). A unidade localizada na porção central da área, caracterizada como sericita-quartzitos e sericita-xistos do Grupo Rio Novo (ARNq), apresenta valores intermediários a altos da radiação gama. ZCTC, é representada pelo arrasto sinistral das unidades geológicas e gamaespectrométricas ocorrido na terceira fase de deformação regional de Veneziani & Okida (2001).

A imagem colorida do canal do potássio (Figura 3.23) mostra uma seqüência de camadas intercaladas de quartzitos (ARNq) e metapelitos do Grupo Rio Novo (ARNm), na porção extremo NW da área. Os valores altos do canal do potássio, localizados na porção NE da área, representam a resposta dos granitos da suíte Estrela (AgrE). Os granitos e tonalitos arqueanos do Complexo Xingu, que ocorrem na porção extremo sudeste da área, também são representados por valores altos do canal do potássio.

Na imagem colorida do canal do Urânio (Figura 3.24), as rochas granitóides arqueanas da suíte Estrela (AgrE) e do Complexo Xingu e os granitos Eoproterozóicos do tipo Cigano são representados pelos valores mais altos. Os valores intermediários representam a resposta dos quartzitos (ARNq) e metapelitos (ARNm) do Grupo Rio Novo, que ocorrem na porção Norte e noroeste da área e das coberturas lateríticas (TQDL), que ocorrem na área do depósito de ferro Serra Leste, na porção centro norte da área (Figura 2.3). A porção oriental da ZCTC também pode ser observada nesta imagem.

A imagem colorida do canal do tório (Figura 3.25) apresenta uma excelente correlação entre os valores baixos, representados pela cor azul, e as áreas de ocorrência das rochas máficas e ultramáficas dos complexos: (a) Luanga, (b) Luanga Sul, (c) Órion, (d) Afrodite, (e) Formiga, (f) Luanga Norte, (g) Pégasus e (h) Centáuro. Os valores altos compreendem a resposta das rochas arqueanas de natureza granítica do Complexo Xingu (AgrGni e AgrGntton), da suíte Estrela e o do granito Cigano, dos metassedimentos do Grupo Rio Novo (ARNq e ARNm) e das coberturas lateríticas (TQDL). O arrasto sinistral ao longo da ZCTC é indicado pelo

posicionamento dos complexos máfico ultramáficos Luanga e Luanga Sul, destacados nesta imagem do canal do tório.

A composição ternária dos canais K, U e Th, pelo sistema de cores RGB (Figura 3.27), permitiu a identificação de feições não perceptíveis a partir da observação de cada canal separadamente. Esta imagem confirma a correlação dos domínios de baixo tório com as áreas de valores baixos da radiação gama - representadas nesta imagem por cores escuras - relacionadas à resposta dos complexos máfico ultramáficos (Figuras 2.3 e 3.27). A imagem possibilita ainda a discriminação de áreas com potássio predominante, representadas em tonalidades avermelhadas, indicando enriquecimento relativo nesse elemento. No complexo Luanga, as áreas representadas pelas tonalidades avermelhadas estão relacionadas às áreas de afloramento dos granitos da suite Estrela (AgrE) e de alterações hidrotermais associadas à intrusão desses granitos. Os granitos desta suite, que ocorrem na área do garimpo da Formiga, estão representadas por cores claras, tendendo para o amarelo e o azul. Da mesma forma, o granito Cigano (EoPgrC) aparece em tons claros, tendendo para o branco e o azul claro, o que indica um predomínio relativo do urânio, porém, com valores altos para os três canais.

As carapaças lateríticas e coberturas quaternárias (TQDL), enriquecidas em Th, são representadas em tonalidades esverdeadas na imagem ternária da gamaespectrometria (Figura 3.27). Na área do depósito de ferro Serra Leste, além das áreas em verde, que representam as carapaças lateríticas, ocorrem áreas representadas pela cor azul, exatamente onde a ZCTC trunca o platô onde afloram as formações ferríferas. Esse comportamento indica um predomínio do urânio sobre os demais elementos na área da ZCTC. Essa concentração de urânio nas imediações da ZCTC, pode indicar que uma mudança das condições químicas proporcionou o enriquecimento deste radioelemento, também observado por Dickson & Scott (1997) no sudeste australiano. O enriquecimento neste radioelemento pode ser interpretado como uma evidência de atividade hidrotermal.

Os quartzo-clorita-xistos (ARNx) da unidade metavulcânica do grupo Rio Novo ocorrem predominantemente na porção central da área, intercalados entre os complexos máfico ultramáficos. São representados pelo predomínio de tonalidades esverdeadas, indicando enriquecimento relativo em tório (Figura 3.27).

Em geral as imagens da gamaespectrometria indicam que os grandes domínios litológicos apresentam contatos bruscos que representam descontinuidades marcantes na resposta gamaespectrométrica, indicando uma compartimentação tectônica em blocos, condicionada por falhas e zonas de cisalhamento ao longo dos contatos.

5.2.3 - Eletromagnetometria no Domínio do Tempo

As principais zonas condutivas destacadas na imagem da condutância aparente (Figura 3.31) ocorrem: (a) na porção NW da área e representam as camadas de pelitos carbonosos e manganésíferos do Grupo Rio Novo, que formam cristas alinhadas segundo a direção NE (parte da Serra do Sereno); (b) nas proximidades do garimpo do Formiga, onde ocorre uma zona condutiva importante, cuja fonte pode ser atribuída a um conjunto de fatores, incluindo o manto de intemperismo espesso, a presença das rochas ultramáficas do complexo Formiga, além da presença de formações ferríferas bandadas ricas em magnetita; (c) no complexo máfico ultramáfico Luanga, representado por uma unidade ultramáfica composta por rochas ricas em magnetita (dunitos, peridotitos e serpentinitos), com cristais conectados por venulações e bandas de cisalhamento; (d) na área do garimpo de Serra Pelada, atribuída a presença de siltitos carbonosos do Grupo Rio Novo e ao espesso manto de intemperismo, gerado pela dissolução do carbonato dos arenitos carbonáticos do Grupo Rio Novo e o preenchimento dos interstícios por água.

5.3 - Interpretação dos Dados de Imageamento Passivo (Landsat-7/ETM+) e Ativo (RADARSAT)

As imagens realçadas do *Enhanced Thematic Mapper Plus* (ETM+) da área de Serra Leste foram úteis para discriminação: (a) dos setores com vegetação nativa (ombrófila densa submontana e de terras baixas); (b) dos setores onde a vegetação nativa foi substituída por pastagens e/ou solos expostos; (c) das coberturas lateríticas e formações ferríferas; (d) de argilo-minerais associados às principais zonas de cisalhamento transcorrente do *Splay Divergente* de Serra Pelada – SDSP (Pinheiro & Holdsworth, 1997 e 2000), permitindo inclusive o mapeamento dessas estruturas; (e) de concentrações de óxidos/hidróxidos de ferro (e.g., goetita) e

minerais portadores do radical hidroxila (e.g., talco, serpentina, saponita e nontronita), comumente associados a rochas máficas e ultramáficas.

A fusão das bandas 4, 5 e 3, via transformação IHS, com a banda pancromática, com resolução espacial de 15 metros, permitiu associar várias áreas ricas em argilas e talco a zonas de cisalhamento do SDSP (Figura 4.9). A imagem obtida a partir de principais componentes, através da técnica FPCS adaptada (Figura 4.8), mostrou-se útil para o mapeamento de rochas máficas e ultramáficas, metalotectos diretamente relacionados as mineralizações de EGP de Serra Leste.

A análise pelas principais componentes revelou um resultado interessante apresentado na Figura 4.8, onde observa-se que as áreas de afloramento das rochas máficas e ultramáficas são representadas em tons esbranquiçados, podendo ser utilizada para mapeamento dessas áreas. As áreas esbranquiçadas representam superfícies ricas simultaneamente em hidroxila e óxidos/hidróxidos de ferro. As novas informações sobre possíveis ocorrências de rochas máficas e ultramáficas, derivadas do processamento dos dados multiespectrais, carecem de verificação de campo detalhada e ainda não constam no novo mapa.

A análise monoscópica da imagem do RADARSAT (Figura 4.13), adquirida no modo *Fine Resolution Path Image Fine*, com visada descendente e ângulo de incidência F3 (41° a 44°), possibilitou o adensamento da informação estrutural na área de Serra Leste, complementando sobremaneira os dados derivados no campo e a partir da interpretação das imagens Landsat-7.

5.4 - Análise e Interpretação de Produtos Integrados: Dados RADARSAT, Aeromagnéticos e Aerogamaespectrométricos

A interpretação das imagens RADARSAT seguiu a metodologia proposta por Veneziani & Anjos (1982), adaptadas para os dados SAR por Paradella et al. (1997 e 1999) e Santos et al. (1997). A imagem RADARSAT, no modo *Fine Resolution*, com visada descendente e ângulo de incidência F3 (41° a 44°), da região de Serra Leste, mostrou grande utilidade na identificação das feições estruturais relacionadas ao *Splay*

Divergente de Serra Pelada (SDSP), devido ao realce na representação das feições de relevo proporcionado pela visada selecionada (Figura 4.13).

Os produtos da integração das imagens RADARSAT com as imagens geradas a partir dos dados do levantamento geofísico aéreo (magnetometria e gamaespectrometria), proporcionaram a superposição, em uma mesma imagem, das informações geofísicas com as feições do relevo. A base geológica utilizada para a interpretação foi aquela apresentada no mapa geológico da Figura 2.3. Os critérios estabelecidos para a correlação dos dados geofísicos aos elementos lito-estruturais de Serra Leste são listados a seguir:

* Gamaespectrometria: (i) os valores baixos dos canais do tório e da contagem total da radiação gama estão relacionados com áreas de afloramento das unidades máfico ultramáficas do Complexo Luanga e do Grupo Rio Novo (ACLum e ARNumi, respectivamente), tratadas neste trabalho como complexos máfico ultramáficos; (ii) valores altos do canal do potássio e da contagem total estão relacionados às rochas graníticas (EoPgrC e AGrE) e à alteração hidrotermal associada (potassificação); (iii) na imagem ternária (K, Th e U - RGB) as áreas representadas em preto equivalem às áreas de abrangência das rochas ultramáficas dos complexos máfico ultramáficos (ARNumi e ACLum); as áreas escuras, que tendem ao vermelho, representam as unidades máficas desses complexos (ARNvb e ACLal).

* Magnetometria: (i) os eixos das anomalias discretas da amplitude do sinal analítico, orientados segundo a direção NNW, representam os diques de gabro granofírico com magnetita, Neoproterozóicos, que truncam o Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas; (ii) as anomalias mais expressivas da amplitude do sinal analítico, orientadas ENE-NE, na porção centro leste da área, representam as rochas ricas em magnetita das unidades ultramáficas dos complexos, (iii) os eixos das anomalias da fase do sinal analítico correspondem à zonas de cisalhamento.

Essa abordagem permitiu a visualização de importantes elementos litológicos e estruturais e sua inter-relação, tais como: arrastos dúcteis, rompimentos e deslocamentos das principais unidades litológicas. Também permitiu o balizamento da mineralização de elementos do grupo da platina (EGP), no complexo máfico ultramáfico Luanga, com as unidades litológicas e com elementos estruturais.

5.5 – Assinatura Geofísica e Espectral dos Metalotectos Associados aos Depósitos de EGP em Serra Leste

Os resultados obtidos neste trabalho, aliados a verificações de campo, permitiram aprimorar o mapa geológico da Figura 2.3, elaborado por Veneziani e Okida (2001), resultando no mapa da Figura 5.1. Neste novo mapa, além do adensamento da informação estrutural, foram acrescentadas: (i) as áreas de afloramentos das formações ferríferas, na porção centro-norte da área (depósito de ferro Serra Leste); (ii) as áreas de carapaças lateríticas, entre os sedimentos detríticos terciário-quaternários, nas porções norte e noroeste da área, que recobrem formações ferríferas pertencentes ao Grupo Rio Novo; (iii) os diques de gabro granofírico Neoproterozóicos, encaixados em um sistema de fraturas NNW, que truncam todas as unidades litoestratigráficas que compõem o Cinturão de Cisalhamento Itacaiunas.

A Tabela 5.1 resume as principais características dos depósitos minerais de Serra Leste. Uma abordagem integrada dos diferentes dados geológicos, aerogeofísicos e de sensoriamento remoto disponíveis (cf. Figura 2.3), permitiu a caracterização das assinaturas geofísicas e espectrais das principais mineralizações da área estudada.

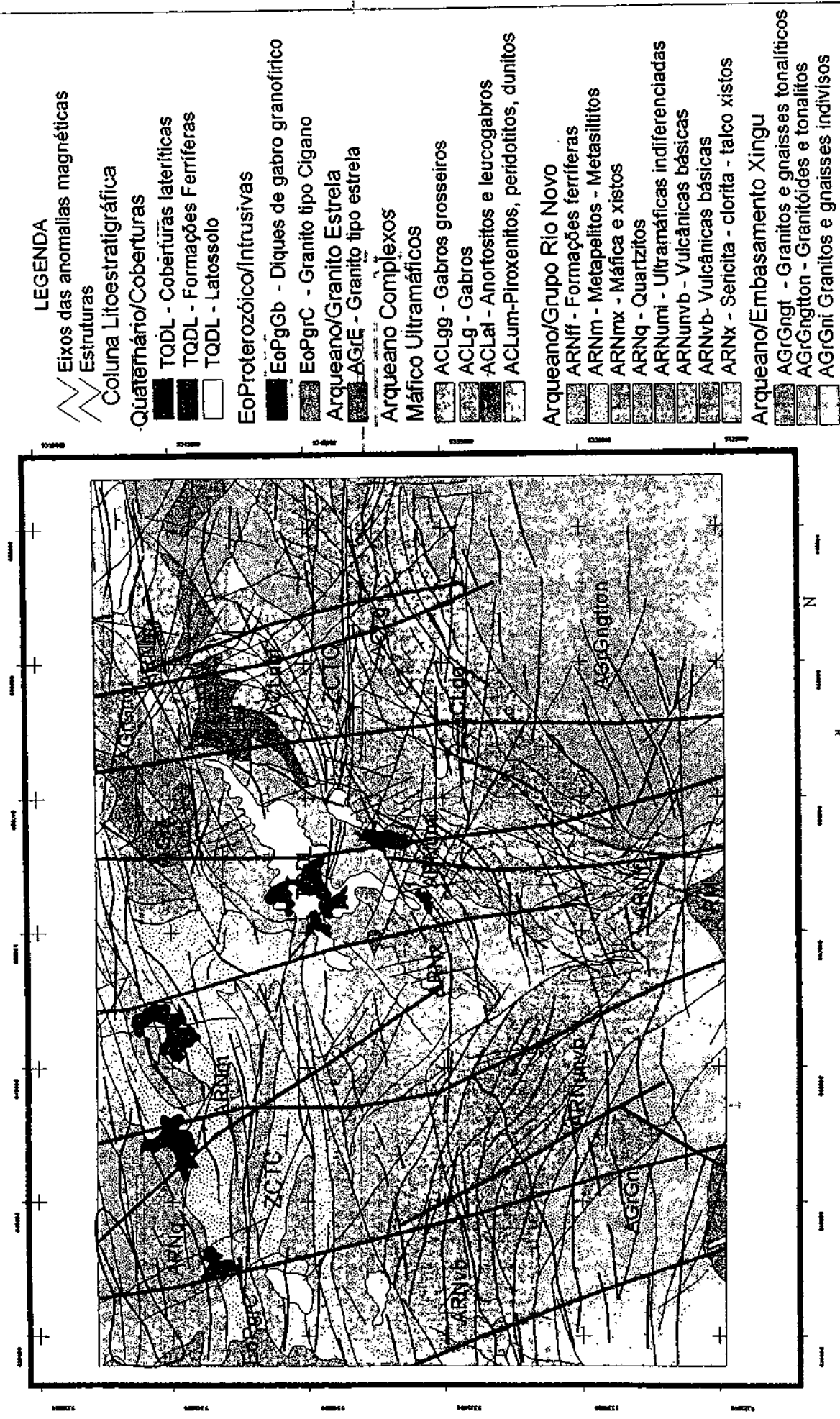
Depósitos	Tipo	Modelo Genético	Encaixante
Luanga/Central/Peixe	EGP	Epigenético/exogenético	Massas ultramáficas
Serra Pelada	Au-Pd	Epigenético/Hidrotermal	Metasedimentos
Cutia	Au	Epigenético/Z. Cisalhamento	Milonitos/veios de quartzo
Formiga	Au	Epigenético/Z. Cisalhamento	Granito
Serra Verde	Cu-Au	Epigenético/exogenético	Granito/Gabro
Serra Leste	Fe	Epigenético/exogenético	Formações Ferríferas/Z. Cisalhamento

Tabela 5.1 – Características principais dos depósitos minerais de Serra Leste

Os depósitos de EGP estão restritos às áreas dos complexos máfico ultramáficos, mapeados como Complexo Luanga (ACL) e como unidade ultramáfica do Grupo Rio Novo (ARNumi) (Figura 2.3).

As rochas ultramáficas são representadas por altos valores na amplitude do sinal analítico, que caracterizam a soma das respostas magnéticas dos dunitos, metaperidotitos, serpentinitos, das zonas sulfetadas com pirrotita e das zonas de cisalhamento com magnetita. Nos metaperidotitos, a magnetita se forma junto com talco e serpentina, como produto da alteração das olivinas. Algumas porções dessa rocha contêm mais de 50% de

Figura 5.1- Mapa Geológico da Área Serra Leste, modificado de Veneziani e Okida (2001).



magnetita. Os serpentinitos são formados em zonas de cisalhamento que truncam os metaperidotitos, cujo produto de alteração é composto de serpentina e magnetita. Na imagem da fase do sinal analítico, os eixos das anomalias aparecem como feições anastomosadas, a exemplo de zonas de cisalhamento dúctil. Essas zonas de cisalhamento têm sido mapeadas nos complexos máfico-ultramáficos e nas demais unidades litoestratigráficas que compõem o splay divergente de Serra Pelada, definido por Pinheiro & Holdsworth (1997).

No complexo máfico ultramáfico acamadado Luanga, a mineralização de elementos do grupo da platina (EGP) está associada a um pacote de metapiroxenitos com textura cumulática, que contém pirrotita intercúmulus. A mineralização ocorre associada aos sulfetos (pirrotita e pentlandita), entre níveis de metaperidotitos e serpentinitos. A pirrotita associada a mineralização não mostra uma resposta característica, visto que é enfraquecida pela resposta das rochas ricas em magnetita (serpentinitos e peridotitos), que sobrepõem e superpõem o nível mineralizado. Entretanto, este nível ocorre paralelo ao eixo de uma anomalia da fase do sinal analítico, que representa a resposta de um pacote de serpentinitos deformados por uma zona de cisalhamento. Essa zona de cisalhamento se desenvolveu predominantemente ao longo de uma das camadas de metaperidotito, com zonas de alta deformação ao longo dos contatos e ou no centro da camada.

Os níveis mineralizados ocorrem sempre próximos ao contato entre os metapiroxenitos e os peridotitos/serpentinitos, o que faz com que os eixos das anomalias da fase do sinal analítico funcionem como guias para prospecção de EGP. Desta forma, os limites das anomalias destacadas na imagem da amplitude do sinal analítico são sítios potencialmente correlacionáveis à ocorrência de mineralizações de EGP.

Em geral, os depósitos da classe Cu-Au-U-ETR-Fe têm a magnetita como uma importante fase mineral dentro da paragénesse hidrotermal, são relacionados à intrusões graníticas, o que torna todas as áreas circulares/elipsoidais onde existam anomalias da amplitude do sinal analítico, potenciais hospedeiras deste tipo de mineralização. Nesta classe de depósito, as rochas encaixantes são bastante variáveis; entretanto, a relação com intrusões graníticas é um indicador importante. Em muitos casos, as intrusões relacionadas ao processo hidrotermal, responsável pela mineralização, não são aflorantes. Os efeitos de enriquecimento das encaixantes em potássio e urânio podem ser indicadores de atividade hidrotermal relacionada à granitogênese. O depósito de Serra Verde, localizado na porção sudoeste da área (Figura 1.2), não apresenta magnetita associada à paragénesse

da mineralização (calcopirita, pirita, pirrotita, pentlandita, cobaltita, apatita, quartzo e clorita). A ocorrência de pirrotita em pequenas quantidades (<1%) é responsável por uma discreta anomalia do sinal analítico (Figura 3.13).

Os complexos máfico-ultramáficos mostram baixos radiométricos nas imagens processadas (Figuras 3.22 e 3.25). Aparecem destacados sob cores escuras na composição ternária (Figura 3.27) e valores altos na razão U/Th (Figura 3.27). Na imagem do ETM plus a composição colorida derivada da técnica FPCS adaptada (Figura 4.8) as áreas em tons esbranquiçados que indicam superfícies simultaneamente ricas em minerais hidroxila e óxidos e hidróxidos de ferro, coincide com boa porção da área de afloramento das rochas máficas e ultramáficas.

É interessante observar que ao lado do garimpo de Serra Pelada existe uma pequena área representada por cores escuras, com valores baixos do canal do tório, compatível com a assinatura gamaespectrométrica das áreas de afloramento das rochas máficas e ultramáficas. Essa mesma área apresenta alta amplitude do sinal analítico e alta condutância aparente, também compatível com a assinatura desses litotipos. Nessas áreas, observam-se também porções com tonalidades avermelhadas que indicam um enriquecimento relativo em potássio. Essa resposta é associada à atividade hidrotermal relacionada à gênese da mineralização. A presença de rochas máficas e ultramáficas, próximo desta mineralização pode ser considerada evidência da fonte de Pt e Pd associados à mineralização de Au, Pt e Pd no garimpo de Serra Pelada.

Na imagem ternária do K, U e Th (RGB) (Figura 3.27), os polígonos em vermelho indicam áreas com enriquecimento em potássio. Essas áreas possivelmente são relacionadas a intrusões graníticas. Nessa mesma figura, setores destacados com contornos azuis, correspondem a áreas onde houve o enriquecimento relativo em urânio - um indicativo da presença de rochas alteradas hidrotermalmente. Estas evidências sugerem um excelente potencial para ocorrência de mineralizações do tipo Cu-Au-U-ETR-Fe neste setor.

Os poucos dados eletromagnéticos utilizados mostram uma excelente correlação com os complexos máficos ultramáficos acamados. Estes podem ser caracterizados como domínios condutivos, representados por valores altos de condutividade aparente e valores intermediários de CTP. A boa resposta obtida com esses dados

permitiu a delimitação de domínios condutivos relacionados à ocorrência de rochas máficas e ultramáficas, bem como a delimitação de áreas favoráveis para EGP (Figuras 3.30, 3.31 e 3.33). O depósito Serra Verde, situado em uma zona condutiva, com soluções de CTP variando entre 11 e 30 miliSiemens, é associado a veios de sulfetos (calcopirita>>pirita>>pirrotita>pentlandita e cobaltita), quartzo e clorita, que ocorrem encaixados em rochas vulcânicas ácidas, com albita e biotita.

As assinaturas geofísicas e espectrais descritas acima para os metalotectos relacionados aos depósitos e mineralizações de EGP e Cu-Au-U-ETR-Fe, conhecidos na área de Serra Leste, são fornecidas na Tabela 5.2.

Tabela 5.2 – Sumário das assinaturas dos metalotectos associados aos depósitos e mineralizações (EGP e Cu-Au-U-ETR-Fe) da região de Serra Leste.

Depósito	Magnetometria	Gamaespectrometria	EMDT(GEOTEM)	ETM plus
Luanga (EGP)	Altos valores da amplitude do sinal analítico e da fase do sinal analítico (valor positivo)	Valores radiométricos baixos principalmente no canal do tório e na contagem total	Altos valores de condutividade e intermediários de CTP	Cores esbranquiçadas na imagem pela técnica FPCS adaptada
Serra Verde (Cu-Au)	Valores baixos, com anomalia discreta da amplitude do sinal analítico.	Valores altos de Ke U	Anomalia condutiva discreta	Não apresentou assinatura característica na imagem pela técnica FPCS adaptada

5.6 – Geração do Modelo Prospectivo para Elementos do Grupo da Platina na Região de Serra Leste

O modelo aqui proposto é baseado no conhecimento atual do complexo máfico ultramáfico acamado Luanga. Este complexo aflora em forma de uma cunha com direção predominante NE, com a extremidade sul flexionada para SW, indicando um arrasto dúctil destal desta unidade ao longo da Zona de Cisalhamento Transcorrente Cinzento (ZCTC). Este arrasto está relacionado com a segunda fase de deformação regional (Figura 5.1).

O complexo Luanga é representado por uma unidade ultramáfica composta, da base para o topo, por camadas de serpentinitos (metadunitos e metaperidotitos), metapiroxenitos, metanoritos e cromítitos intercalados; e por uma unidade máfica composta por metaleucogabros e anortositos, onde também ocorrem camadas de cromítito e cromita disseminada nos metaleucogabros, próximo ao contato com as camadas de cromítito (CVRD, 2002). As rochas que compõem a unidade ultramáfica caracterizam-se por apresentar grande quantidade de magnetita, concentrada predominantemente nos serpentinitos, metadunitos e metaperidotitos.

formada a partir da desestabilização de olivina (olivina $\Rightarrow$ serpentina + magnetita). O acamamento magmático apresenta caimento de aproximadamente 50° para SE na porção Sul do Complexo, e aproximadamente 70° para Oeste na porção Norte do complexo, onde as camadas assumem direção NNW. A unidade ultramáfica ocorre sobreposta à unidade máfica, provavelmente devido à inversão da estratigrafia original, provocada por rejeitos obliquos, na Zona de Cisalhamento Transcorrente Cinzento (ZCTC), ocorridos durante a segunda fase de deformação regional (CVRD, 2002).

A mineralização de EGP está hospedada em três tipos de rochas: (i) em um nível sulfetado (pirrotita, pentlandita, milerita, etc.) que ocorre dentro da camada de piroxenitos, (ii) nas camadas de cromitito, que ocorrem nas unidades ultramáfica e máfica, geralmente próximo ao contato entre essas unidades e (iii) em clorita-anfibólio (tremolita-actinolita)-talco xistos, formados a partir da milonitização das rochas ultramáficas. A mineralização principal está relacionada ao nível sulfetado que ocorre encaixado no pacote de piroxenitos e é de origem singenética. A mineralização hospedada nos clorita-anfibólio-talco xistos é epigenética - essas rochas representam os equivalentes deformados do pacote ultramáfico. A mineralização associada aos níveis de cromitito é subordinada e de origem singenética (CVRD, op.cit.).

Os fatores discriminados a seguir formam as evidências utilizadas na integração de dados utilizados neste trabalho:

- (i) setores com valores baixos no canal do tório da gamaespectrometria (<10 cps) são relacionados à ocorrência de rochas máficas e ultramáficas, que hospedam as mineralizações de EGP primárias;
- (ii) a presença de anomalias da amplitude e da fase do sinal analítico do campo magnético anômalo são devidas ao expressivo conteúdo de magnetita nas rochas máficas e ultramáficas;
- (iii) as rochas ultramáficas truncadas por zonas de cisalhamento sofrem alterações mineralógicas, tornando-se particularmente ricas em talco, serpentina, tremolita (e seus produtos intempéricos), e hospedam mineralizações de EGP. Essas zonas e adjacências produzem uma assinatura típica nas imagens do ETM plus, através do uso da técnica FPCS, nas bandas 1, 3, 4 e 5, onde estas rochas são destacadas por uma coloração esbranquiçada.

Com base nestes fatores foi possível elaborar um modelo prospectivo preliminar para EGP, aplicável à região de Serra Leste, baseado na assinatura geofísica (gamaespectrometria e magnetometria), multispectral e textural dos metalotectos relacionados a essas mineralizações.

Através de uma análise espacial simples, feita com o auxílio do sistema ArcView 3.2, observando os critérios e controles da mineralização apresentados anteriormente, foi possível elaborar um mapa sugerindo áreas favoráveis à prospecção de EGP, para detalhamento dos trabalhos de prospecção através de geoquímica de solo e de métodos de amostragem direta (poços, trincheiras e sondagem).

Para a elaboração deste mapa, o primeiro passo foi a criação de um mapa com os contornos delimitando áreas com valores inferiores a 10 cps no canal do tório da gamaespectrometria, que representam as áreas de afloramento dos complexos máficos e ultramáficos. O passo seguinte foi lançar neste mapa os eixos interpretados das anomalias da amplitude e a fase do sinal analítico, que representam as áreas de ocorrência de rochas ultramáficas (ricas em magnetita) e das zonas de cisalhamento, que invariavelmente remobilizam magnetita e EGP das rochas ultramáficas. A seguir, foram criados *buffers* (zonas tampão) em torno dos eixos interpretados da amplitude e da fase do sinal analítico, que representam as unidades ultramáficas e as zonas de cisalhamento que truncam as rochas ultramáficas. Foram gerados três *buffers*, com 200 metros cada, delimitando áreas de 600 metros em torno dos eixos das anomalias magnéticas (Figura 5.2), excetuando-se aquelas que representam os diques gabróicos Neoproterozóicos.

O passo final foi a elaboração de um mapa mostrando os setores de intersecção entre as áreas dos *buffers* em torno das anomalias magnéticas, com as áreas representadas por valores baixos no canal do tório da gamaespectrometria (Figura 5.3). Esses setores foram classificados como 'prioridade 1' para a prospecção de EGP e representam as áreas de ocorrência das rochas ultramáficas e das zonas de cisalhamento que truncam essas rochas, principais hospedeiras da mineralização de EGP no complexo Luanga. Os setores definidos como 'prioridade 2' representam as áreas de afloramentos das unidades máficas dos complexos máfico-ultramáficos acamados, que também hospedam mineralizações de EGP no complexo Luanga, mas em menor grau de importância.

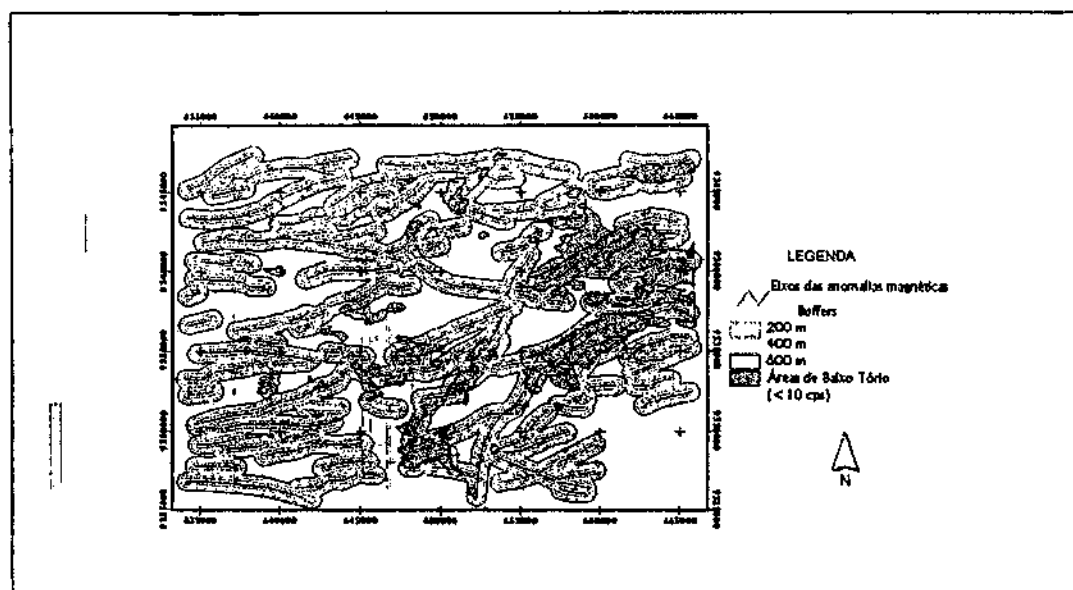


Figura 5.2 – Mapa ilustrando a criação de buffers em torno dos eixos magnéticos interpretados das anomalias da amplitude e da fase do sinal analítico do campo magnético anômalo.

Considerando o resultado apresentado na Figura 5.3, as áreas sugeridas como favoráveis para a prospecção de mineralizações de EGP, na região de Serra Leste, perfazem 53,23 km², o que representa 7,43% da área total estudada (716 Km²). Esta redução contribui para a redução dos gastos com trabalhos de detalhe, como, por exemplo, os levantamentos geoquímicos de solo e geofísica terrestre.

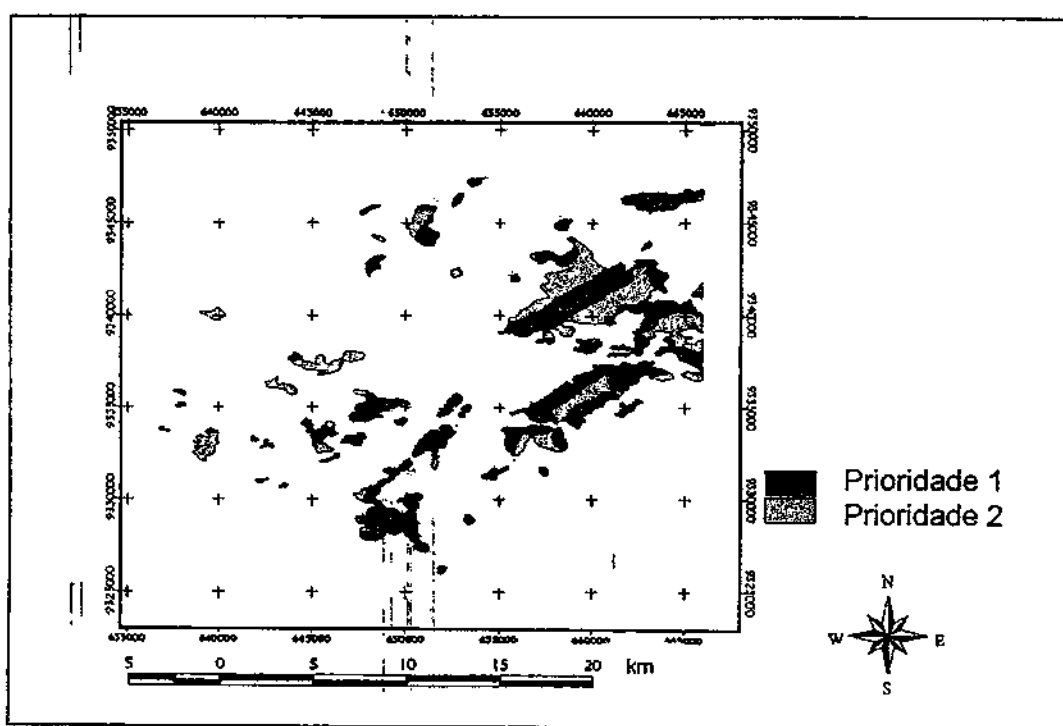


Figura 5.3. Mapa de favorabilidade para a prospecção de elementos do grupo da platina (EGP), na região de Serra Leste, Província Mineral de Carajás, PA.

CAPÍTULO VI

CONCLUSÕES

Os dados aereogeofísicos e de sensoriamento remoto da região de Serra Leste mostram uma visão sinóptica da distribuição e configuração espacial das unidades litológicas e estruturas tectônicas. Os procedimentos de realce destes dados geraram informações importantes sobre a geologia da área, contribuindo sobremaneira com o mapeamento geológico. Vale ressaltar que, mais uma vez, o levantamento geofísico aéreo de alta resolução demonstrou ser uma ferramenta ímpar para mapeamento geológico e prospecção mineral dessas áreas, pois minimiza a aquisição de dados de campo, permite a elaboração de produtos consistentes em áreas com poucos afloramentos, em tempo mais reduzido.

Com relação aos resultados do processamento dos dados geofísicos, em geral, é importante estar atento ao método empregado para a interpolação dos dados, de forma a evitar a criação de artefatos indesejáveis, e principalmente, a supressão de anomalias discretas paralelas ou em direções próxima a das linhas de voo. Esse fato foi verificado no caso das anomalias relacionadas ao diques de gabbro com magnetita, neoproterozóicos, orientados NNW, portanto, quase paralelos às linhas de voo. A resposta magnética desses diques é suprimida com a utilização do método de interpolação bi-direcional, mas fica clara quando utilizado o algoritmo da mínima curvatura. O uso da técnica do micronivelamento proporcionou excelentes resultados na remoção de anomalias espúrias ao longo das linhas de voo, para os dados de todos os métodos geofísicos utilizados, reduzindo o ruído da imagem, facilitando a interpretação.

Com relação aos realces aplicados aos dados magnetométricos, o uso da amplitude e da fase do sinal analítico mostraram-se mais eficientes para o mapeamento de corpo tabulares com mergulho alto (diques e camadas), em contraste com a derivada vertical e o gradiente horizontal. As imagens do sinal analítico permitiram o mapeamento de algumas das grandes unidades litoestratigráficas regionais, como os complexos máfico ultramáficos acamadados, os diques gabróicos Neoproterozóicos e algumas formações ferríferas. A presença de subdomínios que indicam unidades litológicas, com características diferentes dentro de uma mesma unidade litoestratigráfica, permitiu a identificação de camadas de metaperidotitos e serpentinitos nos complexos máficos ultramáficos acamadados. Esses dados também possibilitaram a cartografia de estruturas, como zonas de falhas e cisalhamentos.

A análise das soluções de Euler mostrou que estas representam a forma e a profundidade das fontes das anomalias magnéticas.

Na região de Serra Leste, bem como, em toda a porção oriental da província Carajás a Leste do Rio Parauapebas, a mata original foi substituída por pastagens e a morfologia do terreno é marcada por superfícies arrasadas. Esses fatores contribuem para que a resposta gamaespectrométrica represente as unidades litológicas, e não acúmulos devido a transporte de massa relacionado a processos de intemperismo e erosão.

Sobre os realces aplicados aos dados gamaespectrométricos, a imagem ternária dos canais do potássio, do urânio e do tório, mostrou-se uma excelente ferramenta no apoio ao mapeamento das principais unidades litológicas. A imagem ternária possibilitou ainda a identificação de subdomínios de enriquecimento relativo em potássio, urânio e tório, relacionado granitogênese e atividade hidrotermal, não perceptíveis através da análise de imagens ou mapas dos canais gamaespectrométricos individuais.

Existe ainda uma interessante relação entre os domínios gamaespectrométricos e 'unidades geocronológicas' na região de Serra Leste. O embasamento Arqueano, com idades superiores a 2,9 Ga, possui valores altos da contagem total da radiação gama. As suites graníticas Estrela e Cigano, com idades 2,55Ga e 1,88 Ga, respectivamente, são perfeitamente diferenciadas na imagem ternária devido ao enriquecimento em potássio em relação ao urânio e o tório. Os granitos anorogênicos (1,88 Ga) caracterizam-se por valores altos e relativamente proporcionais para K, U e Th.

Os dados eletromagnéticos indicaram a presença de uma série de corpos condutores distribuídos pela área. Esses condutores estão relacionados à presença de concentrações metálicas de natureza diversa. Os sistemas eletromagnéticos têm sido uma ferramenta extremamente útil na identificação de sulfetos maciços, formações ferríferas e manganésíferas e outros corpos condutores. Entretanto, a interpretação dos dados de sistemas eletromagnéticos como o GEOTEM, requer um consistente modelo geológico e a verificação no terreno. Em algumas situações, a resposta está diretamente relacionada ao alvo pretendido, em outras pode estar relacionada a coberturas condutivas profundas, ricas em argilo-minerías (Gingerich & Schaefer, 1998).

Com relação aos realces aplicados às imagens dos sensores remotos, as técnicas utilizadas possibilitaram a identificação feições do relevo relacionadas a elementos estruturais e contatos litológicos, com uma resolução espacial que permite tanto a análise em escala regional até aquela de semi-detalle. Os produtos integrados dos dados geofísicos com as imagens de sensores remotos foram eficientes na função de adicionar feições do relevo aos dados geofísicos, facilitando a interpretação dos lineamentos e dos domínios litológicos.

Os métodos de processamento digital e análise integrada dos dados de geologia, geofísica e de sensoriamento remoto aplicadas neste trabalho, permitiram:

* a determinação das profundidades médias das anomalias magnéticas, com base na análise do espectro de potência da intensidade do campo magnético anômalo. Essas anomalias aparecem entre 300 e 400 metros para as profundidades intermediárias; e 1000 metros para as profundidades maiores. A análise das soluções de Euler possibilitou a confirmação das profundidades, da forma e da localização das anomalias magnéticas, indicando profundidades de 300 a 500 metros e formas tabulares para as fontes localizadas nos complexos máfico ultramáficos. Isso mostra que as rochas ultramáficas magnéticas não ultrapassam essas profundidades e indica profundidades de 500 à 1000 metros e formas esféricas ou cilíndricas para as fontes das anomalias localizadas sob o depósito de ferro Serra Leste e das formações ferríferas que ocorrem na porção centro Norte da área.

* a correlação da resposta dos eixos das anomalias da amplitude e da fase do sinal analítico com áreas de ocorrência de rochas ultramáficas ricas em magnetita (dunitos, peridotitos e serpentinitos) e de zonas de cisalhamento, onde houve remobilização de magnetita, ambas mineralizadas em EGP, no depósito do Luanga;

* a correlação da resposta de valores baixos do canal do tório da gamaespectrometria (<10 cps), com áreas de ocorrências de rochas máficas e ultramáficas, hospedeiras de mineralizações de EGP na área em estudo.

* a identificação de domínios condutivos até a profundidade de 300 a 400 metros (ie., limite de detecção do sistema GEOTEM), coincidentes com áreas de afloramentos de rochas dos complexos máfico ultramáficos conhecidos. Esses domínios são marcados pela resposta das unidades ultramáficas ricas em magnetitas e das formações ferríferas do Grupo Grão Pará;

* a correlação da resposta de altos valores gamaespectrométricos com áreas de ocorrência de rochas graníticas na região, em suas duas gerações: a Suíte Estrela, Arqueana (2.5 Ga.) e a suíte representada pelo Granito Cigano (e apófises relacionadas), Paleoproterozoica (1.8 Ga).

* a identificação dos principais lineamentos que definem a compartimentação tectônica da região de Serra Leste, caracterizados: (i) pela remobilização dos elementos identificados pela gamaespectrometria, posicionados ao longo de estruturas que compreendem o Splay Divergente de Serra Pelada (HTSSP); (ii) e pelo deslocamento de unidades litoestratigráficas com assinatura gamaespectrométrica definida, caracterizadas por arrastos dúcteis ao longo dos principais corredores estruturais, principalmente na Zona de Cisalhamento Transcorrente Cinzento.

* elaborar um modelo prospectivo para elementos do grupo da platina (EGP), baseado na integração de dados geológicos, geofísicos e de sensoriamento remoto, aplicável à região de Serra Leste.

Referências Bibliográficas

- Akima, H. - 1970 - A new method of interpolating and smooth curve fitting based on local procedures. *Journal of the Association of Computing Machinery*, 17(4), 589-602.
- Araújo, O.J.B.; João, X.S.J.; Costa, J.B.S. - 1988 - A megaestruturação arqueana da Folha Serra dos Carajás. In SBG, Congresso Latino-Americano de Geologia, 7, Belém, Anais, 1: 328-338.
- Araújo, O.J. & Maia, R.G.N. - 1991- Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil, Serra dos Carajás, Folha SB22-Z-A, Estado do Pará. Texto Explicativo. Brasília, DNPM/CPRM, 164p.
- Barros, C.E.M. & Barbey, P. - 1998 - A importância da granitogênese tardi-arqueana (2,5 Ga.) na evolução tectono-metamórfica da província mineral de Carajás - O Complexo Granítico Estrela e sua auréola de contato. *Rev. Bras. Geociências*. 28(4),: 513-522.
- Barros, C.E.M.; Dall'Agnol, R.; Barbey, P.; Boullier, M. - 1997 - Geochemistry of the Estrela Granite Complex, Carajás, Region, Brazil: an example of Archean A-type granitoid. *Journal of South American Earth Sciences*, 10 (3-4): 321-330.
- Blakely, R.L. - 1995 - Gravity & Magnetic Applications. Cambridge University Press, 441p.
- Blum, M.L.B. - 1999 - Processamento e interpretação de dados de geofísica aérea no Brasil Central e sua aplicação à geologia regional e à prospecção mineral. Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Tese de Doutorado, 113p.
- Brigs, I.C. - 1974 - Machine countouring using minimum curvature. *Geophysics*, 39 (1), 38-48.
- CPRM - 1994 - Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Serra Pelada, Folha SB22-X-C, Estado do Pará, Brasília, CPRM, 220p.
- Cripen, R.E., 1989, Selection of Landsat TM band and band-ratio combinations to maximize lithologic information in color composite displays. In: Proceedings of the 7th Thematic Conference on Remote Sensing for Exploration Geology, Vol. II, Environmental Research Institute of Michigan, Ann Arbor, Mich., pp.917-921.
- Crósta, A.P. 1992. Processamento Digital de Imagens de Sensoriamento Remoto. Campinas-Instituto de geociências, Universidade de Campinas, 170p..

- Crósta, A.P. & Moore, J.McM, 1989. Enhancement of Landsat Thematic Mapper imagery for residual soil mapping in SW Minas Gerais State, Brazil: a prospecting case history in greenstone belt terrain. In: 7th Thematic Conference on Remote Sensing for Exploration Geology, *Proceedings*, Calgary, Canada, 2:1173-1187.
- Dall'Agnoll, R.; Vieira, E.A.P.; Sá, C.A.S.; Medeiros, H. de; Gastal, M.C.P.; Teixeira, N.P. – 1986 – Estado atual do conhecimento sobre as rochas granitóides da porção sul da Amazônia Oriental. *Revista Brasileira de Geociências*, SBG, v. 16, n.1, 11-23.
- Dardene, M.A., Ferreira Filho, C.F.; Meireles, M.R. – 1988 – The role of shoshonite and calc-alkaline suites in the tectonic evolution of the Carajás district, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 1:363-372.
- Diella, V.; Ferrario, A.; Girardi, V. – The Luanga Mafic-ultramafic complex in Serra dos Carajás (Pará State, Brasil): A PGM-rich intrusion. Universidade de São Paulo – Instituto de Geociências. *Docegeo/CDI*, relatório interno (inédito): 15.
- Docegeo - 1988 – Revisão Litoestratigráfica da Província Mineral de Carajás. In: SBG, *Congresso Brasileiro de Geologia*, 35, Belém, Anais/Anexo: 11-56.
- Docegeo – 1995 – Alvo Serra Leste – Relatório de Etapa – *Departamento de Pesquisa – Distrito Amazônia* – Relatório Interno (Inédito): 150p.
- Docegeo – 1984 – Projeto Cobre Carajás-Pojuca. Relatório de Pesquisa. *Rio Doce Geologia e Mineração, Distrito Norte*, Belém, 4V.
- Drury, S.A. 2001. *Image Interpretation in Geology*, Third edition, Blackwell Science (London), 290p.
- Farias, N.F. & Saueressig, R. - 1982 – Jazida de Cobre Salobo 3A. In: SBG, Simp. Geol. da Amazônia, 1, Belém, In: SBG/NO, *Simpósio de Geologia da Amazônia*, 1, Belém, Anais: 61-73.
- Ferreira Filho, C.F. – 1985 – Mineralizações Sulfetadas do Prospecto Bahia, Província Mineral Carajás. Inst. De Geociências, *Universidade de Brasília*, Brasília, Dissertação de Mestrado, 112p.
- Fuck, R.F. – 2000 – Interpretação de dados magnetométricos, eletromagnetométricos e gamaespectrométricos da região central da Serra dos Carajás, PA Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Dissertação de Mestrado, 185p.

- Gibbs, A.K.; Wirth, K.R.; Hirata, W.K.; Olzewski Jr., W.J. – 1986 – Age and Composition of the Grão-Pará Group Volcanics, Serra dos Carajás. *Rev. Bras. Geociências*, 16 (2): 201-211.
- Gingerich, J. & Schaefer, M.J. – 1998 – The evolution of airborne time domain electromagnetic applications for geologic mapping; a Noranda perspective. *Exploration Geophysics*, 29, 204-210.
- Geomag – 1993 – Levantamento aéreo magnetométrico, gamaespectrométrico e eletromagnetométrico nas áreas Serra Pelada/Rio Novo e Almas (TO), Relatório final de aquisição, processamento e interpretação de dados, vl Texto Técnico, 71p.
- Grainger, C.J.; Groves, D. I. & Costa, C.H.C. – 2001 – The epigenetic sediment-hosted Serra Pelada Au-PGE Deposit and its potential genetic association with Fe-oxide Cu-Au mineralization within the Carajás Mineral Province, Amazon Craton, Brazil. *Society of Economic Geology*, (no prelo).
- Gunn, P.J. & Denitith, M. – 1997 – Magnetic responses of mineral deposits. *AGSO Journal of Australian Geology & Geophysics*, 17(2).
- Jorge João, X. da S.; Neves, A.P.; Leal, J.W.L. – 1982 – Ouro da Serra Pelada, aspecto da geologia e garimpagem. In: SBG, *Simpósio de Geologia da Amazônia*, 1, Belém, Anais: (2) 52-61.
- Hirata, W.K.; Rigon, J.C.; Kadokaru, K.; Cordeiro, A.A.C.; Meireles, E.M. – 1982 – Geologia Regional da Província de Carajás. In: SBG, *Simp. Geol. da Amazônia*, 1, Belém, In: SBG/NO, *Simpósio de Geologia da Amazônia*, 1, Belém, Anais: 100-110
- Hitzmann, M.W.; Oreskes, N.; Einaudi, M.T. – 1992 – Geological characteristics and tectonic setting of Proterozoic iron oxide (Cu-U-Au-REE) deposits. *Precambrian Research*, 58:241-287.
- Holdsworth, R.E. & Pinheiro, R.V.L. – 2000 – The anatomy of shallow-crustal transpressional structures: insights from the Archaean Carajás fault zone, Amazon, Brazil. *Journal of Structural Geology* 22:1105-1123.
- Hsu, S.K.; Sibuet, J.C.; Shyu, C.T. 1996 – High-resolution detection of geological boundaries from potential-field anomalies: an enhanced analytical signal technique. *Geophysics*, 61(2):373-386.

- Huhn, S.R.B.; Macambira, M.J.B.; Dall'Agnoll, R. – 1999 - Geologia e Geocronologia Pb-Pb do granito alcalino arqueano Planalto, região de Serra do Rabo, Carajás – PA. In: *Simpósio de Geologia da Amazônia*, 6, Manaus, Anais: 463-466.
- Huhn, S.R.B. & Nascimento, J.A.S. – 1997 – São os depósitos cupríferos de Carajás do tipo Cu-Au-U-ETR? In: Costa, M.L. & Angélica, R.S(coord.) *Contribuições à Geologia da Amazônia*. Belém, FINEP & SBG/NO, 143-160.
- Huhn, S.R.B.; Soares, A.D.V.; Souza, C.I.J.; Albuquerque, MAC.; Leal, E.D.L.; Masotti, F.S. & Brustolin, V. – The Cristalino Copper Gold Deposit, Serra dos Carajás, Pará. In: SBG, *International Geological Congress*, 31, Rio de Janeiro, resumos.
- Lancaster Oliveira, J.; Fanton, J.; Almeida, A.J.; Leveille, R.A.; Vieira, S – 2000 – Discovery and geology of the Soçsego Copper-Gold Deposit, Carajás District, Pará State, Brazil. In: SBG, *International Geological Congress*, 31, Rio de Janeiro, resumos.
- Livingstone, C.E., Gray A.L., Hawkins, R.K. and Olsen, R.B. - 1988 - CCRS C/X – airborne Synthetic Aperture Radar: An R and D Tool for the ERS-1 Time Frame, IEEE AES Magazine, 11-16.
- Liandrat, E. – 1972 – Reconhecimento ao longo dos rio Itacaiunas e Parauapebas, município de Marabá, Estado do Pará. *Revista Brasileira de Geografia*, v. 34, n. 1, 165-184.
- Lindenmayer, Z.G.; Laux, J.H. e Viero, A.C. – 1995 – O papel da alteração hidrotermal nas rochas da Bacia de Carajás. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, série Ciências da Terra*, 7: 125-145.
- Lindenmayer, Z.G.; Fyfe, W.S., Machado, N. – 1989 – Depósito do Salobo: efeitos do metamorfismo e metassomatismo sobre a mineralização. In: *Congresso Brasileiro de Geologia*, 35, Belém, Resumos, 103.
- Loughlin, W.P. 1991. Principal component analysis for alteration mapping. *Photogrammetric Engineering & Remote Sensing*, 57 (9): 1163- 1169.
- Luyendyk, A .P.J- 1997 – Processing of airborne magnetic data. *AGSO Journal of Australian Geology & Geophysics*, 17(2):31-38.
- Macambira, J.B.; Ramos, J.F.F.; Assis, J.F.P.; Figueiras, A.J.M. – 1990 – Projeto Serra Norte e Projeto Pojuca: Relatório Final, Belém, *UFPA/Centro de Geociências*, 150p.

- Macambira, M.J.B. & Lafon, J.M. – 1995 – Geological evolution of the Carajás Metallogenic Province. In: *SSAIG*, 2, Córdoba, p. 481-483.
- Machado, N.; Lindenmayer, Z.G.; Krogh, T.E., Lindenmayer, D. – 1991: U-Pb geochronology of Archean magmatism and basement reactivation in the Carajás area, Amazon shiel, Brasil. *Precambrian Research*, 49, 329-354.
- Marchetto, M. – 2001 – Relatório de visita técnica ao Complexo Luanga Estado do Pará. Companhia Vale do Rio Doce, Relatório Interno (inédito), 32p.
- Martins, L.P.B. et. al. – 1982 - Aspectos petrográficos da principais litologias da Sequência Salobo. Simp. Geol. da Amazônia, 1, Belém, In: SBG/NO, Simpósio de Geologia da Amazônia, 1, Belém, Anais: 253 – 262.
- Martins, E.C. & Araújo, O.J.B. de – 1979 – Projeto Integração Geológica-geofísica Sul do Pará. Texto. DNPM/CPRM, Belém, relatório inédito. In: CPRM – 1994 – Programa de Levantamentos Básicos do Brasil – Folha Serra Pelada, CPRM, 220p.
- Meireles, E.M.; Hirata, W.K.; Amaral, A.F.; Medeiros Filho, C.A., Gato, W.C. – 1984 – Geologia das Folhas Carajás e Rio Verde, Província mineral do Carajás, Estado do Pará. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 33, Rio de Janeiro, 2164-2174.
- Milligan, P.R. & Gunn, P.J. – 1997 – Enhancement and presentation of airborne geophysical data. *AGSO Journal of Australian Geology na Geophysics*, 17(2), 63-76.
- Minty, B.R.S. – 1991 – Simple micro-levelling form aeromagnetic data. *Exploration Geophysics*, 22.: 591-592.
- Mougeot, R. – 1996 – Étude de la Limite Archeen-Protrozoïque et des mineralisations A, ±U associées. Exemples des régions de Jacobina (Etat de Bahia, Bresil) et de Carajas (Etat de Para, Bresil). These - Université de Montpellier II – Montpellier, 309 p.
- Nabighian, M.N. – 1972 - The analytical signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section: its properties and use for automated anomaly interpretation. *Geophysics*, 37 (3): 507-517.
- Nogueira, A.C.R.; Truckenbrodt, W.; Costa, J.B.S.; Pinheiro, R.V.L. - 1994 – Análise Faciológica e estrutural da formação Águas Claras, Pré Cambriano da Serra dos Carajás. In: SBG, IV Simp. Geol. da Amazônia, Belém, Anais: 363.

- Nogueira, A.C.R.; Truckenbrodt, W.; Pinheiro, V.L. – 1995 – Formação Águas Claras, Pré-Cambriano da Serra dos Carajás: redescritção e redefinição litoestratigráfica. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, série Ciências da Terra*, 7: 177-197.
- Oliveira, C.G.; Tazava, E.; Tallarico, F.H.B.; Santos, R.V.; Gomes, C. – 1988- Gênese do depósito de Au-Cu-(U-ETR) de Igarapé Bahia, Província Mineral de Carajás. In: SBG, *Congr. Bras. Geologia*, 40, Belo Horizonte, Anais: 137.
- Paradela, W.R.; Bignelli, P. A.; Veneziani, P.; Pietsch, R.W.; Toutin, T. – 1997 – Airborne and spaceborne Synthetic Aperture Radar (SAR) integration with Landsat TM and gamma-ray spectrometry for geological mapping in a tropical rain forest environment, the Carajás Mineral Province, Brazil. *International Journal Remote Sensing*, 18(7):1483-1501.
- Pinheiro, R.V.L. & Holdsworth, R.E. – 1997 – Reactivation of archaean strike slip fault systems, Amazon region, Brazil. *Journal of the Geological Society*, 154: 99-103.
- Projeto Radam – 1974 – Folha SB22 – Araguaia e parte da Folha SC22 – Tocantins; geologia, geomorfologia, solos, vegetação e uso potencial da terra. In: CPRM – 1994 – *Programa de Levantamentos Básicos do Brasil – Folha Serra Pelada*, CPRM, 220p.
- Rencz, A.N. – 1999 – Remote Sensing for the Earth Sciences>>>>>
- Roest, W.R.; Verhoef, J.; Pilkington, M. – 1992 – Magnetic interpretation using 3-D analytical signal. *Geophysics*, 57 (1): 116-125.
- Sabins, F.F. – 1999 – Remote sensing for mineral exploration. *Ore Geology Reviews*, 14:157-183.
- Sachs, L.L.B.; Batista, J.J.; Figueiredo, B.R., - 1993 – The Igarapé Bahia deposit district of Carajás, Northern Brazil: Hydrothermal alteration and mineralization. In: SBG, IV Congress. Bras. Geol., 183.
- Sillitoe, R.H. & Bonham, H.F. Jr. - 1990 - Sediment-hosted gold deposits: Distal Products of magmatic-hydrothermal systems. *Geology* 18, 157-161.
- Silva, A.M. – 1999 – Integração de dados geológicos e geofísicos utilizando-se uma nova técnica estatística para seleção de alvos para exploração mineral, aplicada ao Greenstone Belt Rio da Velhas, Quadrilátero Ferrífero. Tese de doutoramento. 195p.
- Spector, A. & Grant, F.S. – 1970 – Statistical models for interpreting aeromagnetic data. *Geophysics*, 35(2): 293-392.

- Siqueira, J.B. - 1996 - Aspectos lito-estruturais e controle das mineralizações do depósito Salobo 3A. Tese de doutorado, *Universidade Federal do Pará*, Belém, 157p.
- Saueressig, R. - 1988 - Depósito de cobre e zinco Corpo Quatro Pojuca. In: SBG, *Congresso Brasileiro de Geologia*, 35, Belém, Anais/Anexo: 115-122.
- Soares, A.D.V.; Ronzê, P.C.; Santos, M.C.G.; Leal, E.D. & Barreira, C.F. - 2000 - Geology of the Alemão Copper-Gold Deposit. In: SBG, *International Geological Congress*, 31, Rio de Janeiro, resumos.
- Smith, R.S. & Keating, P.B. - 1996 - The usefulness of multicomponent, time-domain, airborne electromagnetic measurements. *Geophysics*, 61(1):74-81.
- Sabins, F.F. - 1999 - Remote sensing for mineral exploration. *Ore Geology Reviews*, 14:157-183.
- Suíta, M.T.deF. - 1996 - Geoquímica e metalogenia de elementos do grupo da platina (EGP+Au) em complexos máfico-ultramáficos do Brasil: critérios & guias com ênfase no complexo Máfico-ultramáfico Acamadado de Alto Grau Barro Alto (CBA, Goiás) - 1996 - Tese de doutorado, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. 410.
- Tallarico, F.H.B., Oliveira, C.G.; Figueiredo, B.R. - 2000 - The Igarapé Bahia Cu-Au mineralization, Carajás Province. *Revista Brasileira de Geociências*. 30(2):230-233.
- Tallarico, F.H.B., Coimbra, C.R.; Costa, C.H.C. & Oliveira, C.G.; - 2000 - The Serra Leste Sediment-hosted Au-(Pd-Pt) Mineralization, Carajás Province. *Revista Brasileira de Geociências*. 30(2):226-229.
- Thompson, D.T. - 1982 - EULDPH: A new technique for making computer-assisted depth estimates from magnetic data. *Geophysics*, 47, 37-37.
- Thompson, J.F.H., Sillitoe, R.H.; Baker, T.; Lang, J.R.; Mortensen, J.K. - 1999 - Intrusion-related gold deposits associated with tungsten-tin provinces. *Mineralium Deposita*. 34:323-334.
- Valarelli, J. et al. - 1978 - Aspectos genéticos do minério de manganês do Azul. In: SBG, Congress. Bras. Geologia, 30, Recife, *Anais*: 1670-1679.
- Veneziani, P. & Okida, R. - 2001 - Mapeamento geológico - estrutural da região do Projeto Platina (Serra Pelada) baseado em dados integrados RADARSAT-TM - Aerogeofísica. Relatório Técnico (Inédito): 52p.

Vieira, E.A.P.; Saueressig, R.; Siqueira, J.B., Silva, E.R.P, Rêgo, J.L., Castro, F.D.C. -

1988 - Caracterização geológica da jazida polimetálica do Salobo 3^A: Reavaliação. In: SBG, *Congresso Brasileiro de Geologia*, Belém, 1, 97-111.

Williams, P.J. & Pollard, J. - 1998 - Fe Oxide-Copper-Gold Deposits (The Candelaria, Ernest Henry-Olympic Dam Family), *Short Course Notes*, James Cook University, Townsville.

**UNIVERSIDADE FEDERAL DE MATO GROSSO
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA**

**CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA, ESTRUTURAL E
GEOQUÍMICA DO GRANITO SANTA CLARA E
ENCAIXANTES NO MUNICÍPIO DE NOVA LACERDA - MT**

MONOGRAFIA DE CONCLUSÃO DE CURSO

Ciro Calachibete

**Orientador: Prof. Dr. João Batista de Matos
Co-Orientadora – Prof. Dra. Maria Zélia A. de Souza**

CUIABÁ 2003

**UNIVERSIDADE FEDERAL DE MATO GROSSO
INSTITUTO DE CIÊNCIAS EXATAS E DA TERRA**

**CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA, ESTRUTURAL E
GEOQUÍMICA DO GRANITO SANTA CLARA E
ENCAIXANTES NO MUNICÍPIO DE NOVA LACERDA –
MT.**

Ciro Calachibete

**Orientador: Prof. Dr. João Batista de Matos
Co-Orientadora Prof. Dra . Maria Zélia A. de Souza**

MONOGRAFIA DE CONCLUSÃO DE CURSO

CUÍABÁ 2003

Aos meus pais.

SUMÁRIO

LISTAS DE FIGURAS / TABELA	II
AGRADECIMENTOS	III
RESUMO	IV
ABSTRACT	V

CAPÍTULO 1 . INTRODUÇÃO.....	01
1.1 Objetivos.....	02
1.2 Localização e Vias de Acesso	02
CAPÍTULO 2 . MÉTODOS DE TRABALHO.....	04
2.1 Fase preparatória.....	04
2.2 Fase de Aquisição de Dados.....	04
2.3 Fase de Laboratório.....	05
CAPÍTULO 3 . ASPECTOS FISIOGRAFICOS	06
3.1 Aspectos Geomorfológicos	06
CAPÍTULO 4 . TRABALHOS ANTERIORES.....	08
4.1 Contexto Geológico-Geotectônico	11
CAPÍTULO 5 . GEOLOGIA LOCAL.....	13
CAPÍTULO 6 . PETROGRAFIA.....	15
6.1 Gnaiss.....	15
6.1.2 Ultramilonito.....	16
6.2.SVS e Intrusivas Associadas	18
6.2.1 Anfibolitos	18
6.2.2 Cálcio-Silicatadas.....	19
6.2.3 Leucogabros	20
6.3 Granito Santa Clara	22
6.3.1 Fácies porfirítica.....	25
6.3.2 Fácies equigranular	27
CAPÍTULO 7 . DEFORMAÇÃO E METAMORFISMO.....	29
7.1 As fases de Deformação	29

7.1.2 Fase (D1).....	29
7.1.3 Fase (D2).....	30
CAPÍTULO 8 . GEOQUÍMICA	36
1 . Introdução	36
2 . Sequência-Vulcanossedimentar	37
3 . Rochas Gnáissicas e o Ultramilonito	43
4 . Granito Santa Clara	48
4.1 . Elementos Maiores e Traços.....	48
CAPÍTULO 9 . CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES....	58
CAPÍTULO 10 . REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	61

Lista de Figuras/ Tabelas pg

Figura 1 – Mapa de localização da área de estudo	03
Figura 2 - Imagem de Satélite Landsat – TM 5 – Geomorfologia	07
Figura 4 - Mapa esquemático das Províncias Geocronológicas do Cráton Amazônico	12
Figura 5 - Vista panorâmica da área de estudo.....	14
Figura 6 - Gnaiss – Textura granolepídoblástica	16
Figura 7 - Ultramilonito – Foliação milonítica micácea.....	17
Figura 8 - Anfibólitos de Sequência-Vulcanossedimentar	18
Figura 9 - Textura nematoblástica impressa pela hornblenda.....	19
Figura 10 - Cálcio-Silicatadas – Bandamentos composicionais constituídos por concentrações de granadas e anfibólitos	20
Figura 11 – Leucogabro.....	21
Figura 12 - Leucogabro – Textura poiquilítica.....	22
Figura 13 - Fácies porfírica do Granito Santa Clara.....	23
Figura 14 - Apófise indicando o caráter mais jovem da fácies equigranular médio / QAP de Streckeisen.....	24
Figura 15 - Epidoto como alteração.....	26
Figura 16 – Titanita.....	27
Figura 17 - Fácies equigranular do Granito Santa Clara	28
Figura 18 - Diagrama polar (Sn) do Granito Santa Clara.....	32
Figura 19 - Diagrama de Contorno – Sequência-Vulcanossedimentar e Granito Santa Clara.....	33
Figura 20 - Lineação mineral do Granito Santa Clara.....	34
Figura 21 - Fases de deformação D1 e D2.....	35
Figura 22 - Tabela de elementos maiores/traços e normativos para SVS e intrusivas básicas.....	39
Figura 23 - Diagrama $K_2O + Na_2O$ versus $K_2O/(K_2O + Na_2O) * 100$ de Hugles (1973).....	40
Figura 24 - Diagrama SiO_2 versus $K_2O + Na_2O$ de Irvine & Baragar (1971)	41
Figura 25 - Diagrama TI versus Cr de Pearce (1975) e spider-diagrama para SVS / intrusivas básicas	42
Figura 26 - Tabela de elementos maiores/traços e minerais normativos para o gnaiss e ultramilonito.....	44
Figura 27 - Diagrama SiO_2 versus $Zr/TiO_2 * 0.0001$ de Winchester & Floyd (1977).....	45
Figura 28 - Diagrama $Q=Si/3-(K+Na+2Ca/3)$ versus $P=K-(Na+Ca)$ de	iii

Debon & Le Fort (1983).....	45
Figura 25 - Diagrama $A=Al-(K+Na+2Ca)$ versus $B=Fe+Mg+Ti$ de Debon & Le Fort (1983).....	46
Figura 26 - Diagrama Nb versus Y de Pearce et al 1984.....	46
Figura 27 - Spider-diagrama – gnaiss e ultramilonito	47
Figura 28 - Tabela de elementos maiores/traços e dados normativos para as rochas do Granito Santa Clara.....	51
Figura 29 - Diagramas de Harker de elementos maiores para as rochas do Granito Santa Clara	52
Figura 30 - Diagrama de Harker para elementos traços (em ppm) para as Rochas do Granito Santa Clara.....	53
Figura 31 - Diagrama de Na_2O+K_2O versus SiO_2 de Cox et al (1979).....	54
Figura 32 - Diagrama de $R1 = 4Si-1 \frac{1}{2}(Na+K)-2(Fe+Ti)$ versus $R2=6Ca+2Mg+Al$ de Batchelor & Bowden (1985)	54
Figura 33 - Diagrama de $Na_2O + K_2O$ versus SiO_2 de Irvine & Baragar (1971).....	55
Figura 34 - Diagrama de ANK versus ACNK de Maniar & Piccoli (1989) para as rochas do Granito Santa Clara.....	55
Figura 35 - Diagrama de SiO_2 versus K_2O de Pecerillo & Taylor (1976) para as rochas do Granito Santa Clara.....	56
Figura 35 - Diagrama de AFM para as rochas do Granito Santa Clara.....	56
Figura 36 - Diagrama de Rb versus Y+Nb de Pearce et al (1984) para as rochas do Granito Santa Clara.....	57
Figura 37 - Spider – diagrama extendido para as rochas do Granito Santa Clara.....	57

Agradecimentos

Este trabalho faz parte de um projeto que envolveram professores de duas instituições: Universidade Federal de Mato Grosso (UFMT) e Universidade Estadual Paulista (UNESP- Rio Claro). Essas pessoas foram de grande importância para o desenvolvimento das atividades.

Agradeço em especial ao Prof. Dr João Batista de Matos, pelo companheirismo, dedicação e orientação em meus estudos.

A Prof. Dra Maria Zélia Aguiar de Souza, pelas valiosas discussões, correções e incentivos em todas as etapas do trabalho.

Ao Prof. Martini e amiga Vera do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE) pelo empréstimo da imagem de satélite Landsat TM-5.

Aos professores Luiz Carlos Pereira da Universidade de Várzea Grande (UNIVAG) e Luiz Carlos do INPE pelos trabalhos de Georreferenciamento da imagem de satélite.

Aos professores Antônio Misson Godoy (UNESP) e Amarildo Salina Ruiz da UFMT pela concessão dos resultados das análises químicas.

Aos meus amigos de todos os dias, Maria Passos Correa e Francisco Correa pelo companheirismo.

Ao meu amigo João da república da Curva (*in memoriam*) pelas palavras de incentivo.

Aos meus tios Dejair (magrão) e Dinair pelos generosos incentivos.

Aos amigos de graduação Elison e Késio pelo auxílio nos trabalhos laboratoriais.

Aos colegas de convívio na UFMT.

A Angela Augusta Passos Correa meu grande amor e maior incentivadora de meus trabalhos, pois sem ela a sobrevivência nesta metrópole não seria possível.

Resumo

Na região compreendida pelo atual município de Nova Lacerda, sudoeste do Estado de Mato Grosso, ocorrem várias manifestações (stocks) de natureza granítica atribuídas ao mesoproterozóico. Esses corpos distribuem-se por uma faixa orientada na direção noroeste-sudeste em áreas próximas às cidades de Nova Lacerda e Conquista D' Oeste.

O mapeamento realizado neste trabalho permitiu a individualização de três unidades litoestratigráficas: duas pertencentes ao embasamento metamórfico constituído por gnaisses e pela Sequência Metavulcanossedimentar e uma terceira, de natureza granítica, que ocorre de forma intrusiva nas demais, denominada neste trabalho de Granito Santa Clara.

As rochas gnáissicas apresentam composição granodiorítica, metaluminosas e ocorrem justapostas às rochas da Sequência Vulcanossedimentar, encaixantes do Granito Santa Clara.

A Sequência metavulcanossedimentar descrita neste trabalho foi correlacionada à Sequência Quatro Meninas, do Terreno Jaurú, com base nos critérios de campo, petrográficos e geoquímicos, e também em razão da continuidade física e do estado de deformação destas rochas, admitindo-se para elas, condições polimetamórficas.

Na área estudada ocorre uma associação de rochas gábricas de origem intrusiva onde os litotipos mais abundantes em termos de distribuição espacial são os mais diferenciados como os gabros e leucogabros. Ambas as associações de rochas vulcânicas e plutônicas, respectivamente, apresentam evolução/diferenciação toleítica.

As paragêneses encontradas, tais como: epidoto + hornblenda + granada + oligoclásio nas rochas cálcio-silicatadas e hornblenda + oligoclásio nos anfibolitos, permitiram estimar que o grau metamórfico alcançado pelas rochas da Sequência Vulcanossedimentar e intrusivas associadas corresponde à fácies anfibolito alto/granulito com retrometamorfismo para a fácies epidoto-anfibolito/xistos verdes.

Estudos de quimismo indicam padrões de diferenciação toleíticos e domínios alcalinos a subalcalinos para as rochas da SVS e intrusivas associadas, posicionando-se no campo dos basaltos de fundo oceânico, enquanto as intrusivas básicas mostram características de toleitos de baixo potássio.

O ultramilonito apresenta composição granodiorítica de caráter peraluminoso e com ambiente de formação classificado como de cordilheira oceânica.

Indícios de metassomatismo são caracterizados pelos expressivos porfiroclastos de feldspato alcalino distribuídos em grande parcela no maciço. Observa-se nos dados analíticos do ultramilonito, o fracionamento do plagioclásio e decréscimos nos teores de CaO , Na_2O e Al_2O_3 .

As rochas pertencentes ao Granito Santa Clara são distribuídas em duas fácies distintas: uma porfírica com matriz grossa, mais abundante em termos de distribuição espacial e outra equigranular média, ambas classificadas como biotita-sienogranitos e coincidentes com o domínio dos granitos crustais. Por suas características químicas foi classificado como tardi-orogênico, formado por um magmatismo subalcalino e peraluminoso.

Este conjunto litológico coincide com o domínio cálcio-alcalino, característico de associações muito evoluídas, típicas da série shoshonítica. Apresenta padrões e assinatura geoquímica compatível com modelos de cristalização fracionada. Sugere-se ainda a influência metassomática nesse corpo face a dimensão de porfiroclastos de feldspato alcalino distribuídos ao longo dos afloramentos e pelo enriquecimento pronunciado em K_2O .

As rochas mapeadas neste trabalho apresentam uma história deformacional com duas fases: a fase D1 responsável pelo desenvolvimento de uma foliação penetrativa regional e a fase D2 caracterizada pelo desenvolvimento de uma foliação penetrativa imposta às intrusivas ácidas do Granito Santa Clara.

ABSTRACT

In the southern portion of the Mato Grosso State, several granitic bodies of the Mesoproterozoic age are distributed by NW-SE lineament and occur in the Nova Lacerda and Conquista D'Oeste region. In this area, hosts three major litho-structural and stratigraphic units, being two constituted by gneis of the granodioritic composition, metaluminous.

The metavolcano-sedimentary sequence studied are related with the Quatro Meninas volcano-sedimentary sequence, based in the field, petrographic and geochemical study and also in reference to the state of deformation and the physical continuity of the outcrops. Polimetamorphic conditions are observed.

The intrusive basic rocks are constituted differentiated gabbroic complex, metamorphosed in the greenschist facies. The paragenetic association with epidote, hornblende, garnet and oligoclase in the calc-silicate and amphibolite of the igneous origin are metamorphosed in the amphibolite facies with retrometamorphic process to the greenschist facies.

Geochemical studies of the volcanic and plutonic rocks indicated tholeiitic evolution where the effusive metabasalts present subalkaline characteristics, generated in the ocean-floor environment and the plutonic rocks shows tholeiites of the low-K.

The ultramylonite exhibit granodioritic composition, peraluminous generated in the ocean-ridge granites environment. Metassomatic characteristics are interpreted for the expressive occurrence of the k-feldspar porphyroclasts distributed along of the ultramylonite outcrops. Geochemical data indicated depletion on CaO, Na₂O and Al₂O₃ and the fractional crystallisation model.

For the first a new unit called Santa Clara Granite is being proposed with two petrographic facies: the first porphyritic with coarse grain growndmass has a major spatial distribution and the second commumently occur in equigranular-medium facies, both classificated with biotite-syeno-granite of the crustal granite domain. Geochemical data shows subalkaline and peraluminous characteristics and shoshonitic filiation, generated in the late-orogenic environment. They present geochemical compatible path with fractional crystallisation model and metassomatic process pos-crystallisation and very mutch enriched in K₂O.

The studied rocks presents a deformational history with two principal phases: D₁ responsible by development of the penetrative regional foliation and D₂ characterized by the penetrative foliation printed in the intrusive Santa Clara Granite.

CAPÍTULO 1

Introdução

Na região compreendida pelo atual município de Nova Lacerda, sudoeste do Estado de Mato Grosso, no qual se insere a área deste trabalho, ocorrem várias manifestações (stocks) de natureza granítica atribuídas ao Mesoproterozóico (Geraldes, 1996-2000). Esses corpos distribuem-se por uma faixa orientada na direção noroeste –sudeste em áreas próximas às cidades de Nova Lacerda e Conquista D' Oeste. Essa região desenvolveu o seu processo de emancipação política em meados da década passada, sendo os seus principais núcleos populacionais característicos da expansão da "Fronteira Agrícola Mato-Grossense".

O presente trabalho refere-se a um mapeamento geológico em uma área abrangendo cerca de 30 Km², situada no município de Nova Lacerda.

Com base no mapeamento realizado foi possível a individualização de 03 unidades litoestratigráficas, duas pertencentes ao embasamento metamórfico denominado Cráton Amazônico e uma terceira de natureza granítica intrudindo nas demais unidades. Esse corpo ocorre em uma faixa alongada de direção N30W-40W denominado Granito Santa Clara principal alvo deste estudo.

Face à pouca trafegabilidade das estradas vicinais que cortam esse município e à pequena densidade demográfica da região, as principais vias de acesso à cidade são prejudicadas em função da acentuada topografia dos maciços rochosos envolvidos, dificultando sobremaneira o desenvolvimento dos trabalhos de mapeamento e amostragens.

250 Km²

? R. Lacerda
↓

1.1 Objetivos

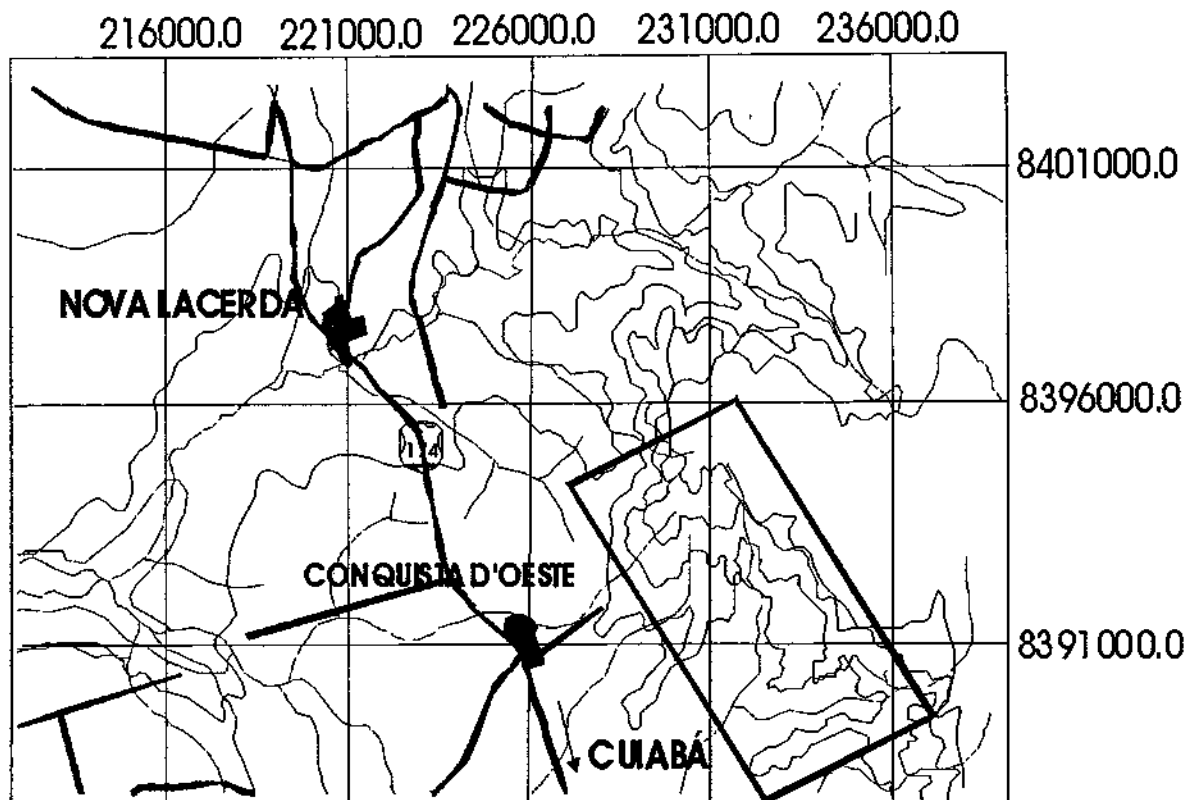
O objetivo desse trabalho é a apresentação de dados petrológicos, estruturais e geoquímicos do Maciço Granítico Santa Clara, bem como das unidades do Embasamento Cristalino Metamórfico em base ao mapeamento geológico realizado em escala de 1:50.000 .

Dessa forma, o principal enfoque é o estudo petrográfico e estrutural e geoquímico dos litotipos intrusivos e hospedeiros e a caracterização das atividades pós-magmáticas que afetaram o Granito Santa Clara e adicionalmente, a verificação de possibilidades de mineralizações de Sn, Ta, Y , Zr e Nb comuns a esse tipo de magmatismo.

1.2 Localização e Vias de Acesso

A área objeto de estudo, situa-se a noroeste de Cuiabá, capital do Estado de Mato Grosso, distando desta, aproximadamente 440 Km. Localiza-se entre as coordenadas UTM 226000.0;8396000.0 e 236000.0;8396000.0 – 226000.0;8386000.0. e 236000.0; 8386000.0 situando-se dentro dos limites da folha SD-21- Cuiabá do Encarte Cartográfico Internacional . O acesso pode ser feito pela BR-174 até a cidade de Conquista D'Oeste (Fig 1.1). A partir daí, por estradas vicinais que cortam a região na direção leste-oeste, com extensão de aproximadamente 6 km, até a área onde ocorrem os principais afloramentos.

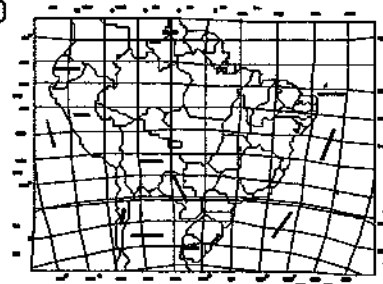
Figura 1.1 Mapa de localização da área de estudo



Escala 1:250.000

CONVENÇÕES

Drenagens
 Área de Estudo
 Estrada Pavimentada
 Cidade
 Representação
 Topográfica



ARTICULAÇÃO DA FOLHA

COLOADO MR - 35 3	VILA OESTE MR - 37 0	UTAR TI MR - 35 5
SERRA AOR DO RANCO MR - 36 9	URAPURU MR - 37 0	NOVA OLÍMPIA MR - 37 1
BÁIA GRANDE MR - 38 5 MR - 40 1	JAIR U MR - 38 6	BARÃO DO BUGRES MR - 38 7

URAPURU - MT

CAPÍTULO 2

Métodos de Trabalho

As etapas de caracterização petrográfica e estrutural do Granito Santa Clara foram efetuadas 03 (três) estágios descritos a seguir:

2.1 -Fase Preparatória

A primeira etapa de trabalho constou de revisões bibliográficas acerca de trabalhos geológicos da região SW do Cráton Amazônico e temáticas sobre a evolução petrogenética e metalogenética de Sequências Pré-Cambrianas e Vulcano-Sedimentares descritas nos trabalhos de Barros et al (1982), Saes *et al* (1984) e Menezes (1991).

Para a delimitação da área de estudo e dimensionamento das estruturas geológicas fez-se uso de análise interpretativa de imagem de satélite (sensor remoto) Landsat TM – 5 em escalas de 1:120.000 – 1:100.000. Para o geo-referenciamento dessa imagem utilizou-se o *software* Spring 3.6.01. O mapa base utilizado em campo foi confeccionado em escala de 1:50.000 no *software* CorelDraw 10.

2.2 -Fase de Aquisição de Dados:

Durante a fase de coleta de dados e amostragem do material em campo, efetuaram-se perfis ortogonais à foliação do corpo granítico e embasamento adjacente, cortando partes das serranias situadas próximas a cidade de Conquista D' Oeste.

A localização em campo dos pontos amostrados (geo-referenciamento), foi obtida com GPS Garmin 89 e a coleta de dados estruturais foi efetuada utilizando-se bússolas Bruton. Para confecção de estereogramas de projeção polar e contorno das estruturas lineares e planares foram utilizados *softwares* descritos na fase 2.3.

2.3-Fase de Laboratório

Descrições petrográficas microscópicas e contagem modal foram realizadas em microscópio da marca *Carl Zeiss* do laboratório da UFMT. Os trabalhos de contagem modal foram executados obedecendo os procedimentos descritos por Chayes (1949) sendo a composição modal, representada em diagramas QAP convencionais conforme normatização da IUGS.

Os resultados das análises geoquímicas obtidas para cada amostra foram fornecidos pelo Laboratório de Geoquímica do Departamento de Petrologia e Metalogenia da UNESP, Rio Claro-SP obtidos por métodos de Fluorescência de Raio – X para os óxidos formadores dos elementos maiores e alguns traços, tais como: SiO_2 ; TiO_2 ; Al_2O_3 ; Fe_2O_3 ; MnO ; MgO ; CaO ; Na_2O ; K_2O ; P_2O_5 . e alguns elementos traços como os que se seguem: Ba ; Ce ; Cr ; Cu ; La Nb ; Ni ; Rb ; Sr ; Y ; Zr.

Os dados estruturais obtidos foram tratados utilizando-se o *software* Stereonet (3.03) enquanto que os dados geoquímicos foram tratados através dos programas Newpet (Clarke 1990-1992) e Minpet (Richard, 1995).

CAPÍTULO 3

Aspectos Fisiográficos

3.1 – Aspectos Geomorfológicos

O clima da região caracteriza-se do tipo AW de Köppen (1948), ou seja; quente, com duas estações bem marcadas sendo o verão chuvoso e o inverno seco, com as temperaturas variando em torno de 25 a 30° C

Na região em apreço, são distinguidas duas principais unidades geomorfológicas distintas: a primeira é constituída por uma superfície arrasada, denominada de Superfície Cristalina do Guaporé por Almeida (1964), com cotas altimétricas que variam em uma amplitude máxima 350 m onde afloram rochas gnáissicas e rochas pertencentes a uma Sequência-Vulcanossedimentar com intrusivas básico-ultrabásicas associadas; a segunda é formada pela Chapada dos Parecis que constitui o compartimento geomorfológico mais elevado (acima de 550m) a qual está representada por arenitos subhorizontais, compreendendo um extenso conjunto de relevos, caracterizado por duas feições distintas esculpidas principalmente nas rochas do Grupo Parecis (Formações Salto das Nuvens e Utiariti).

Nesta unidade ocorrem extensas “cuestas” desdobradas em patamares litológicos-estruturais com mergulhos de até 10° NE configurando uma estrutura do tipo monoclinal, com predominância de relevo dissecado e vegetação marcada pela presença de cerrados ralos

Nas elevações que ocorrem no sopé do planalto afloram as rochas do Granito Santa Clara (Ruiz 2001), sendo o seu relevo predominantemente dissecado marcado por cristas alongadas segundo a direção N30W- 40W e por esparsos anfiteatros. Este conjunto estende-se por 30Km aproximadamente, entre as cidades de Conquista D’ Oeste e Nova Lacerda. (Figura 3.2).

A principal rede hidrográfica da região é representada pelo Rio Galera e a sul, pelo Rio Sararé. Ambos apresentam um padrão dendrítico curvilíneo a sinusoidal de média frequência, com escoamento paralelo ao eixo das estruturas regionais proterozóicas (NW-SE).

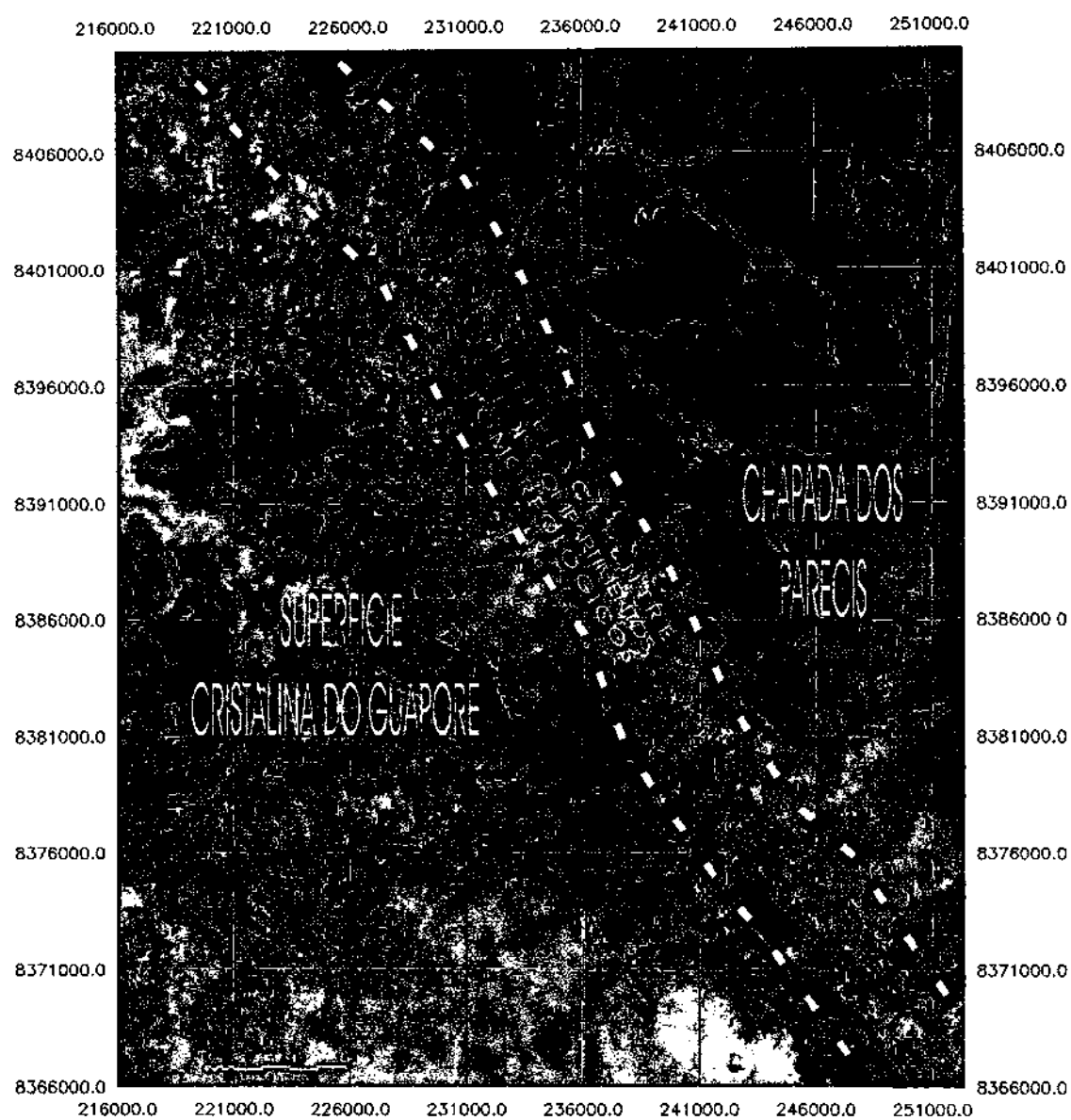


Foto 3.2

Capítulo 4

Trabalhos Anteriores

Os primeiros trabalhos que foram realizados na região sudoeste do Estado de Mato Grosso referem-se à contribuição de Castelnau (1851, in Barros *et al.* 1982) e Cunha (1943) que relatam os resultados dos estudos geológicos efetuados por ambos preferencialmente em rochas do embasamento metamórfico na área supra-mencionada.

São englobados em uma segunda etapa os Projetos de Reconhecimento Geológico Regional desenvolvidos pelo DNPM/CPRM e RADAMBRASIL, fundamentados nos trabalhos efetuados por Almeida (1964) e Vieira (1965). Desta etapa podem ser citadas as seguintes contribuições;

Almeida (1964) estabelece a primeira coluna estatigráfica para a região, identificado um conjunto formado por micaxistos, anfibolitos, quartzitos e granitos postados nas proximidades do Vale do Rio Jauru, como pertencentes ao Complexo Cristalino Brasileiro.

Vieira (1965) em mapeamento na parte centro-ocidental do Estado, engloba os gnaisses, quartzo serícita xistos e quartzo biotita xistos aflorantes na região de Porto Esperidião e adjacências como pertencentes ao Complexo Cristalino.

A Lasa-Engenharia e Prospecção S.A (1968) incluem como litotipos constituintes os migmaitos, gnaisses, granitos, anfibolitos e xistos como pertencentes ao Complexo Cristalino de Almeida (1964).

Amaral (1974) embasado em dados geocronológicos efetuados na região amazônica, identificou três eventos tectono-metamórficos que afetaram o embasamento regional de idade Transamazônica. O primeiro evento designado "Paraense" (1700-1500 Ma), o autor vinculou um expressivo vulcanismo associado a coberturas sedimentares. O evento "Madeirense" (1400-1250) teria se caracterizado por magmatismo granítico e deformações em Bacias Sedimentares. O evento mais jovem denominado "Rondoniense" (1050-900 Ma), ocorreram a colocação dos granitos circunscritos de Rondônia.

Figueiredo *et al* (1974) identificaram três unidades geológicas maiores no embasamento cristalino: uma unidade mais antiga, denominada Complexo Basal, constituída essencialmente por biotita gnaisses, hornblenda-biotita gnaisses, anfibolitos, xistos quartzitos e duas unidades intrusivas mais jovens, de idade Pré-Cambriana Média a Superior,

representadas por um conjunto composto por gabros, anfíbolitos, serpentinitos e peridotitos denominado informalmente por "Intrusivas Básico-Ultrabásicas" e um conjunto composto por granitos (3a), adamelitos e tonalitos.

Carneiro (1985, 1989) concentrou seus trabalhos na região de São José dos Quatro Marcos, na qual o autor sugere para a área, uma faixa deformada de grande extensão, constituída por gnaisses cinzentos formando o embasamento das rochas supra-crustais e granitóides intrusivos. Datações radiométricas foram realizadas mostrando idades de Rb/Sr de 1.971 ± 70 Ma, com $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ inicial = 0,7017 para os gnaisses cinzentos e 1.472 ± 19 Ma, com $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ inicial = 0,7037 para os granitóides.

Barros *et al* (1982,1993) correlacionaram os biotitas gnaisses, anfíbolitos, migmatitos e granitóides que compõem o "Complexo basal" de Figueiredo *et al* (1974) com os litotipos do "Complexo Xingu" de Silva *et al* (1974).

Cordani *et al* (1979), Cordani (1981) e Cordani & Brito Neves (1982) estabeleceram parâmetros evolutivos para a região amazônica determinadas por estudos isotópicos caracterizando três eventos atribuídos ao Proterozóico, periféricos a um núcleo cratônico denominado "Amazônia Central". Foram designadas cinturões móveis descritas a seguir pela ordem cronológica:

- 1- Maroni -Itacaiunas 2.200 a 1.800 Ma.
- 2- Rio Negro-Juruena 1.700 a 1.400 Ma.
- 3- Rondoniano 1.400 a 900 Ma.

Menezes *et al* (1991) em mapeamento geológico na Folha Pontes e Lacerda, definiram oito unidades litoestratigráficas distribuídas na região. O Complexo Metamórfico Alto Guaporé, de idade Arqueana/Paleoproterozóica, constituído por orto e paragneisses polideformados, metamorfizados na fácies Anfíbolito-alto; Complexo Granulito-Anfíbolítico de Santa Bárbara, representado por noritos, enderbitos e anfíbolitos; Complexo Metavulcano-Sedimentar Pontes e Lacerda, constituído por anfíbolitos finos de fácies xistos verdes, resultantes da extrusão de lavas basálticas e rochas de natureza pelito-psamíticas associadas, com idade atribuída ao Mesoproterozóico; Granito Santa Helena de idade Mesoproterozóico incluindo granitos sin e pós-tectônicos; Granito São Domingos de idade Mesoproterozóico composto por granitóides do tipo S (granadas-granitos); Suíte intrusiva Rio do Cágado, representadas por rochas plutônicas ácidas, básicas à intermediárias metamorfizadas na fácies dos xistos verdes; Grupo Aquapeí constituído por sequências psamo-pelítica referentes ao Mesoproterozóico e Suíte Intrusiva Guapé de idade Mesoproterozóica constituída por fácies sieno-monzograníticas e quartzo-monzoníticas.

Menezes *et al* (1993) obteve uma isocrona Rb/Sr em rocha total da Suíte Guapé descrito inicialmente por (Barros *et al* 1982) indicando uma idade de 950 ± 40 Ma e $87\text{Sr}/86\text{S}$ $R_i=0,703$ e (Geraldes 2000) obteve para U/Pb a idade de cristalização de 1445 ± 9 Ma.

Litherland & Broomfield (1981) & Litherland *et al* (1989) em trabalhos efetuados na fronteira Brasil/Bolívia, postularam a presença de seqüências de rochas de natureza cristalina atribuídas ao Paleo-Mesoproterozóico.

Saes *et al* (1984) referem-se a três domínios compreendidos na Folha Jaurú: o Complexo Gnaissico-Migmatítico Brigadeirinho, constituído por gnaisses leucocráticos a mesocráticos, anfíbolitos e subordinadamente migmatitos, granadas muscovita-xistos e muscovita quartzitos; Granito Santa Helena e Granodiorito Água Clara para os corpos de natureza monzogranítica a granodiorítica. A segunda sub-unidade refere-se à Seqüência Vulcano-Sedimentar Quatro Meninas, constituídas por um conjunto de rochas plutônicas e Vulcânicas metamorfizadas na fácies xistos verdes de idade Mesoproterozóica e uma terceira sub-unidade de natureza intrusiva, foi denominada como Suíte intrusiva Figueira Branca, constituída por litotipos como: dunitos, anortositos, troctolitos e noritos ambos ausentes de metamorfismo.

Ruiz (1992) em mapeamento na região de Cachoeirinha(MT), individualizou dois grandes conjuntos litológicos: o Grupo Alto Jaurú constituído por uma Seqüência Vulcano-Sedimentar do tipo "greenstone belt" e uma segunda unidade de natureza intrusiva representadas pelos Gnaisses São Domingos e Aliança.

Matos & Schorscher (1997) em mapeamento na região do Rio Alegre, propuseram cinco grandes conjuntos para a área: o Complexo Metamórfico do Alto Guaporé, a Seqüência Vulcano-Sedimentar do Rio Alegre e Intrusivas Associadas, o Granito-Gnaiss Santa Helena, o Grupo Aguapeí e a Formação Guaporé.

Geraldes (2000) em trabalhos geocronológicos e geoquímicos dos corpos graníticos do SW do Mato Grosso, o autor obteve para as rochas da Suíte Santa Helena idades U/Pb obtidas em zircões, equivalentes a 1.481 e 1.423 Ma. Como parte integrante desse conjunto somam-se os Tonalitos Lavrinha com 1.464 ± 25 Ma, o Tonalito Pau-a-Pique com idade U/Pb de 1.481 ± 47 Ma, Granodiorito Guapé indicando idade de 1.445 ± 9 Ma, o Gnaiss Guapé de idade 1.424 ± 12 Ma e as rochas do Granito-Gnaiss Santa Helena com idade de $1.433 \pm$ atribuídas ao Mesoproterozóico.

Ruiz (2001) refere-se a um stock granítico denominado Granito Sararé situado na porção sudoeste do Estado de Mato Grosso, a sul de Pontes e Lacerda, baseando-se fundamentalmente na composição mineralógica (presença de muscovita primária). A autora classifica essas

rochas similarmente a um granito peraluminoso do tipo S ou granito da “Série Ilmenita”, tendo a sua origem a partir de fusão crustal.

4.1 O Contexto Geológico-Geotectônico do Cráton Amazônico

O Cráton Amazônico, inicialmente denominado Plataforma do Guaporé por Almeida (1969) é segundo esse autor, uma entidade geotectônica que atuou como um antepaís estável durante a implantação dos Cinturões Móveis Paraguai e Araguaia no Proterozóico Superior. Segundo Ruiz (1992) os autores CORDANI *et al.* (1979), BRITO NEVES (1982), TASSINARI (1981), TEIXEIRA & TASSINARI (1984), TEIXEIRA *et al.* (1989), entre outros, fundamentados essencialmente nos dados geocronológicos obtidos pelo Centro de Pesquisas Geocronológicas da USP, sustentam a concepção de que Cráton Amazônico constitui-se por um domínio cratônico antigo de idade arqueana (Província Amazônia Central), circundado por Cinturões Móveis do Proterozóico Inferior a Médio (Províncias Maroni-Itacaiúna, Rio Negro-Juruena, Rondoniano e Sunsas). Este último provido de denominação utilizada por Litherland *et al.* (1989) no qual os eventos San Ignácio e Sunsas do Pré-Cambriano da parte oriental boliviana são referenciadas como orogenias que se iniciam por unidades sedimentares e se sucedem por magmatismos culminando com metamorfismos como resultados de eventos tectono-termais.

Segundo (Tassinari & Macambira, 1999) a evolução geotectônica dessa porção do Cráton Amazônico, está ligada à formação de sucessivos arcos magmáticos no intervalo de 1.8 a 1.55 Ga, constituindo a Província Rio Negro Juruena; a eventos orogênicos com formação de cinturão móvel, caracterizando a Província Rondoniana – San Ignácio (1.55 a 1.30 Ga) e por último, a aberturas e fechamento de rifts gerando seqüências metavulcano-sedimentares que constituem a Província Sunsas/Aguapeí (1.30 a 1.0 Ga).

A figura 4.1 modificada de Tassinari & Macambira, 1999 mostra a distribuição das principais províncias da porção SW do Cráton Amazônico nos estados de Mato Grosso, Rondônia e ainda na parte oriental boliviana. As idades reportadas para essas províncias na literatura, coincidem com as orogenias “Alto Jaurú” e “Cachoeirinha” pertencentes à Província Rio Negro Juruena, “Rio Alegre e Santa Helena” da Orogenia Rondoniana/San Ignácio e os alinhamentos do órogeno Sunsas/Aguapeí.

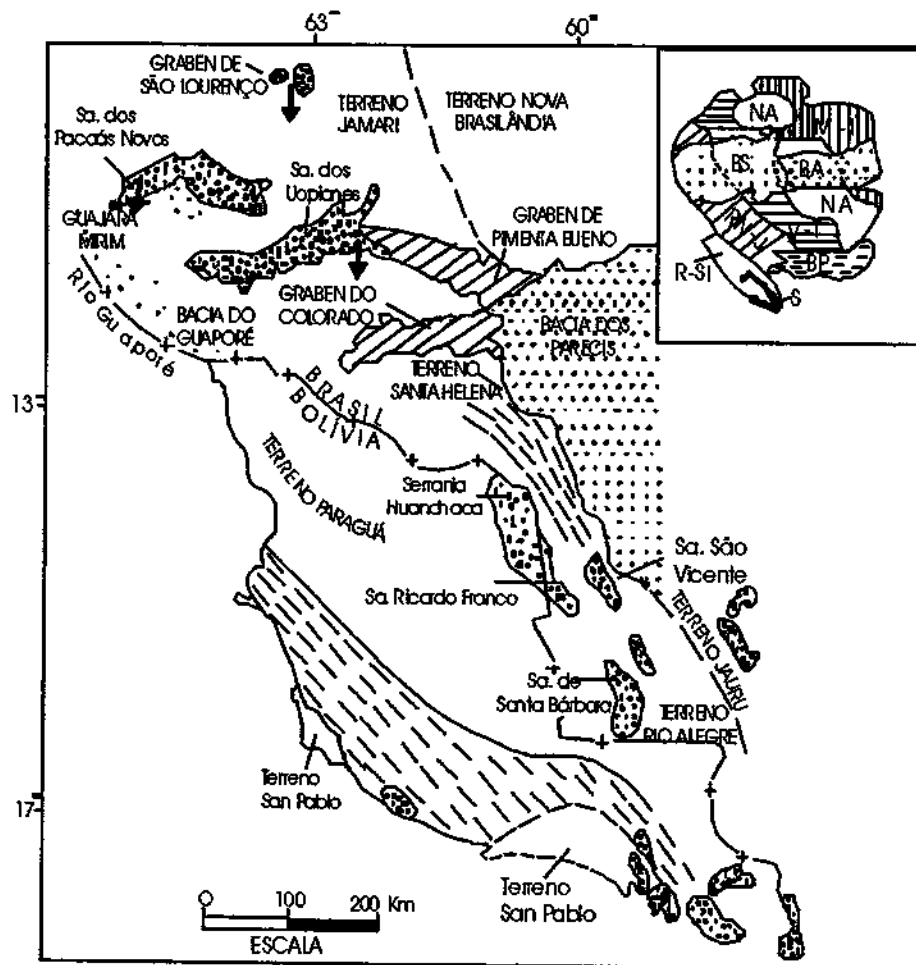


Figura 4.1 Províncias Geocronológicas do Cráton Amazônico: NA-Núcleo Arqueano; M-I Maroni-Itacaiunas; V-T Ventuari-Tapajos; Rio Negro-Juruena; R-SI Rondoniana – San Ignácio; S-Sunsas; BA-Bacia do Amazonas; BS-Bacia do Solimões; BP- Bacia dos Parecis. Modificado de Tassinari & Macambira, 1999.

Capítulo 5

Geologia Local

O corpo granítico objeto deste estudo, distribui-se por uma faixa orientada segundo direção N 30 – N 40W, ocorrendo em toda porção oriental da cidade de Conquista D' Oeste. Denominado Granito Santa Clara, ocorre a leste da Serra de São Vicente nos contrafortes da Chapada dos Parecis sendo parcialmente recobertos em discordância erosiva pelos sedimentos terrígenos do Grupo Parecis (Foto 5.1).

O embasamento cristalino metamórfico é representado por biotita gnaisses, migmatitos e anfibolitos da Sequência vulcanossedimentar comportando-se como encaixante regional de rochas intrusivas básicas e ácidas que ocorrem localmente.

As rochas intrusivas básicas constituem-se de metagabros transicionando para leucogabros de granulção média, enquanto que as rochas metamórficas de alto grau são representadas por gnaisses de composição granodiorítica a tonalítica e migmatitos cinza-escuro, sendo que essas últimas ocorrem intercaladas e/ou justapostas às demais unidades.

O Granito Santa Clara constitui-se em termos composicionais de litotipos classificados como sienogranitos, distribuídos em duas fácies: a primeira típica e dominante desse corpo, apresenta estrutura porfirítica. A foliação tectônica pode ser observada tanto pela orientação dos fenocristais como pelo achatamento dos minerais plácóides (biotita). A outra fácies é representada por uma trama equigranular média de cor cinza clara.

Enclaves de rochas gnáissicas e de anfibolitos possuem forte distribuição nos afloramentos visitados, sugerindo relações intrusivas características para o corpo estudado.

As rochas graníticas mapeadas localizam-se nos extremos SW e NW da área. Apresentam-se expostos sob a forma de matacões e mais raramente como pequenos lajedos. Uma das ocorrências mais expressivas pela sua

extensão e qualidade dos afloramentos é observada nas serranias próximas a cidade de Conquista D^a Oeste.

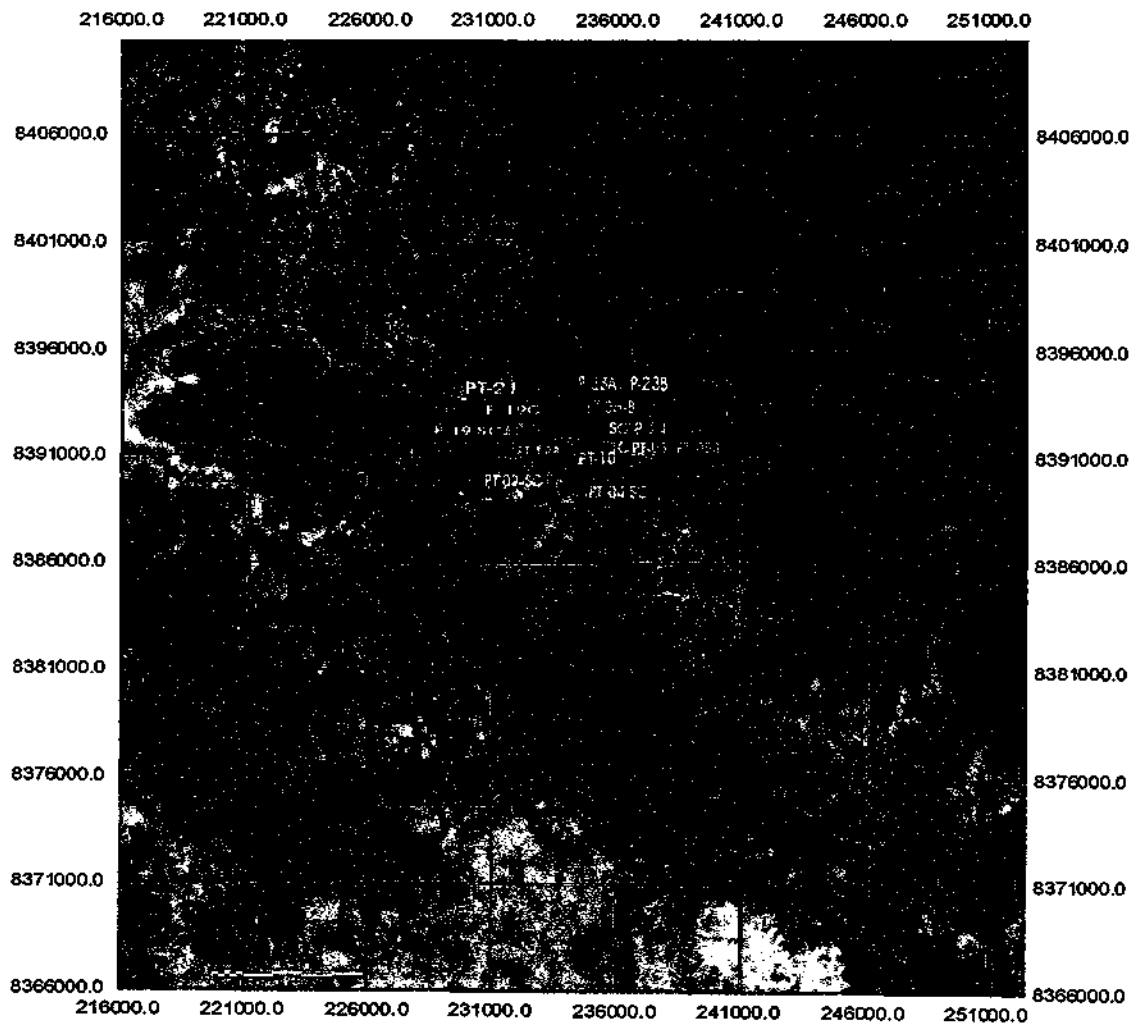
Os pontos dos litotipos amostrados em campo podem ser visualizados na (Foto 5.2).

A distribuição das unidades mapeadas em campo podem ser analisadas no mapa geológico (Figura 5.1).



Foto 5.1 Vista panorâmica da área de estudo. Ao fundo, exposição em blocos e matacões do Granito Santa Clara.

Foto 5.2 Mapa de pontos amostrados em campo



Convenções

- PT 02-SC ULTRAMILONITO
- SC P-24 GRANITO SANTA CLARA
- PT 06-B GRANITO SANTA CLARA
- PT 05-B GRANITO SANTA CLARA
- SC PT-05 GRANITO SANTA CLARA
- P-23 A GRANITO SANTA CLARA
- P-23B GRANITO SANTA CLARA
- ▲ P-19 B SVS ANFIBOLITO
- ▲ PT-21 SVS ANFIBOLITO
- P-19C INTRUSI LEUCOGABRO
- ▲ P-19 SC GNAISSE
- PTD4SC INTRUS LEUCOGABRO
- PT-10 INTRUS METAGABRO

Amostras lâminadas
e com geoquímica.



241000.0

in French easily?

Long shing B

$$s_f \sqrt{2} \quad \circ$$

shin-to do

SUS. Ign.

8398500.0

8396000.0

8393500.0

8391000.0

12/15

-8388500.0

CAPÍTULO 6

Petrografia

Os estudos petrográficos apresentados neste capítulo compreendem a descrição sistemática das propriedades estruturais / texturais e composicionais de diversos tipos litológicos presentes na área mapeada, bem como o tipo e a forma de ocorrência dos corpos geológicos correspondentes.

Os litotipos são descritos em ordem cronológica, ou seja, da unidade considerada mais antiga para a mais recente.

A nomenclatura adotada obedeceu aos princípios de classificação de rochas ígneas com bases nos critérios mineralógicos (modais) e texturais internacionalmente recomendados por (STRECKEISEN, 1976) para rochas graníticas. Cabe-se ressaltar que devido às dimensões dos fenocristais nos afloramentos, a contagem dos pontos foi tomada por estimativa visual, sendo realizadas com o Charriour, onde foi possível estabelecer equanimidade dos grãos.

6.1. Gnaiss

As rochas pertencentes à unidade gnáissica apresentam coloração rosada a tons de cinza escuro, granulação média, composição granodiorítica a tonalítica. Ocorrem justapostas às rochas da Sequência-Vulcanossedimentar, encaixantes do Granito Santa Clara. Apresentam bandamentos composicionais exibindo feições dobradas compostas por minerais máficos (biotita) orientados e níveis félsicos produzidos por minerais recrystalizados tais como: quartzo e feldspatos (Foto 6.1).

Ao microscópio mostram uma textura granolepidoblástica/ Porfiroclástica constituída por fenocristais de feldspato e quartzo com dimensões que variam de 0.5 a 1.5mm rotacionados em sentido sinistral e envolvidos por envolvidos por uma foliação metamórfica micácea constituída por biotita. Apresentam níveis félsicos quartzo-feldspáticos recrystalizados.

O quartzo ocorre fraturado, recristalizado com alguns grãos apresentando extinção ondulante característico de processos cataclásticos. Exibem na matriz formas anedrais heterogranular. Os porfiroclastos são constituídos por grãos anédricos de dimensões que variam de 0.5 a 1.5cm. Ocorrem geralmente fraturados.

O plagioclásio observado segundo método de Michel Levy foi definido como oligoclásio. Este apresenta uma forma subédrica a anédrica quando os grãos apresentam-se recristalizados em cristais de pequeno porte ou dispersos na matriz com dimensões de até 0.8mm.

A biotita exibe-se na forma de lamelas e finas palhetas orientadas, compondo o bandamento máfico da rocha. Seus constituintes apresentam-se na forma subédrica com dimensões próximas a 0.8mm.

O epidoto ocorre como produtos neo-formados. Estes apresentam-se na forma subédrica variando entre 0.2 a 0.5mm de eixo maior.

Os opacos ocorrem dispersos na matriz exibindo em suas bordas estágios de cloritização.

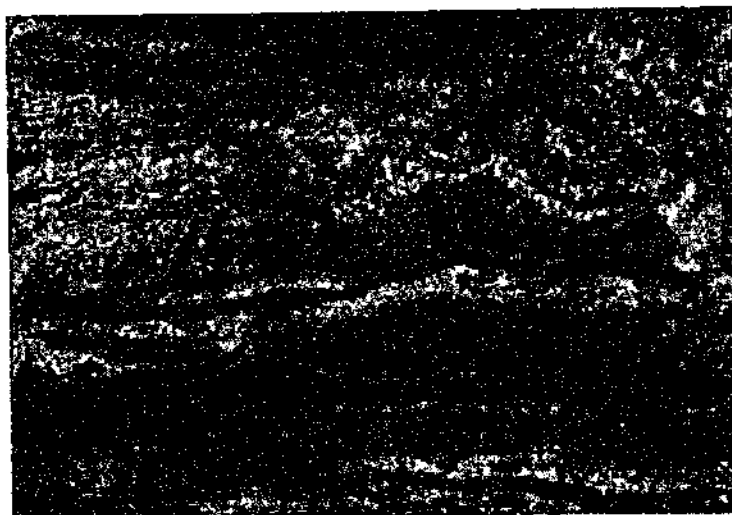


Foto 6.1 Gnaiss cinza escuro de granulação média, composição granodiorítica a tonalítica.

6.1.2 Ultramilonito

A rocha classificada como ultramilonito possui coloração marrom e tons mais escuros. Ocorrem em uma faixa próxima aos afloramentos do Granito Santa Clara e adjacentes às rochas gnáissicas. Mostram estrutura xistosa (foliação cataclástica).

BN
BN

Ao microscópio mostram uma textura equigranular orientada, constituída por grãos de feldspato alcalino, quartzo, muscovita e biotita distribuídas em finas palhetas (Foto 6.2).

Os feldspatos alcalinos são envolvidos por uma foliação milonítica micácea composta por biotitas e muscovitas, essa última ocorrendo em maior expressão. Os feldspatos são constituintes reliquias que variam de 0.5 a 0.8mm. Em algumas seções analisadas, pôde-se observar grãos rotacionados em um fluxo de caráter sinistral com processos de recristalização marginal (mortar texture).

A muscovita ocorre distribuída em palhetas com dimensões que variam de 0.2 a 3.0 cm, apresentando subédricas envolvendo as relíquias de feldspatos. A ocorrência acentuada de muscovita associadas a alguns grãos de biotita, sugerem um elevado estágio de recristalização de muscovita.

A biotita ocorre associada a grãos de quartzo recristalizados e muscovita. Exibem-se na forma subédrica variando de minúsculos cristais até grãos com 0.5mm.

Os feldspatos assim como o quartzo, mostram extinção ondulante, encurvamento de lamelas de geminação e estágios de fragmentação/recristalização característicos de processos cataclásticos.

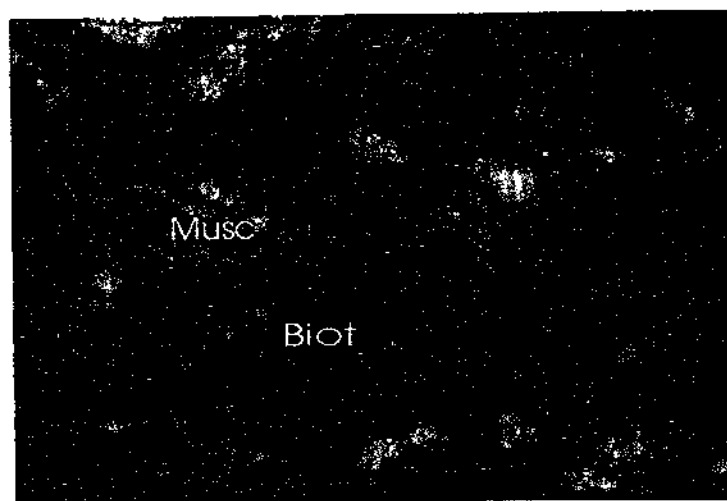


Foto 6.2 Ultramilonito. Em destaque foliação milonítica micácea composta por biotita e muscovita.

6.2. SVS e Intrusivas Associadas

6.2.1 Anfibolitos

on $\text{Hornblende} - ?$
 $\text{Plagioclase} - ?$

Os anfibolitos da SVS situam-se na base das serranias que afloram as rochas do Granito Santa Clara, justapostos em partes com rochas gnáissicas e recortadas por diques de natureza granítica (Foto 6.3).

Os anfibolitos apresentam uma granulação média, constituindo-se por anfibólio (hornblenda) englobados por cristais de plagioclásio e subordinadamente quartzo, ambos apresentando uma trama levemente orientada.

Ao microscópio, apresentam uma textura nematoblástica/poiquiloblástica impressa pela hornblenda com cristais que variam de 1,2 a 1,5cm. Ocorrem em maior parte na forma subédrica. Em algumas seções apresentam fenocristais com inclusões de quartzo e plagioclásio (Foto 6.4).

O plagioclásio segundo o método de Michel Levy foi identificado como oligoclásio. Exibem-se em pequenos cristais de dimensões que variam de 0.6 a 1.5cm.

O quartzo ocorre como cristais xenomórficos, com dimensões de até 0.9mm. Em algumas seções analisadas mostram estágios de recristalização.



Foto 6.3 Anfibolitos da Sequência-Vulcanossedimentar



Foto 6.4 Textura nematoblástica impressa pela hornblenda.
NP – 3X5

6.2.2 Cálcio-Silicatadas

As rochas cálcio-silicatadas mapeadas na área ocorrem justapostas a litotipos correspondentes à Sequência-Vulcanossedimentar distribuídos na região do Granito Santa Clara onde a topografia é menos acentuada. Apresentam uma granulação fina à média constituída por porfiroblastos de granada englobadas por cristais de hornblenda, quartzo e plagioclásio sódico. Sua coloração é esverdeada à tons mais escuros. Mostram bandamentos constituídos por concentrações de granadas e anfibólios (Foto 6.5).

As granadas ao microscópio, exibem uma forma anédrica arredondada com dimensões que variam de 0.5 a 1.5cm. Os grãos apresentam-se fraturados na maior parte das seções (Foto 6.6).

O anfíbolio foi identificado como sendo a hornblenda. Ocorrem quase sempre na forma anedral e orientados em prismas tabulares.

Segundo o método de determinação do teor da molécula anortita de Michel Levy o plagioclásio, foi identificado em algumas seções como sendo o oligoclásio. Estes mostram grãos alongados subédricos com evidências de alteração metassomática/hidrotermal. Ocorrem geralmente associados aos grãos de granada.

O quartzo é xenomórfico. Apresenta extinção ondulante com dimensões que variam de minúsculos cristais até grãos com 0.5mm.

O epidoto constatado em algumas seções é a zoisita/clinozoisita. Esta constitui-se de minúsculos cristais subédricos com dimensões que variam em alguns milímetros.

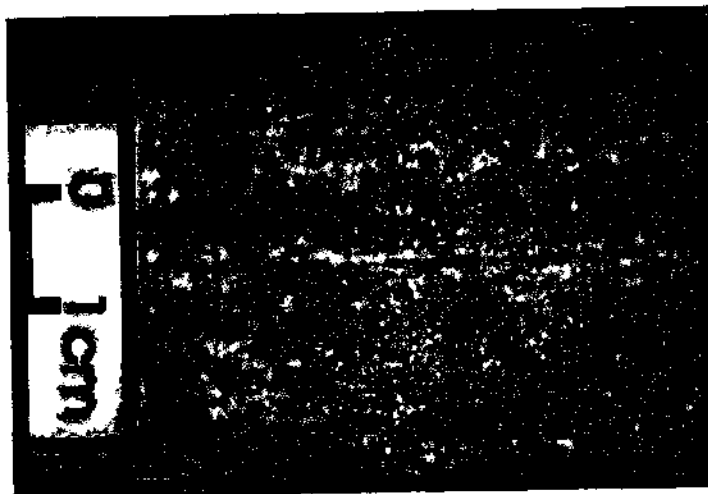


Foto 6.5 Cálcio - silicatada. Mostram bandamentos constituídos por concentrações de granada e anfibólio.



Foto 6.6 Bandamento constituído por granadas exibindo formas anédricas arredondadas.

6.2.3 Leucogabros

Os leucogabros apresentam uma estrutura maciça de coloração esbranquiçada impostas pelo plagioclásio com níveis máficos representados por anfibólios. Mostram uma granulação fina à média com grãos equidimensionais (Foto 6.7).

Ocorrem associadas a litotipos da Sequência Vulcanossedimentar distribuídas em faixas localizadas no entorno das serranias, próximas ao Granito Santa Clara.

O plagioclásio ocorre distribuído em maior parcela nas amostras analisadas. Apresentam extinção ondulante e encurvamento das lamelas. Alguns grãos mostram elevados estágios de recristalização. Seus constituintes variam de dimensões de 0.4 a 0.8mm.

Os anfibólios mostram em alguns grãos inclusões de quartzo caracterizando uma textura poiquilítica, tendo sido constatado a hornblenda distribuída na forma subédrica como prismas tabulares orientados. Constituem-se de grãos que variam de 0.5 a 1.5cm. Esses são envolvidas pelos cristais de plagioclásio e quartzo (Foto 6.8).

O quartzo ocorrem dispersos na forma xenomórfica, associados a grãos de plagioclásio e como inclusões nos anfibólios. Alguns grãos mostram extinção ondulante nas dimensões de 0.4 a 0.6mm.

O epidoto ocorre como produto neo-formado. Distribuem-se nas seções analisadas em minúsculos grãos euédricos a subédricos.

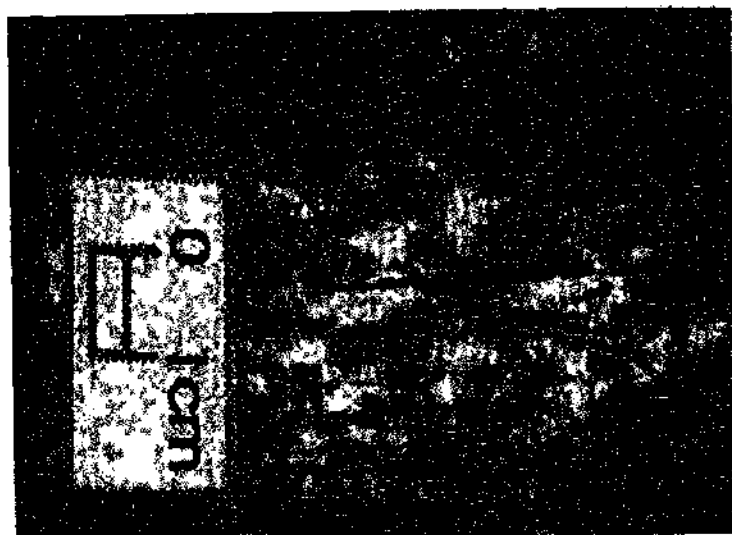


Foto 6.7 Leucogabro de granulação fina á média.



Foto 6.8 Leucogabro. Anfibólios mostram inclusões de quartzo caracterizando textura poiquilítica. NP 3X5

6.3 Granito Santa Clara

As rochas pertencentes ao Granito Santa Clara são leucocráticas e exibem coloração cinza a cinza-escuro. Ocorrem como duas fácies petrográficas distintas: uma fácies porfirítica com matriz grossa, denominada G1 mais abundante em termos de distribuição espacial (Foto 6.9) e outra fácies equigranular média designada G2 (Foto 6.10). Apófises mapeadas em campo, indicam um caráter mais jovem da fácies G2 em relação à primeira (Foto 6.11).

As seis amostras analisadas em lâminas delgadas referentes ao Granito Santa Clara, plotam-se no diagrama de Streckeisen (1976) no campo dos sienogranitos (Figura 6.1), coincidindo com o domínio dos granitos crustais da classificação proposta por Bowen *et al.* (1984), adaptada de Lameyre & Bowden (1982). De acordo com seus feldspatos alcalinos, essas rochas podem ser classificadas como granitóides *subsolvus* (Tuttle & Bowen, 1958), caracterizados por exibirem duas variedades, correspondentes à microclina peritítica e ao oligoclásio.

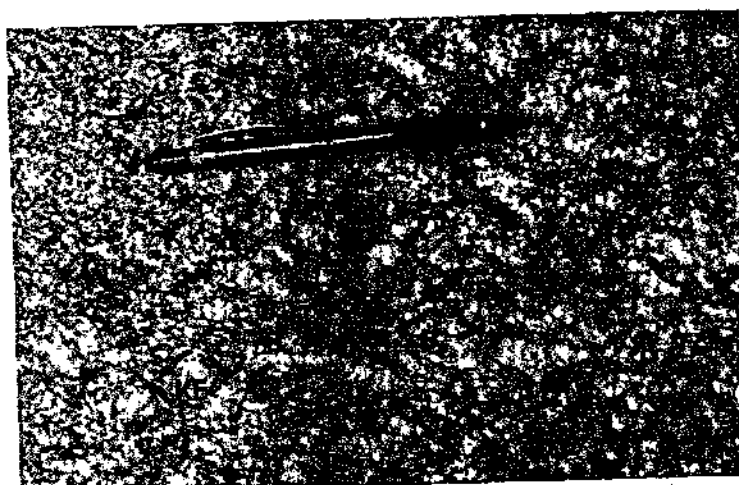


Foto 6.9 Fácies porfírica com matriz grossa. Exibem uma coloração cinza a cinza-escuro.

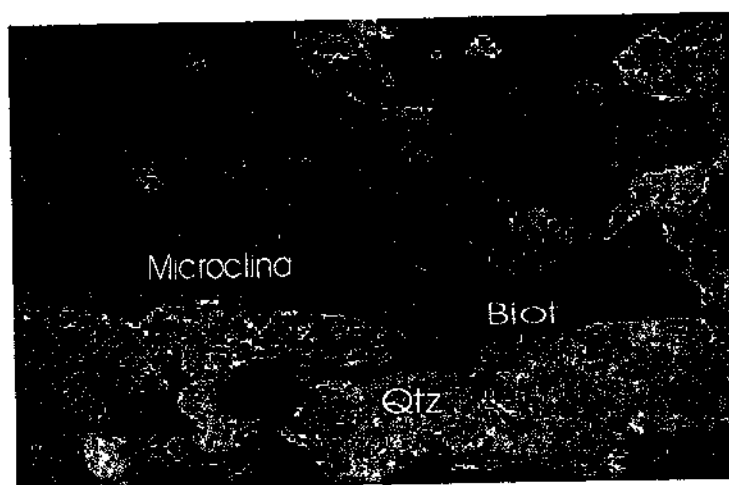


Foto 6.10 Fácies porfírica. Destaque porfiroclastos de microclina circundados por cristais de quartzo recristalizados.



Foto 6.11 Apófise indicando o caráter mais jovem da fácies equigranular média.

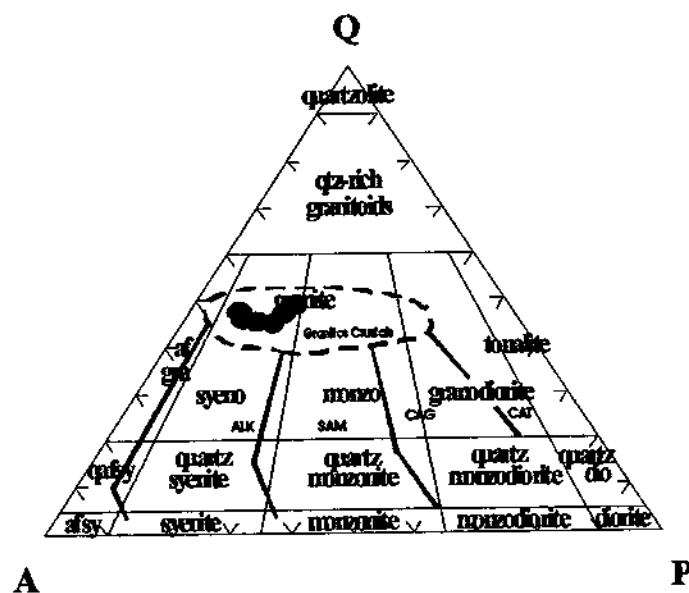


Figura 6.1 Distribuição das rochas do Granito Santa Clara no diagrama QAP de Streckeisen (1976) apresentando a proposta por Bowden *et al* (1984), adaptada de Lameyre & Bowden (1982), para séries de rochas graníticas. (CAT- série cálcio-alcálica tonalítica; CAG – série cálcio-alcálica granodiorítica; SAM- série subalcalina monzonítica; ALK – série aluminosa potássica; ANA – série alcalina sódica).

6.3.1 Fácies porfirítica

As rochas que consistem a fácies porfirítica exibem, ao microscópio, uma textura porfiroclástica constituída por feldspatos, quartzo e mica. A anisotropia é caracterizada pela orientação preferencial dos minerais placóides (micas) e pela deformação dos cristais de feldspato e quartzo.

Os feldspatos são representados em maior expressão pela microclina, apresentando fenocristais de 2 a 3cm, às vezes poiquilíticos, com inclusões de quartzo, plagioclásio e biotita. Ocorrem quase sempre envolvidos por minerais recrystalizados, exibindo-se sob formas subédricas características e geralmente fraturados.

Texturas *sub-solidus* de resfriamento no Granito Santa Clara são comuns, especialmente as texturas de exsolução representadas pelas pertitas (exsolução da albita em feldspato potássico), associadas às texturas de inversão onde ocorre a transformação de um polimorfo de alta temperatura em um de baixa, como exemplificado nessas rochas pela transformações polimórficas em K-feldspato (ortoclásio-microclina). Em alguns porfiroclastos ocorrem intercrescimento gráficos.

Em relação à inversão ortoclásio-microclina, pode-se afirmar que ela é de difícil comprovação. Ela é sugerida quando se observa cristais de microclina com pronunciada geminação em grade (albita+periclina) possivelmente produzida por inversão, podendo ser total ou parcial, sendo esta última freqüentemente observada em rochas deformadas. Salienta-se que em muitos casos, a cristalização de microclina pode ser direta, sem nenhum indício de transformação polimórfica.

Ocorre ainda texturas *sub-solidus* de "stress" nestas rochas, onde grãos de K-feldspato foram deformados, incluindo desenvolvimento de foliações e lineações por simples rotações desses e pelo alinhamento das lamelas de biotita, associadas à extinção ondulante do quartzo.

O quartzo é o mineral mais abundante em todas as lâminas analisadas. Ocorre como cristais xenomórficos de dimensões que variam de 0,8 a 1,0 mm. Alguns grãos apresentam extinção ondulante, estando recrystalizados nas bordas e distribuídos em fitas. Finamente recrystalizados, compõem a foliação que contorna os porfiroclastos.

O plagioclásio ocorre como pequenos cristais fraturados de dimensões que variam de 0,4. a 0,6 mm. Exibe-se na forma subédrica com grãos parcialmente limitados por faces, apresentando, às vezes, geminação albita. Segundo o método de determinação do teor da molécula anortita de Michel Levy, foi constatado em algumas seções o oligoclásio. Os porfiroclastos de

plagioclásio apresentam alterações para argilo-minerais e para sericita e epidoto (saussuritização).

O constituinte máfico é a biotita, que se exhibe em cristais alongados, imprimindo à rocha um caráter anisotrópico. Às vezes ocorre inclusa nos feldspatos. Finamente recristalizadas também podem compor a foliação que contorna os porfiroclastos. Micas brancas secundárias (muscovita e sericita) estão orientadas em finas lamelas subédricas, ou ocorrem associadas aos feldspatos.

O epidoto ocorre como mineral de alteração em grande parte das seções analisadas, geralmente associados aos grãos recristalizados de quartzo e feldspatos. Ocorre na matriz como minúsculos cristais ou como produto de saussuritização de plagioclásio. Possui também formas subédricas com birrefringência moderada (Foto 6.10).

O zircão é raro, mas foi notado em algumas seções, incolor apresentando relevo e birrefringência muito altos. Encontra-se em pequenos cristais na matriz e, às vezes, como inclusões na biotita onde desenvolve halos pleocróicos.

A titanita é outro mineral acessório observado. Ocorre em formas subédricas, com dimensões variando entre 0,3 e 0,5 mm, associado aos cristais de quartzo e biotita.

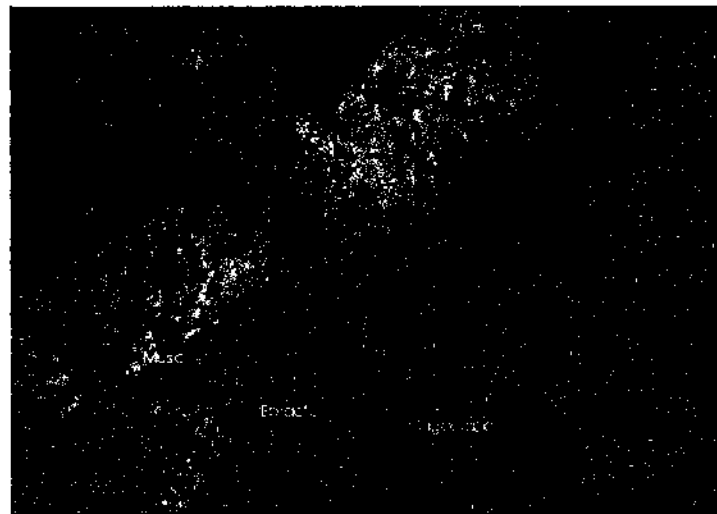


Foto 6.12 Epidoto como mineral de alteração.

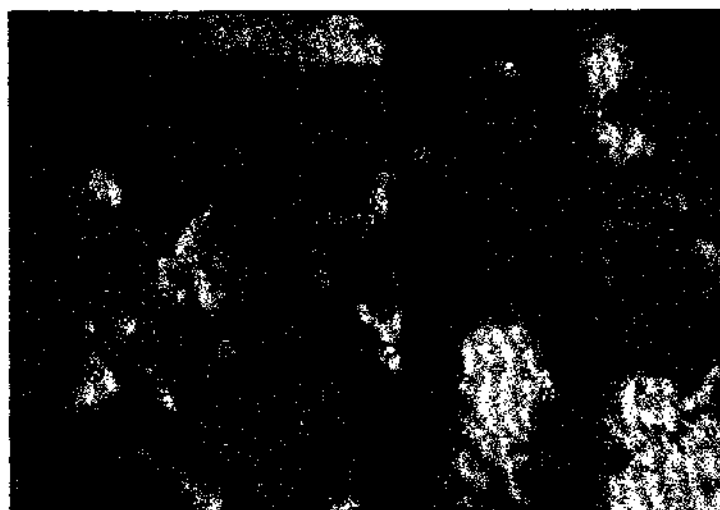


Foto 6.13 Titanita exibindo forma subédrica associadas a cristais de quartzo e biotita.

6.3.2 Fácies equigranular

Esta fácies consiste de litotipos que exibem textura equigranular média constituída essencialmente por quartzo, microclina, plagioclásio e biotita. O quartzo apresenta-se em minúsculos cristais até grãos de 0.5 mm, com indícios de recrystalização e apresentando formação de subgrãos levemente orientados. Sua forma é anédrica e exhibe, às vezes, forte extinção ondulante (Foto 6.14).

Os feldspatos alcalinos são caracterizados por texturas de exsolução (micropertitas em fios, filmes e grãos) e pela geminação Carlsbad, às vezes combinada com albita + periclina. Foi classificado como microclina, no entanto, em uma das rochas analisadas pôde-se notar um estágio de inversão ortoclásio-microclina. Exibem-se em cristais euédricos com dimensões que variam de 0.2 a 0.6 mm, às vezes fraturados. Intercrescimento gráfico também foi detectado em alguns grãos sugerindo cristalização em níveis não tão profundos.

O plagioclásio constitui também fase isolada, em minúsculos cristais anédricos até grãos com 0.5 mm, exibindo comumente geminação da albita. Foi caracterizado, pelo método Michel Levy, como oligoclásio. Apresenta-se em elevado estágio de saussuritização e sericitização.

A biotita ocorre em finas lamelas orientadas, associadas aos grãos recrystalizados de quartzo e feldspatos. Comumente apresenta-se subédrica a anédrica de dimensões que variam de 0.2 a 0.9 mm. A muscovita é secundária e está presente em finas lamelas, como produto de alteração do feldspato

alcalino, ocorrendo também dispersa em todas as seções analisadas. O epidoto é secundário, ocorrendo sempre como produto de alteração dos plagioclásios e estando geralmente associado ao quartzo e feldspato alcalino. Ocorre em finos grãos e também como cristais subédricos de até 0,2 mm. A titanita é acessório observado em algumas seções. Ocorre em formas subédricas, com dimensões variando entre 0,2 e 0,4 mm, comumente associado aos cristais de quartzo e biotita. O zircão foi notado em algumas seções, apresentando relevo e birrefringência muito altos. Encontra-se em pequenos cristais, às vezes como inclusões na biotita onde desenvolve halos pleocróicos.

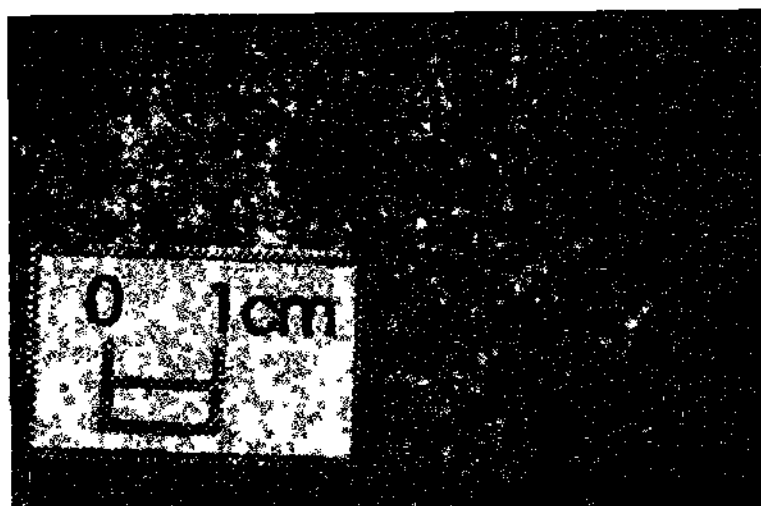


Foto 6.14 Fácies equigranular. Exibem uma textura equigranular média constituída essencialmente por quartzo, microclina, plagioclásio e biotita.

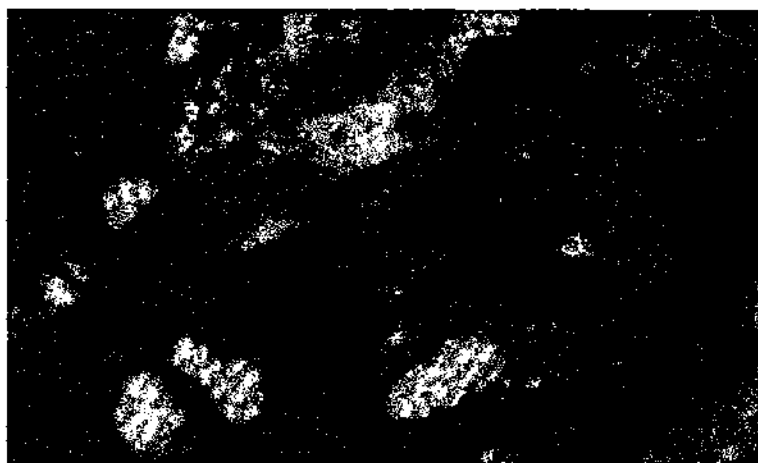


Foto 6.15 Fácies equigranular médio.

Capítulo 7

Deformação e Metamorfismo

A cronologia das fases de deformação proposta a seguir deve ser vista como uma idéia preliminar a ser necessariamente reexaminada por futuros estudos que enfoquem exclusivamente este assunto.

Esta preocupação se justifica dado às limitações inerentes à área mapeada, especialmente a escassez de boas exposições e a falta de informações sobre a geologia desse setor do Cráton Amazônico.

Os dados registrados que propiciaram a elaboração da correlação das estruturas e conseqüentemente a hierarquização das fases de deformação foram: superposição de foliações, padrões de superposição de dobramentos, orientação preferencial de elementos estruturais e vergência de dobramentos. Neste trabalho foram empregados o símbolo S_n , L_n para fazer referência respectivamente ao acamamento original e lineações observados nas supracrustais e D_1 e D_2 relacionadas as fases de dobramento/deformação.

7.1 As Fases de Deformação

As unidades aflorantes na área apresentam uma história deformacional com duas fases observadas com geração de texturas e estruturas próprias.

As duas fases (D_1 e D_2) caracterizam-se pelo desenvolvimento de estruturas tectônicas penetrativas sub-paralelas de ampla distribuição, orientadas preferencialmente segundo a direção $N45^\circ - 55^\circ W$.

7.1.2 - Fase (D_1)

Esta fase de deformação foi responsável pelo desenvolvimento de uma foliação penetrativa regional (S_n), caracterizada por um bandamento composicional diferenciado e/ou xistosidade, dependendo da rocha afetada. Nota-se em toda faixa estudada, discretas zonas de cisalhamento/milonitização

sinistral verificada nos gnaisses. Estruturas do tipo agmáticas indicam um início de migmatização nessas rochas (Figura 7.1).

Não foram reconhecidos dobramentos relacionados a essa fase.

7.1.3 Fase (D2)

Esta fase caracteriza-se pelo desenvolvimento de uma foliação penetrativa (Sn) imposta nas rochas intrusivas ácidas do granito Santa Clara.

Trata-se de uma foliação tectônica observada tanto na orientação preferencial dos porfiroclastos como no achatamento dos minerais placóides. Nota-se um início de formação de textura *augen* (ocelar) onde os porfiroclastos de feldspato potássico exibem formas arredondadas ou elípticas. (Figura 7.2).

Há uma marcada regularidade na orientação das estruturas geradas nas duas fases de deformação verificadas a seguir nos estereogramas.

As rochas do Granito Santa Clara apresentam dobras simétricas abertas indicando um eixo preferencial NW e baixo caimento, com planos axiais subverticais ou levemente mergulhantes, tal como mostra o estereograma das figuras VI.b e VI.d, o que indica uma inflexão em alto ângulo com vergência para NE com atitudes preferenciais de 45/70 a 50/78.

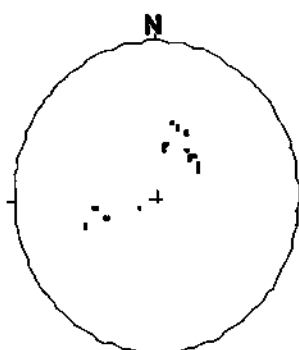
O estereograma para Sn da Sequência Vulcanossedimentar indica uma inflexão com vergência para NE com atitudes da ordem de 10/65 a 55/60 (figuras VI.b e VI.d).

Com base nas paragêneses apresentadas pelas rochas da SVS e intrusivas associadas, com epidoto + hornblenda + granada + oligoclásio presente nas rochas cálcio-silicatadas e ainda hornblenda + oligoclásio nos anfíbolitos considerados de origem magmática, pode-se estimar que o metamorfismo que afetou essas rochas é o de fácies anfíbolito com retrometamorfismo para a fácies epidoto-anfíbolito / xistos verdes.

As rochas gnáissicas e da Sequência Vulcano – Sedimentar e intrusivas associadas mostram dobras assimétricas fechadas, com eixos preferenciais NW de baixo caimento e planos axiais subverticais ou levemente mergulhantes como evidenciado pelos diagramas das figuras VI.a e VI.c.

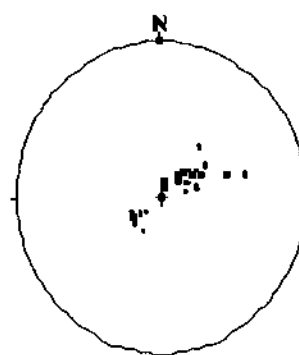
As lineações minerais verificadas no GSC e no gnaisse, indicam uma relação média de obliquidade com a foliação milonítica principal com atitudes médias de 320/10 - 328/12. (figuras VI.e / VI.f).

Conforme Ruiz et al (2002) o relacionamento complexo foliação milonítica X lineação de estiramento, o elevado mergulho de S_n e o caimento da L_n , indicam um regime transpressivo.



Sn - Sequência - Vulcão sedimentar

Figura VI a Diagrama Polar



Sn - Granito Santa Clara

Figura VI b Diagrama Polar

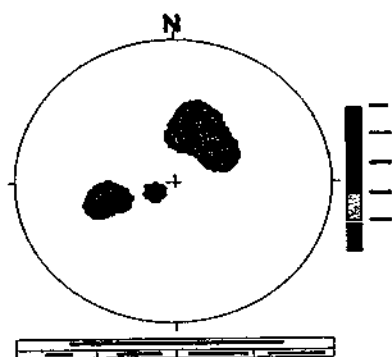


Figura VLc Diagrama de Contorno
Seqüência- Vulcanossedimentar

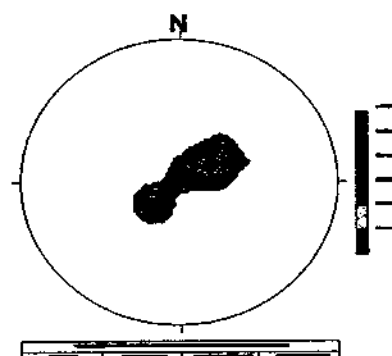


Figura VLd Diagrama de Contorno
Granito Santa Clara

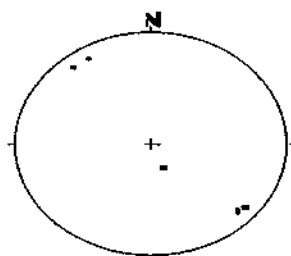


Figura VI.e Lineação Mineral
Granito Santa Clara

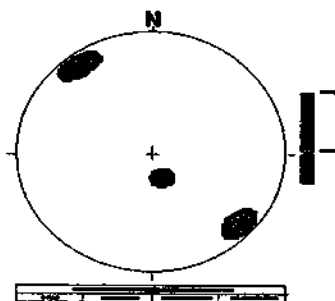


Figura VI. f Lineação Mineral
Granito Santa Clara



Figura 7.1 Discreta zona de cisalhamento sinistral (ZC) recorta o dique granítico.

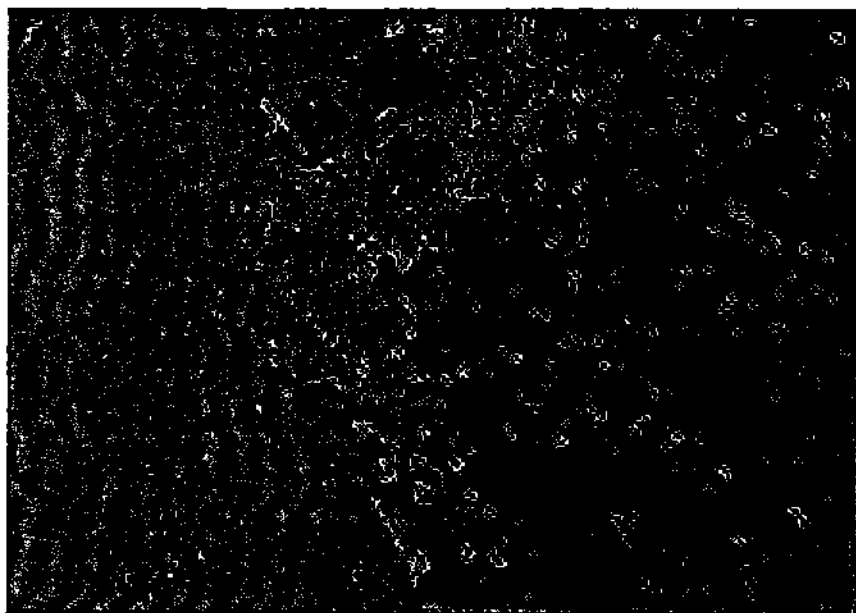


Figura 7.2 Deformação D2 imposta no granito Santa Clara observada na parte alterada do afloramento. (estiramento dos porfiroclastos de feldspato potássico)

Capítulo 8

Geoquímica

1 — Introdução

Estudos geoquímicos multielementares foram realizadas para 13 amostras da região de Conquista D' Oeste, localidade proximal onde afloram rochas do Granito Santa Clara e suas excaixantes.

As rochas selecionadas como as mais representativas da SVS e intrusivas associadas, constituem-se por anfibolitos (2 amostras) e leucogabros (3 amostras), respectivamente. As intrusivas ácidas constituem o Granito Santa Clara, perfazendo um total de seis (06) amostras. Ressalta-se que outras duas amostras foram coletadas no seu entorno, sendo um gnaiss de composição granodiorítica a tonalítica e uma amostra de ultramilonito. Foram adotados critérios petrográficos para a seleção prévia das amostras submetidas a análise química.

O tratamento geoquímico foi efetuado no laboratório da Universidade Estadual Paulista (UNESP) através de análises do tipo Fluorescência de Raios-X em Espectrômetro Sequencial Philips PW2400 por pastilhas prensadas e discos fundidos em meio borato, com limites de detecção apresentadas no anexo 1. A partir dos dados analíticos obtidos para os óxidos formadores dos elementos maiores, tais como: SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , P_2O_5 e ainda alguns elementos traços como Ba, Ce, Cr, Cu, La, Nb, Ni, Rb, Sr, Y e Zr.

O estudo do quimismo dessas rochas objetiva a sua classificação, a investigação das afinidades geoquímicas, da natureza do magmatismo e dos respectivos ambientes tectônicos.

2- Seqüência-Vulcanossedimentar e Intrusivas Associadas.

Das rochas pertencentes à SVS foram analisadas duas amostras de anfibolitos de granulação fina, provavelmente de origem extrusiva e três litotipos de granulação grossa, petrograficamente classificados como gabros, ambos metamorfizados na fácies anfibolito alto/granulito com retrometamorfismo para a fácies epidoto-anfibolito. Essas rochas não mostram evidências de alterações/transformações mineralógicas normalmente atribuídas à processos metassomático/hidrotermais.

Os dados analíticos brutos das rochas meta-ígneas intrusivas e extrusivas básicas são mostrados na tabela 8.1. Os resultados obtidos de K, Ti e mg# são recálculos efetuados pelo programa Newpet (Clarke, 1990-1992).

No diagrama de Hugles (1973) construído para as rochas básicas para discriminar rochas do espectro ígneo normal das afetadas por processos de espilitização e/ou potassificação (perda de sódio), não se verificam posições discrepantes à exceção das amostras PT-21 e P19-C que ocupam regiões limítrofes no campo dos espilitos, transicionando para o espectro ígneo normal (Figura 8.1).

As mesmas amostras plotadas no diagrama de Pearce (1982) construído com base nos elementos considerados geoquimicamente menos móveis, desenhado para distinguir composições de fusões basálticas magmáticas naturais daquelas sujeitas à processos de cristalização fracionada e outros, verificam-se valores discrepantes para as amostras PT-21 e PT-10, indicando que as mesmas foram afetadas por esses processos e/ou outro tipo de contaminação/alteração, não detectada nos trabalhos petrográficos (Figura 8.2).

No diagrama proposto por Irvine & Baragar (1971) da figura 8.3 os pontos que representam as rochas desse conjunto intrusivo coincidem com o domínio subalcalino enquanto que os litotipos vulcânicos plotam-se no campo alcalino, sendo que ambas associações de rochas configuram um padrão de diferenciação toleítico observado no diagrama AFM de Irvine & Baragar (1971) da figura 8.4. A amostra PT-10 apresenta-se como a mais primitiva do conjunto, dado este corroborado pelo mais elevado teor em mg# (Tabela 8.1).

O diagrama Ti *versus* Cr de Pearce (1975), mostra a íntegra das rochas da SVS no campo dos basaltos de fundo oceânico. Duas amostra da unidade das rochas intrusivas básicas apresentam características similares aos toleítos de baixo potássio. A amostra PT-10 (gabro) é plotada no campo dos basaltos de fundo oceânico (Figura 8.5).

De uma maneira geral, os espectros de elementos incompatíveis e compatíveis (Figura 8.7) efetuados para as rochas básicas intrusivas da área estudada mostram uma homogeneidade no seu conjunto sendo que o anfibolito apresenta forte anomalia negativa de La e leve anomalia negativa de Ti. Os gabros são marcados por anomalias negativas de Ti e positivas de La e Ba.

As anomalias negativas de Ti devem refletir a retirada de fases acessórias como: ilmenita, titanomagnetita, rutilo e titanita no magma. A anomalia negativa de La em rochas básicas extrusivas sugere a introdução desse elemento em granadas e clinopiroxênios ou em fases acessórias tais como: allanita, monazita, etc.

Segundo Figueiredo (1993), anomalias positivas de Ba nas rochas intrusivas podem indicar que este substituiu o K nos seguintes minerais: feldspato potássico, biotita e hornblenda, enquanto que o enriquecimento em La nessas rochas evidenciam o fracionamento dos HREE e enriquecimento dos LREE nos magmas, já que o clinopiroxênio fraciona-se apenas levemente nos REE.

Tabela 8.1 Tabela de elementos maiores/traços e minerais normativos para as rochas da Sequência-Vulcanossedimentar e intrusivas básicas associadas

SVS <i>of of</i>			Intrusivas Básicas <i>Lgb Lgb mgb</i>			
	P-19B	PT-21	P-19C	PT-04-SC	PT-10	
SiO ₂	47.88	48.69	68.26	69.88	49.13	
TiO ₂	0.97	2.52	0.58	0.26	3.23	
Al ₂ O ₃	15.08	16.66	15.85	14.90	16.61	
Fe ₂ O ₃	12.36	11.64	4.40	3.78	15.74	
MnO	0.16	0.16	0.05	0.08	0.26	
MgO	7.72	3.43	0.49	0.75	4.43	
CaO	10.85	10.61	5.45	6.38	9.47	
Na ₂ O	2.42	4.24	3.54	2.54	2.13	
K ₂ O	1.36	1.04	0.70	0.78	0.80	
P ₂ O ₅	0.34	0.68	0.16	0.20	0.64	
LOI	0.97	0.37	0.57	0.47	0.51	
Total	100.09	100.04	100.03	100.01	100.04	
Ba	388	165	151	370	162	
Rb	27	54	11	56	58	
Sr	446	127	602	35	98	
Nb	5	65	15	14	56	
Zr	58	38	192	27	45	
Y	25	13	35	7	14	
Cr	360	24	28	8	30	
Ni	77	14	7	13	19	
Cu	149	323	18	485	187	
La	2	56	32	22	55	
Ce	16	91	66	137	238	
K	11390	8662	5841	6504	6672	
Ti	5867	15157	3495	1566	3631	
Mg#	55.30	36.85	18.07	28.21	36.30	

Normas	P-19B	PT-21	P-19C	SC-04	PT-10
Q	0.20	0.00	33.30	38.74	12.25
Or	8.12	6.17	4.16	4.64	4.76
Ab	20.66	35.99	30.11	21.59	18.10
C	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Z	0.01	0.02	0.04	0.03	0.05
Hy	11.11	0.62	1.23	0.78	8.64
Hm	12.47	11.68	4.42	3.80	15.81
Il	0.31	0.33	0.10	0.17	0.55
Ru	0.00	0.00	0.27	0.00	0.00
Ap	0.81	1.62	0.38	0.48	1.52

Q – quartzo; Or- ortoclásio; Ab- albita; C- coridon; Z-zircão; Hy-hiperistênio; Hm-hematita; Il-ilmenita; Ru; rutilo; Ap- apatita

**P-19B ANFIBOLITO; P-19C LEUCOGABRO; PT-10 METAGABRO;
PT-21 ANFIBOLITO; PT 04 SC LEUCOGABRO.**

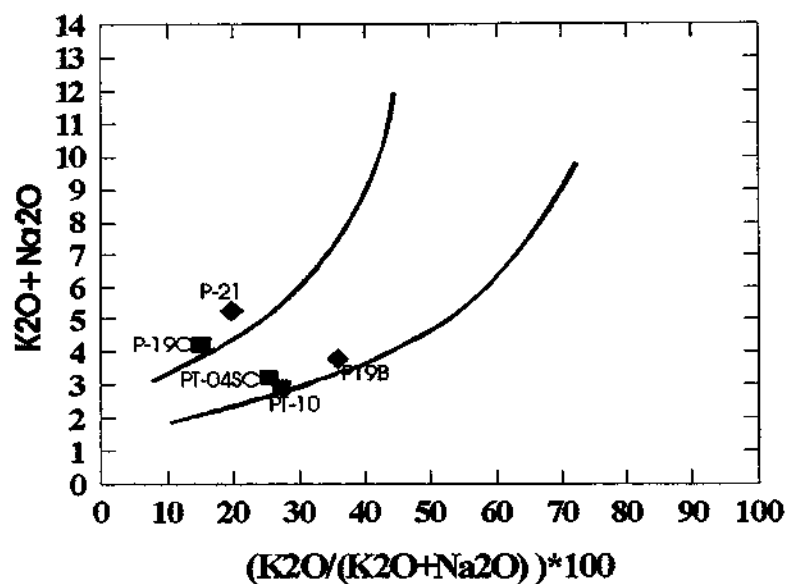


Figura 8.1 - Representação das rochas básicas e da SVS em relação ao “espectro ígneo”, segundo Hughes (1973). As rochas da SVS são representadas pelos losangos cheios enquanto que as intrusivas básicas são plotadas pelos quadrados cheios.

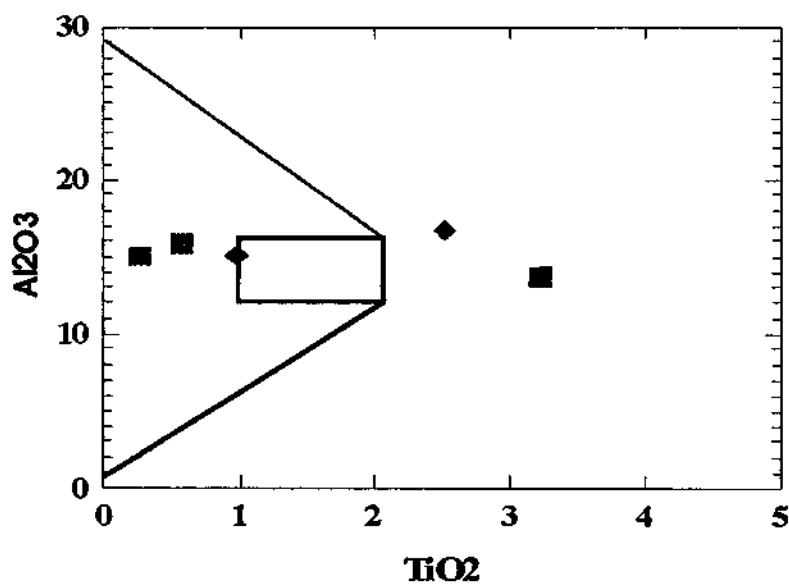


Figura 8.2 - Representação das rochas intrusivas básicas e da SVS em relação ao campo composicional (retângulo) das fusões basálticas (fanerozóicas) naturais, segundo Pearce (1982). Símbolos conforme (Figura 8.1).

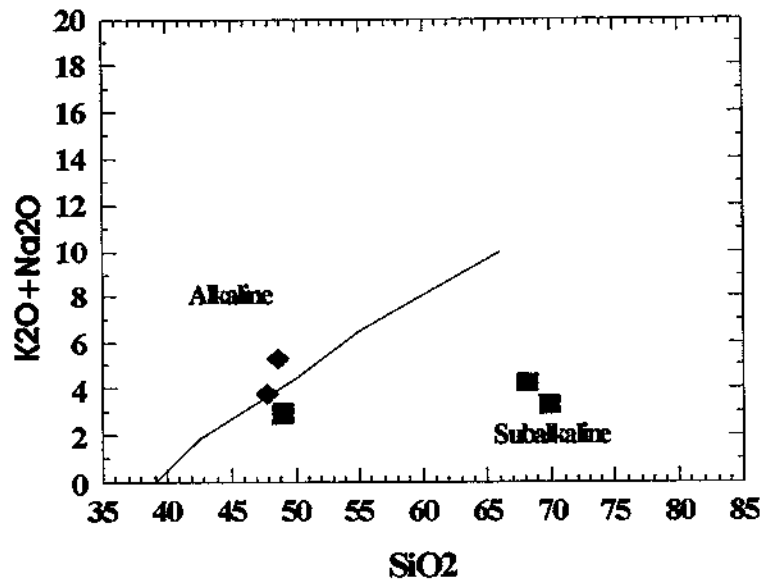


Figura 8.3 - Diagrama de Irvine & Baragar (1971) que confronta álcalis *versus* SiO_2 , observa-se uma distribuição dos gabros coincidente com o domínio subalcalino. Os pontos referentes a anfibólitos coincidem com o domínio alcalino. Símbolos conforme (Figura 8.1).

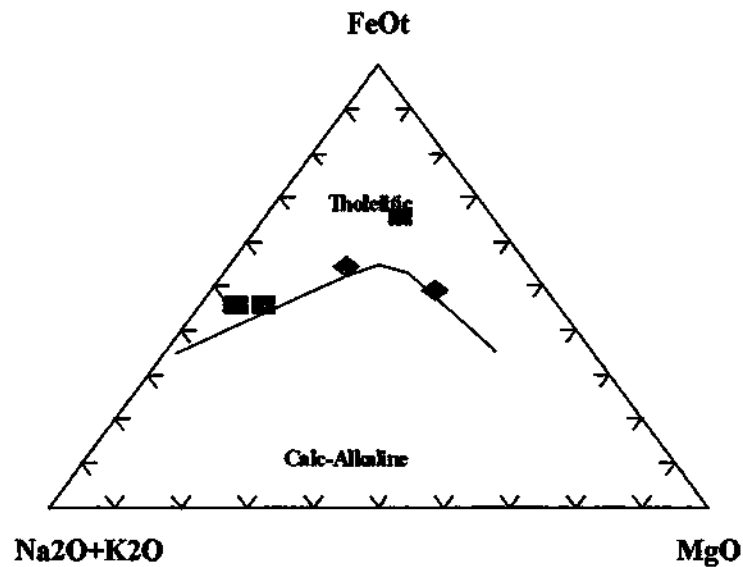
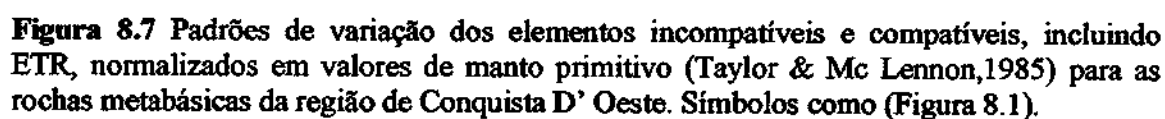
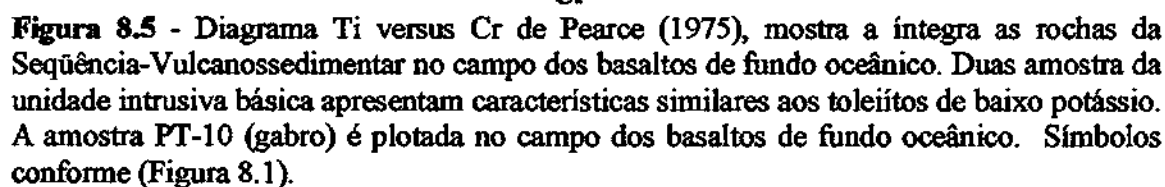


Figura 8.4 - Mostra o caráter toleítico das rochas básicas e da SVS, evidenciado no diagrama A ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) F (FeOt), M (MgO) de Irvine & Baragar (1971), no qual uma das amostras (PT-10) apresenta maior enriquecimento em FeOt em relação às demais.. Símbolos conforme (Figura 8.1).



3 - Rochas Gnáissicas e o Ultramilonito

Foi analisada apenas uma amostra selecionada como representativa dos gnaisses mapeados na área. A amostra do ultramilonito ocorre associada portanto foi tratada conjuntamente, apesar desta última apresentar características petrográficas/deformacionais distintas da primeira, ambas encontram-se associadas no terreno, não apresentando definições claras quanto ao seu interrelacionamento. Os dados analíticos brutos da rocha gnáissica e do ultramilonito são mostrados na tabela 8.2; bem como os dados de K, Ti e mg# são recalculados pelo programa Newpet (Clarke, 1990 – 1992).

No diagrama de Winchester & Floyd (1977) da figura 8.8 ambas as rochas apresentam composição granodiorítica transicionando para monzogranítica, fato que pode ser melhor observado no diagrama de Debon & Le Fort (1983) figura 8.9, onde o gnaisse posiciona-se como granodiorito e o ultramilonito classifica-se como monzogranito.

O caráter peraluminoso do ultramilonito é destacado no diagrama de Debon & Le Fort (1983) figura 8.10, enquanto que o gnaisse mostra um comportamento metaluminoso. Da mesma forma o ambiente de formação é divergente para os dois litotipos como verificado no diagrama de Pearce *et al* (1984) no qual o ultramilonito apresenta características de rochas de ambiente de cordilheira oceânica enquanto que o gnaisse plota-se no campo dos granitos de arco vulcânico (Figura 8.11).

Os variogramas estendidos de elementos incompatíveis e compatíveis incluindo os ETR normalizados pelo condrito (Sun & Mc Donough, 1989) elaborado para o gnaisse e o ultramilonito, mostra uma certa homogeneidade composicional para ambos. Observa-se na figura 8.12 que o ultramilonito apresenta similaridade geoquímica aos padrões apresentados pelo Granito Santa Clara, com anomalias negativas em Sr e Ti, refletindo o fracionamento em feldspato potássico e minerais acessórios como a titanita e/ou rutilo, respectivamente.

Tabela 8.2 Tabela de elementos maiores, traços e minerais normativos para o gnaiss e o ultramilonito

	PT02-SC	PT19-SC
SiO ₂	69.04	66.40
TiO ₂	0.50	0.60
Al ₂ O ₃	13.93	15.59
Fe ₂ O ₃	4.95	4.96
MnO	0.07	0.12
MgO	2.35	0.73
CaO	0.57	4.90
Na ₂ O	1.73	3.11
K ₂ O	4.02	3.12
P ₂ O ₅	0.07	0.15
LOI	2.79	0.33
Total	100.02	100.01
Ba	606	1629
Rb	126	70
Sr	33	84
Nb	129	23
Zr	106	44
Y	18	13
Cr	10	11
Ni	116	57
Cu	78	342
La	116	40
Ce	587	179
K	34322	25983
Ti	3083	3609
Mg#	48.46	22.57

Normas	PT 02 -SC	P-19 SC
Q	39.96	26.43
Or	24.60	18.58
Ab	15.05	26.48
C	5.95	0.00
Z	0.12	0.04
Hy	6.02	1.36
Hm	5.09	4.99
Il	0.15	0.25
Ru	0.43	0.00
Ap	0.18	0.36

OBS: Amostra PT SC02 ultramilonito ; PT 19 SC gnaiss

Q – quartzo; Or- ortoclásio; Ab- albita; C- coridon; Z-zircão; Hy-hyperstênio; Hm-hematita; Il-ilmenita; Ru; rutilo; Ap- apatita

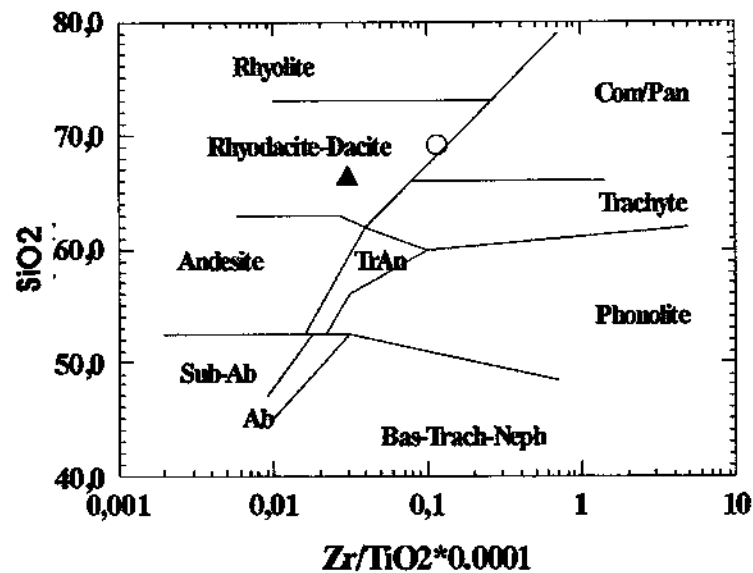


Figura 8.8 – Distribuição dos pontos representativos do gnaiss e ultramilonito estudados no diagrama de Winchester & Floyd (1977). O gnaiss está representado como triângulo cheio enquanto que o ultramilonito plota-se como círculo aberto.

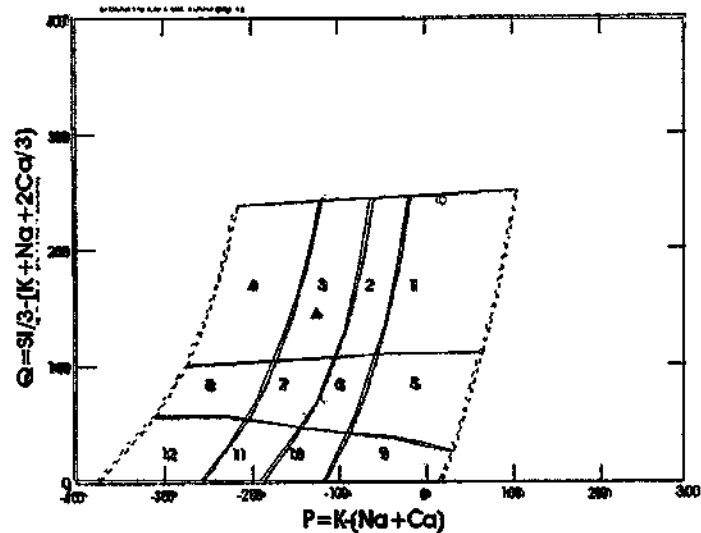


Figura 8.9 No diagrama de Debon & Le Fort (1983) o gnaiss posiciona-se como granodiorito e o ultramilonito classifica-se como monzogranito. Símbolos conforme (Figura 8.8).

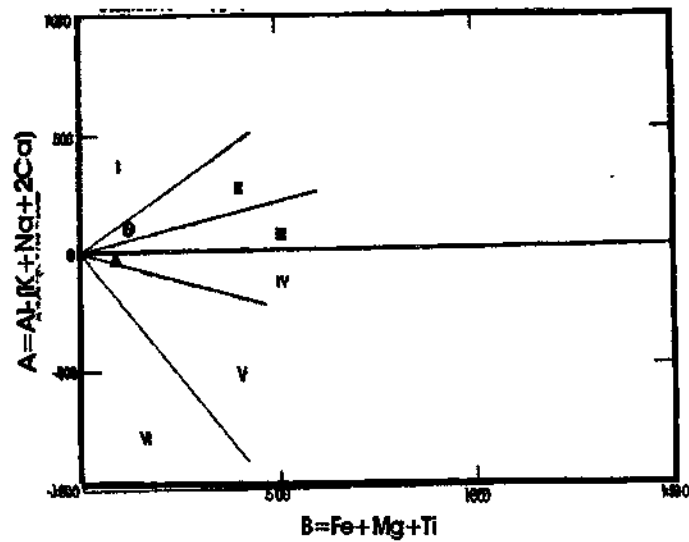


Figura 8.10 O caráter peraluminoso do ultramilonito é destacado no diagrama de Debon & Le Fort (1983) enquanto que o gnaiss mostra o comportamento metaluminoso. Símbolos conforme figura 8.8

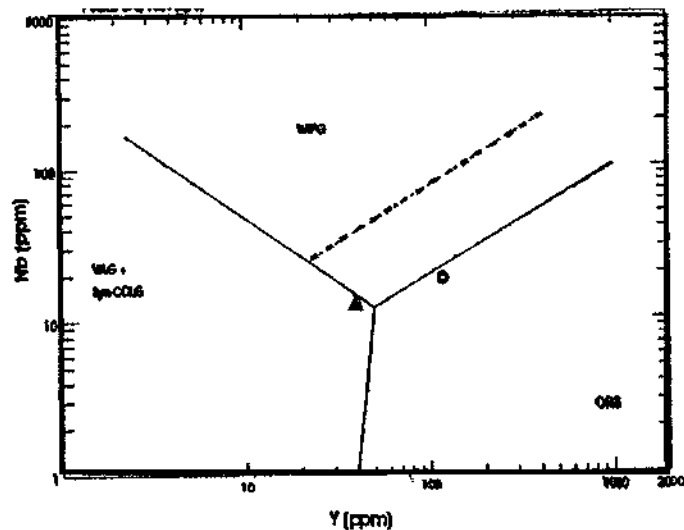


Figura 8.11 No diagrama de Pearce et al 1984 o ultramilonito apresenta características de rochas de ambiente de cordilheira oceânica enquanto que o gnaiss plota-se no campo dos granitos de arco vulcânico. Símbolos conforme (Figura 8.8).

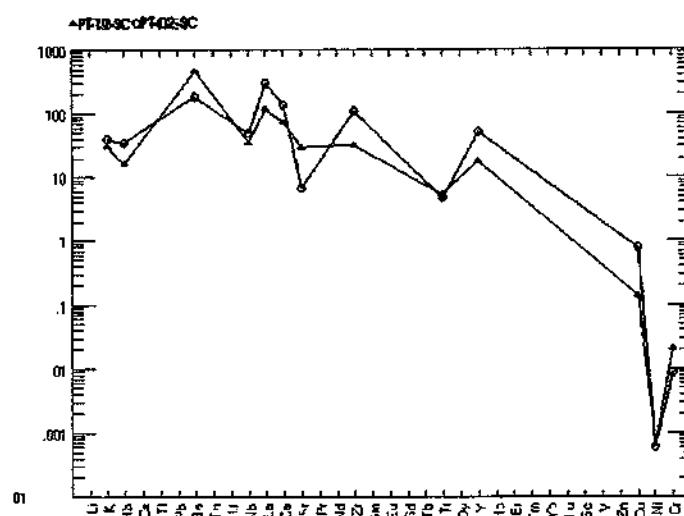


Figura 8.12 Padrões de variação dos elementos incompatíveis e compatíveis, incluindo ETR, normatizados em valores de condrito (Sun & Mc Donough, 1989) para a rocha gnáissica e o ultramilonito da região de Nova Lacerda. Símbolos conforme (Figura 8.8).

4 - Granito Santa Clara

4.1 Elementos Maiores e Traços

Foram selecionadas 06 amostras de rochas pertencentes ao GSC, representativas do magmatismo em estudo. Os dados analíticos brutos podem ser observados na tabela 8.3 ressaltando-se que os dados de K, Ti e mg# são recálculos efetuados pelo programa Newpet (Clarke, 1990-1992).

Em relação aos dados propriamente ditos, nota-se que os valores de $\text{Fe}_2\text{O}_{(\text{total})}$ estão ligeiramente empobrecidos nesse componente enquanto que os de Na_2O estão levemente enriquecidos em relação ao espectro das rochas graníticas normais.

Os diagramas de Harker construídos para as rochas do Granito Santa Clara mostram tendências coerentes para a maioria dos elementos maiores, exceto para Fe_2O_3 e MgO , nos quais as tendências não estão perfeitamente delineadas. O decréscimo dos teores de CaO , Fe_2O_3 , MgO , TiO_2 , e P_2O_5 com o avanço da diferenciação, está relacionado com a retirada de minerais máficos primários do magma como biotita, magnetita, apatita e titanita, enquanto que aquele observado para CaO , Na_2O , e Al_2O_3 pode relacionar-se com o fracionamento de plagioclásio e/ou a um possível metassomatismo potássico concomitante com a deformação pós-cristalização.

Nos diagramas de Harker efetuados para estes últimos elementos e para o Al_2O_3 , a distribuição dos pontos sugere uma correlação negativa a exceção do K_2O consubstanciando dessa forma uma tendência normal de diferenciação para as rochas do Granito Santa Clara (Figura 8.13). A exceção a essa regra configura-se pela correlação negativa do Na_2O relativamente à SiO_2 o que contraria essa tendência. Infere-se nesse caso, uma possível perda de Na_2O (potassificação) nos estágios de deformação pós-cristalização para essas rochas.

A observação dos diagramas binários para elementos traços analisados tais como Ba, Sr, Rb, Nb, e Zr sugerem distribuições semelhantes entre si e correlações negativas com a sílica. A retirada de Ba e Zr na cristalização do magma com o avanço do processo de diferenciação, sugere a formação da biotita e zircão respectivamente enquanto que o comportamento do Sr deve refletir o fracionamento de plagioclásio, corroborado pela diminuição de CaO com a evolução do processo de diferenciação (Figura 8.14).

Quando se aplica o índice de diferenciação de Thornton & Tuttle (1960), fundamentado na assertiva de que na cristalização fracionada de um magma,

os constituintes do “Sistema Petrogenético Residual” concentram-se no magma residual, e que a soma dos minerais normativos Qz, Or, Ab, Ne, Le e Ks forneceria teoricamente os valores do índice de diferenciação (ID). Desta forma as rochas muito deprimidas em minerais ferromagnesianos possuiriam ID=100 enquanto que nos peridotitos esses valores teriam ID=0. O cálculo de ID para as rochas do Granito Santa Clara obteve variações de 78,48 (PT-06B) para os termos menos evoluídos e de 84,95 para os litotipos mais evoluídos, dados corroborados pelo mg# observado na tabela 8.3.

No diagrama de Cox *et al* (1979), as rochas do Granito Santa Clara plotam-se no campo dos sienogranitos. As amostras PT-06-B e PT-23-A posicionam-se no campo dos quartzo-monzonitos (Figura 8.15).

No diagrama de R1-R2 de Batchelor & Bowden (1985) verificam-se que os pontos representados das amostras do Granito Santa Clara agrupam-se no campo dos produtos magmáticos formados em regime tardi-orogênico (Figura 8.16).

A natureza subalcalina das rochas do Granito Santa Clara é evidenciado no diagrama proposto por Irvine & Baragar (1971) (Figura 8.17).

As rochas do Granito Santa Clara foram investigadas no diagrama de Maniar & Picolli (1989), baseados nos índices de Shand (Metaluminoso A/CNK>1,0 e A/CNK<1,0; Peralcalino A/NK<1,0; Peraluminoso A/CNK>1,0. Este diagrama evidencia o caráter peraluminoso do conjunto ressaltando-se que a biotita é o constituinte máfico mais abundante. Foge a esse domínio a amostra (SC PT-05) que pela proximidade com o grupo pode ser característico de erro analítico, devido à mesma não ser portadora de outros minerais ferromagnesianos tais como: anfibólio e titanita (Figura 8.18).

O caráter potássico da população é ilustrado no diagrama K₂O versus SiO₂ de Pecirillo & Taylor (1975) figura 8.19. Os pontos concentram-se no campo da série shoshonítica.

No diagrama AFM de Irvine & Baragar (1971) da figura 8.20 observa-se que a concentração dos pontos das rochas graníticas evoluem em direção ao vértice dos álcalis, coincidindo com o domínio cálcio-alcalino característico de associação muito evoluída.

Para o estudo tectônico do Granito Santa Clara destaca-se o diagrama proposto por Pearce *et al* (1984) figura 8.21 que utiliza elementos traços Rb *versus* (Y+Nb) como parâmetros. Os pontos representativos destas rochas situam-se no campo definido para granitóides intra-placa (WPG).

O spider-diagrama estendido, compreende os elementos incompatíveis e compatíveis, incluindo os ETR elaborados para as rochas do Granito Santa Clara normalizado pelo condrito (Sun & Mc Donough, 1989), mostra anomalia negativa em Sr e Ti que pode ser explicado pelo fracionamento do

feldspato potássico e a retirada de minerais acessórios do magma tais como titanita e rutilo (Figura 8.22).

Tabela 8.3 Tabela de elementos maiores/traços e dados normativos para as rochas do Granito Santa Clara

	P-23A	P-23B	PT05-B	PT06-B	SCP-24	SCPT-05
SiO ₂	63.97	67.25	65.65	63.27	67.23	65.85
TiO ₂	0.59	0.61	0.56	0.60	0.48	0.65
Al ₂ O ₃	17.82	16.16	17.12	18.35	16.03	16.99
Fe ₂ O ₃	4.19	3.18	3.60	4.06	3.79	3.26
MnO	0.05	0.06	0.07	0.06	0.05	0.06
MgO	0.90	0.64	0.52	0.99	0.50	0.47
CaO	2.54	2.16	2.35	2.67	1.91	2.75
Na ₂ O	4.88	3.75	4.00	4.86	3.96	4.16
K ₂ O	4.03	5.18	5.30	4.02	5.21	5.04
P ₂ O ₅	0.23	0.27	0.17	0.19	0.30	0.19
LOI	0.84	0.78	0.71	0.97	0.57	0.57
Total	100.04	100.03	100.05	100.04	100.02	99.99
Ba	820	780	866	678	561	829
Rb	190	191	162	94	302	162
Sr	168	154	10	24	15	38
Nb	17	21	8	11	6	1
Zr	559	649	92	26	170	58
Y	57	101	18	23	15	21
Cr	27	27	3	6	6	5
Ni	8	6	205	208	204	177
Cu	10	17	165	181	138	180
La	138	153	69	61	57	63
Ce	247	327	352	536	604	281
K	33724	43322	44269	33684	8662	42083
Ti	3556	3684	3379	3631	15157	2894
Mg #	29.84	28.50	22.24	32.56	20.71	22.21

Normas	P-23A	P-23B	PT-05B	PT-06B	SCP-24	SCPT-05
Q	13.96	20.77	16.71	12.91	20.22	16.24
Or	24.08	30.92	31.61	24.06	31.04	30.03
Ab	41.62	31.96	34.07	41.51	33.69	35.40
C	1.28	1.02	0.85	1.54	1.06	0.05
Z	0.11	0.13	0.07	0.11	0.12	0.06
Hy	2.26	1.61	1.30	2.44	1.25	1.18
Hm	4.22	3.20	3.62	4.0	3.81	3.28
Il	0.11	0.13	0.15	0.13	0.11	0.12
Ru	0.54	0.55	0.48	0.54	0.43	0.59
Ap	0.56	0.65	0.41	0.56	0.72	0.46

Q – quartzo; Or- ortoclásio; Ab- albita; C- coridon; Z-zircão; Hy-hiperistênio; Hm-hematita; Il-ilmenita; Ru; rutilo; Ap- apatita

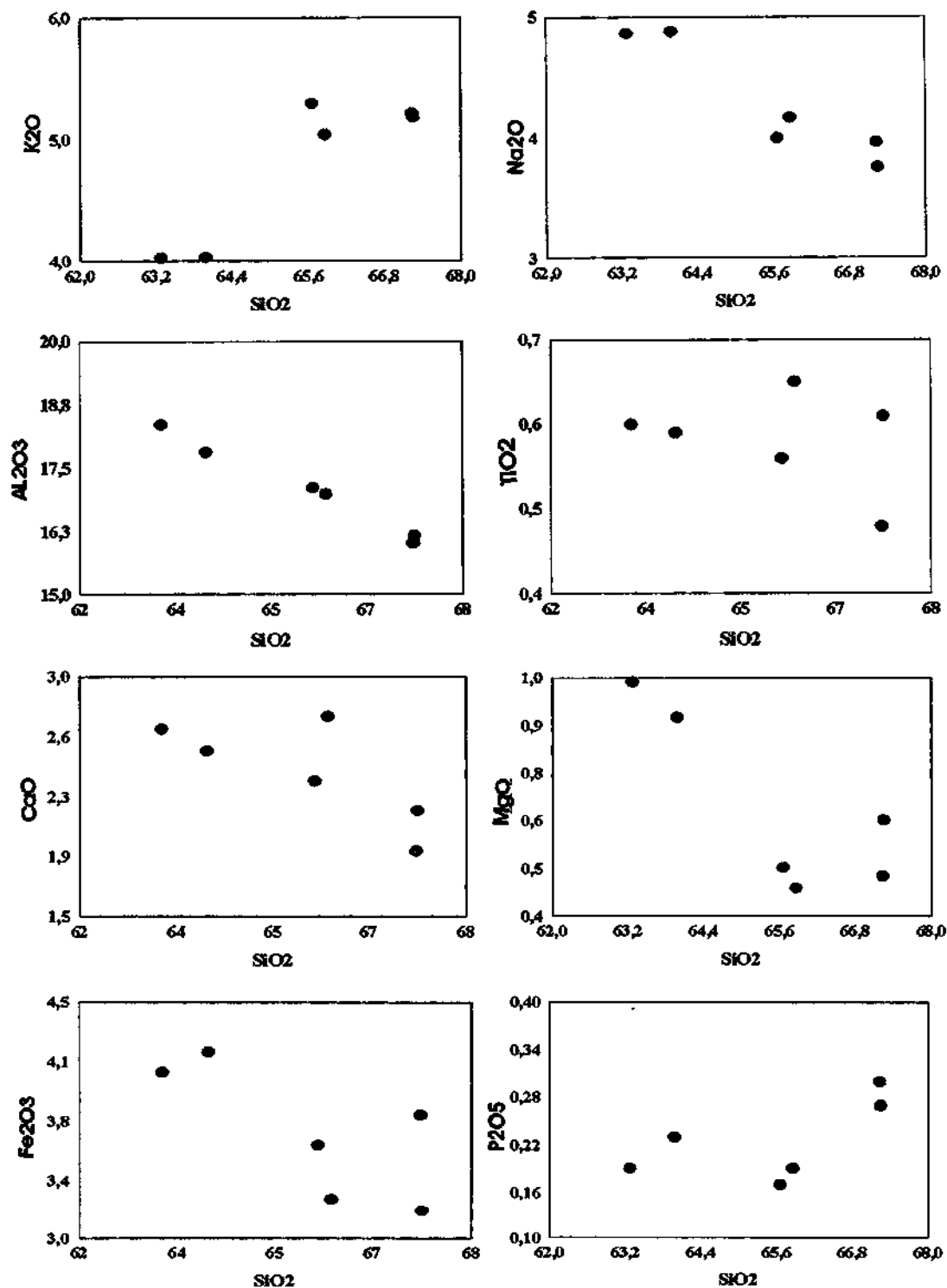


Figura 8.13 Diagrama de Harker de elementos maiores para as rochas do Granito Santa Clara

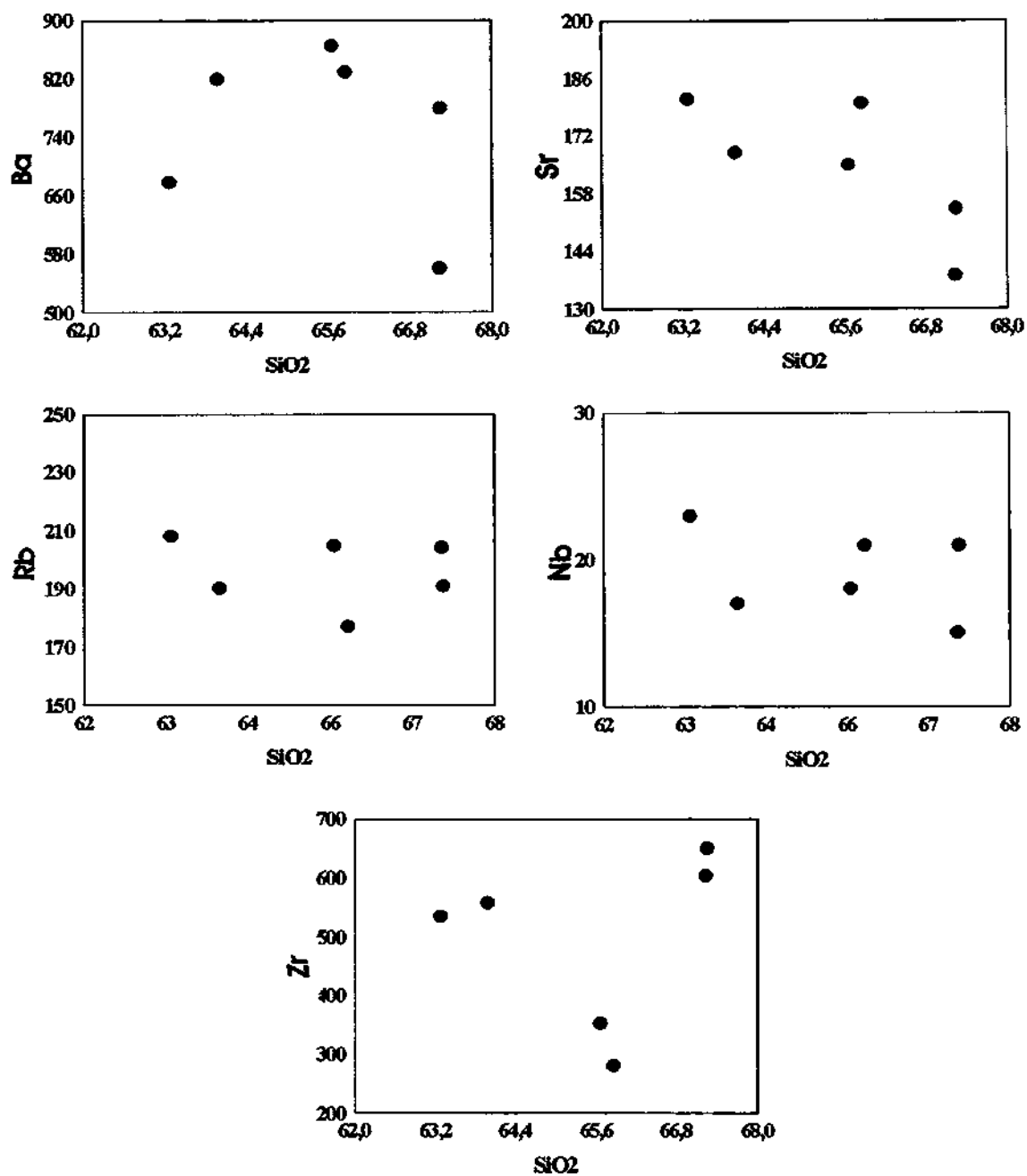


Figura 8.14 Diagrama de Harker para elementos traços (em ppm) versus sílica (% em peso) para as rochas do Granito Santa Clara.

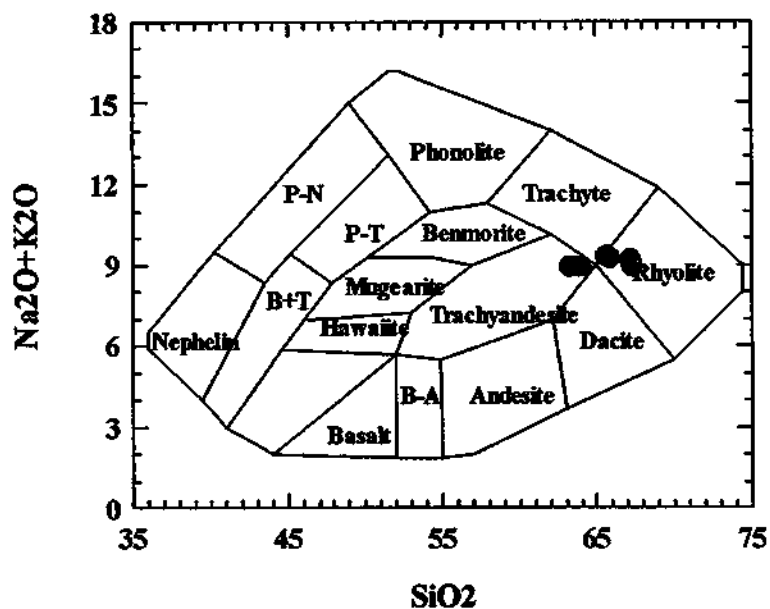


Figura 8.15 Distribuição das rochas do Granito Santa Clara no diagrama de Cox *et al* (1979).

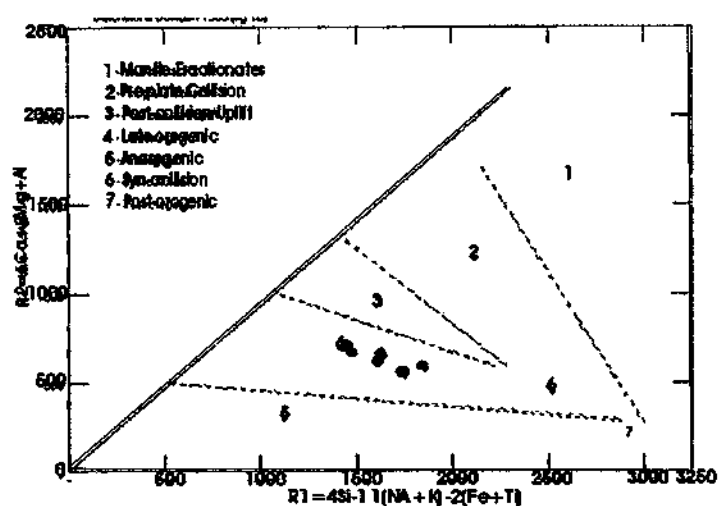


Figura 8.16 Diagrama R1-R2 de Batchelor & Bowden (1985) para as rochas do Granito Santa Clara. A maioria das amostras posiciona-se no campo das rochas tardi-tectônicas

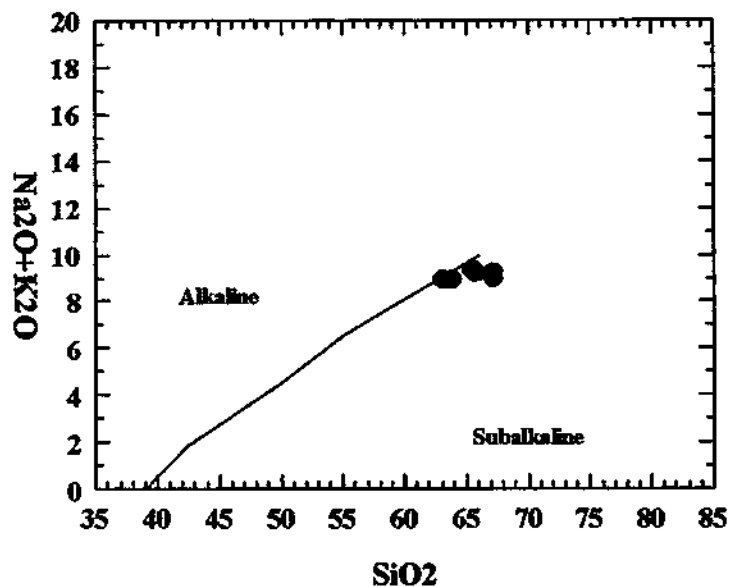


Figura 8.17 No diagrama de Irvine & Baragar (1971) de álcalis versus SiO_2 observa-se uma distribuição dos pontos do Granito Santa Clara coincidente com o domínio subalcalino.

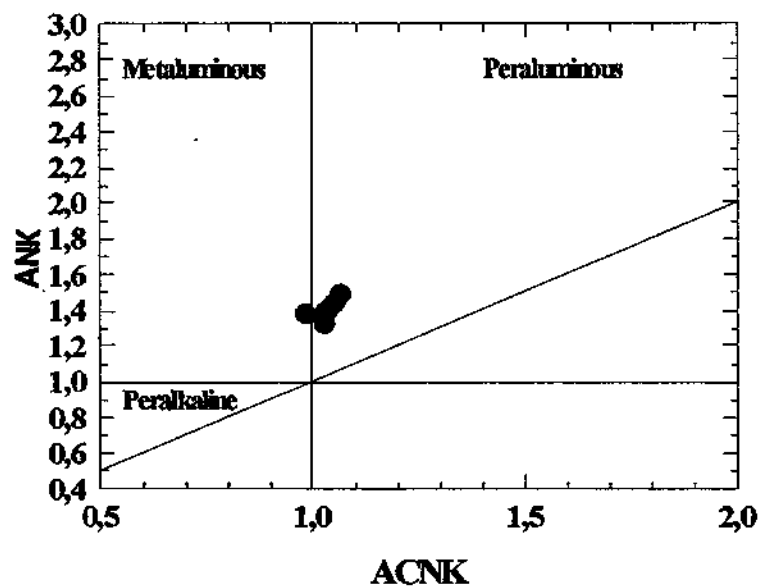


Figura 8.18 Diagrama de A/CNK de Maniar & Piccoli (1989), para as rochas do Granito Santa Clara., mostram características peraluminosas.

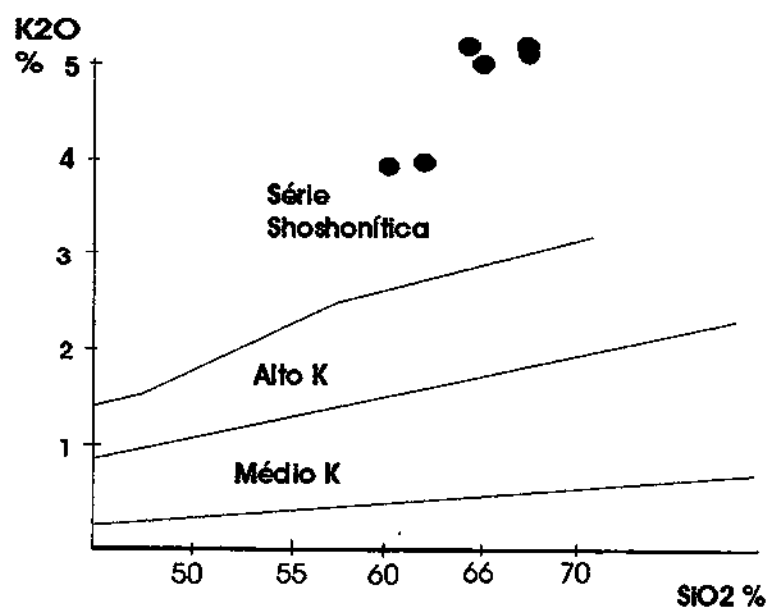


Figura 8.19 O caráter shoshonítico ilustrado no diagrama K_2O versus SiO_2 de Pecerillo & Taylor (1976) ressalta a afinidade potássica do conjunto.

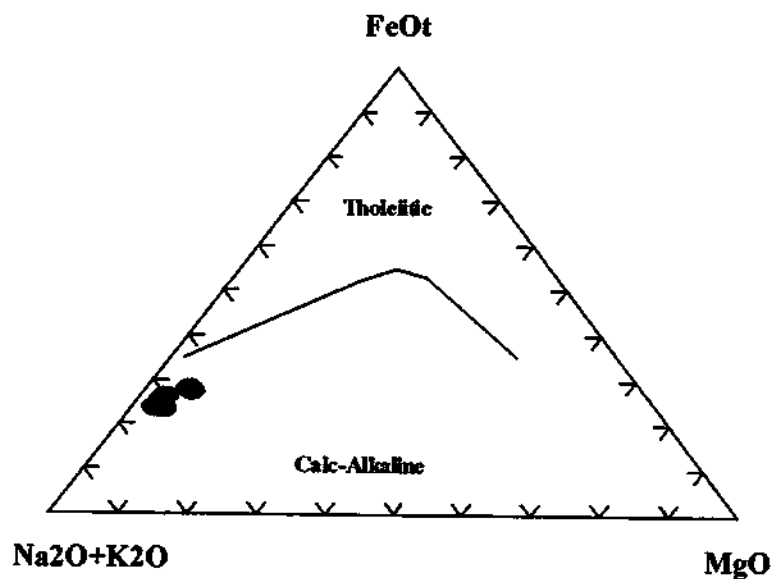


Figura 8.20 Distribuição das rochas do Granito Santa Clara no diagrama AFM de Irvine & Baragar (1971). O conjunto coincide com o domínio cálcio-alcálico.

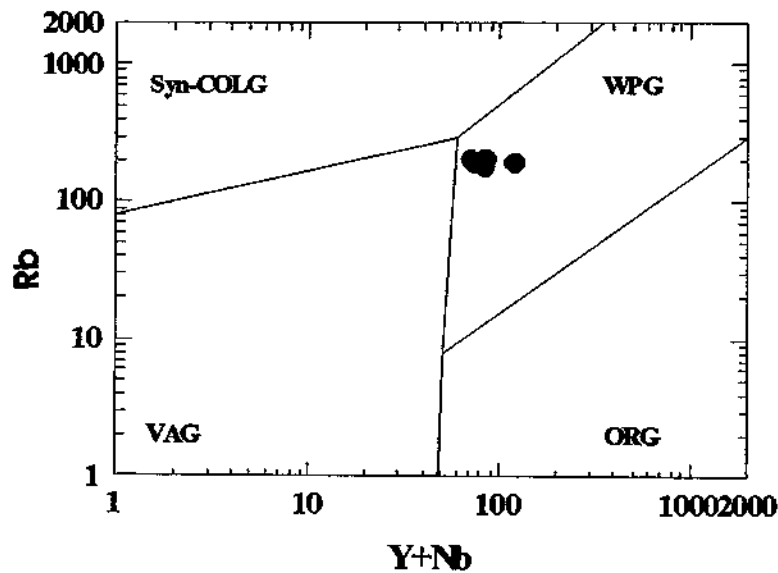


Figura 8.21 Distribuição das rochas da do Granito Santa Clara no diagrama de Rb versus Y+Nb proposto por Pearce et al. (1984). A totalidade das amostras plota-se no campo dos granitos intra- placa.

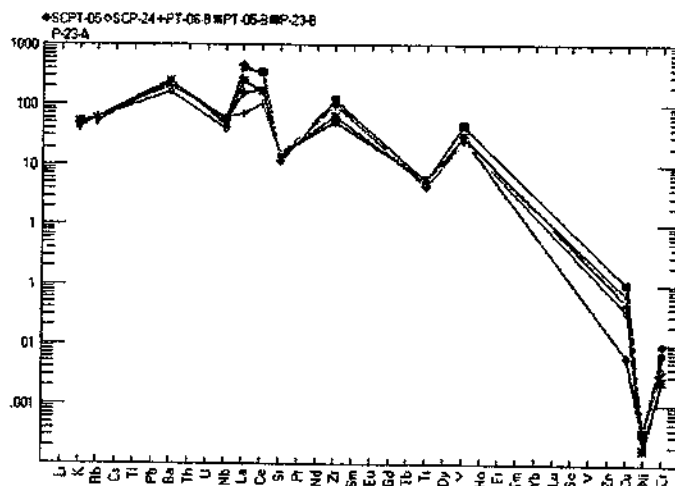


Figura 8.22 Spider-diagrama estendido, compreendendo os elementos incompatíveis e compatíveis, incluindo os ETR para as rochas do Granito Santa Clara normalizado pelo condrito (Sun Mc Donough, 1989) apresenta anomalia negativa em Ti que pode ser explicado pelo fracionamento do esfero (Tabela 8.3).

CAPÍTULO 9

Considerações Finais e Conclusões

O mapeamento geológico desenvolvido na região de Nova Lacerda-MT possibilitou a identificação de 3 unidades distintas. A primeira refere-se ao embasamento metamórfico, representado por rochas gnáissicas. A segunda constituída por rochas da Sequência-Vulcanossedimentar, que consiste de anfibolitos e rochas cálcio-silicatadas e intrusivas básicas representadas por meta-gabros. A terceira unidade é de caráter intrusivo ácido correspondendo ao Granito Santa Clara descrito pela primeira vez neste trabalho. ??
Leandro

A Sequência metavulcanossedimentar descrita neste trabalho foi correlacionada à Sequência Quatro Meninas do Terreno Jaurú, com base nos critérios de campo, petrográficos e geoquímicos, e também em razão da continuidade física e do estado de deformação destas rochas, admitindo-se para elas, condições polimetamórficas.

Na área estudada ocorre uma associação de rochas gábricas de origem intrusiva onde os litotipos mais abundantes em termos de distribuição espacial são os mais diferenciados como os gabros e leucogabros. Ambas as associações de rochas vulcânicas e plutônicas, respectivamente, apresentam evolução/diferenciação toleítica.

As paragêneses encontradas, tais como: epidoto + hornblenda + granada + oligoclásio nas rochas cálcio-silicatadas e hornblenda + oligoclásio nos anfibolitos, permitiram estimar que o grau metamórfico alcançado pelas rochas da Sequência Vulcanossedimentar e intrusivas associadas corresponde à fácies anfibolito alto/granulito com retrometamorfismo para a fácies epidoto-anfibolito/xistos verdes. ?

Estudos geoquímicos das rochas da Sequência-Vulcanossedimentar mostram tendências subalcalinas para os gabros, alcalinas para os anfibolitos e padrões toleíticos para ambas as unidades. Quanto ao ambiente tectônico, as rochas gábricas posicionam-se no campo dos toleítos de baixo potássio, excetuando-se uma amostra desta unidade que coincide com o campo dos basaltos de fundo oceânico, juntamente com as extrusivas básicas.

Os spider-diagramas indicam homogeneidade no conjunto. As anomalias negativas de Ti e La nas rochas básicas extrusivas devem refletir a

retirada de fases acessórias como: ilmenita, titanomagnetita, rutilo e titanita. As anomalias negativas de La sugerem a introdução desse elemento em granadas e clinopiroxênios ou em fases acessórias tais como: allanita e monazita. As anomalias positivas de Ba podem indicar que este substituiu o K nos seguintes minerais: feldspato alcalino, biotita e hornblenda enquanto que o enriquecimento em La evidencia o fracionamento de HREE.

O gnaiss e o ultramilonito coincidem no diagrama de Winchester & Floyd (1977) com composições granodioríticas. O caráter peraluminoso do ultramilonito é destacado no diagrama de Debon & Le Fort (1983), enquanto que o gnaiss mostra um comportamento metaluminoso. Os dois apresentam ambientes de formação divergentes. O gnaiss corresponde a granitos de arco vulcânico, enquanto que o ultramilonito à rochas de cordilheira oceânica. O ultramilonito apresenta certa similaridade geoquímica com o Granito Santa Clara, apresentando anomalias negativas de Sr e Ti, refletindo o fracionamento de plagioclásio e minerais acessórios, respectivamente.

Balizados por contados tectônicos a oeste pelos gnaisses do Complexo Metamórfico Alto Guaporé justaposto às rochas da Sequência Vulcanossedimentar e a leste pela cobertura de Plataforma Cretácica do Grupo Parecis ocorre o Granito Santa Clara, denominado pela primeira vez neste trabalho em função da proximidade do assentamento agrícola do município de Conquista D' Oeste, homônimo.

Duas fácies petrográficas foram distinguidas no Granito Santa Clara. Uma porfirítica com matriz grossa, mais abundante em termos de distribuição espacial e outra equigranular média, inferida como mais jovem. Ambas exibem coloração cinza a cinza-escuro e são constituídas por quartzo, microclina, plagioclásio e biotita. Foram classificadas como granitóides *subsolvus* (Tuttle & Bowen, 1958), caracterizados por exibirem duas variedades de feldspato, correspondentes à microclina peritítica e ao oligoclásio.

De acordo com a composição modal, essas rochas foram discriminadas como biotita sienogranitos, coincidindo com o domínio dos granitos crustais proposto por Bowden *et al.* (1984). Enquanto que, quimicamente, no diagrama proposto por Cox *et al.* (1979) que considera total de álcalis *versus* sílica, classificam-se como sienogranitos a quartzo-monzonitos. São rochas peraluminosas que posicionam-se em diagramas de ambiente tectônico como produtos magmáticos formados em regime tardi-orogênico de natureza subalcalina de alto potássio (shoshoníticos).

Sugere-se influência metassomática nesse corpo face a dimensão de porfiroclastos de feldspato alcalino distribuídos ao longo dos afloramentos e também o enriquecimento pronunciado em K₂O.

Os decréscimos dos teores de CaO , Fe_2O_3 , MgO , TiO_2 e P_2O_5 com o avanço da diferenciação estaria relacionado a retirada de minerais máficos primários do magma como biotita, magnetita, apatita e titanita, enquanto que aquele observado para CaO , Na_2O e Al_2O_3 pode se relacionar com o fracionamento do plagioclásio. Ocorre ainda processos de potassificação sugeridos a partir da perda de Na_2O nos estágios de pós-cristalização. A retirada de Ba e Zr com o avanço da diferenciação sugere a formação da biotita e do zircão, respectivamente, enquanto o comportamento do Sr deve refletir o fracionamento do plagioclásio.

De uma maneira geral, as rochas mapeadas na área proximal ao município de Conquista d'Oeste apresentam uma história deformacional com duas fases com geração de texturas próprias. A fase D1 foi responsável pelo desenvolvimento de uma foliação penetrativa regional e a fase D2 caracterizada pelo desenvolvimento de uma foliação penetrativa imposta às rochas intrusivas ácidas do Granito Santa Clara.

CAPÍTULO 10

Referências Bibliográficas

- ALMEIDA, F.F. M.; - 1964 - *Geologia do Centro-Oeste Matogrossense*. DGM/DNPM. Bol. 241. Rio de Janeiro. 36 p.
- AMARAL, G. - 1974 - *Geologia Pré-Cambriana da Região Amazônica*. São Paulo IG-USP. Tese de Livre Docência. 212 p. (inédito).
- BARROS, A.M.; SILVA, R.H.; CARDOSO, O.R.F.A.; FREIRE, F. A.; SOUZA JÚNIOR, J. J.; RIVETTI, M.; LUZ, D. S.; PALMEIRA, R.C. & TASSINARI, C.C.G. - 1982 - Geologia. In: Brasil MME/SG. Projeto RADAMBRASIL. *Folha SD-21 Cuiabá*. Rio de Janeiro. (Levantamento de Recursos Naturais). 26: 25-192.
- BATCHELOR, R.A. & BOWDEN, P. - 1985 - *Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters*. Chem. Geol. 48: 43-55.
- BOWDEN, P.; BATCHELOR, R.A.; CHAPPELL, B.W.; DIDIER, J. & LAMEYRE, J. - 1984 - *Petrological, geochemical and source criteria for the classification of granitic rocks: a discussion*. Physics of the Earth and Planetary Interiors, 35: 1-11.
- CARNEIRO, M.A. - 1985 - *Contribuição à Geologia da Região de São José dos Quatro Marcos - MT*. São Paulo. IG-USP. Dissertação de Mestrado, 156 p. (Inédito).
- CARNEIRO, M.A. - 1989 - *Petrography and Geochronology of Amphibolitic rocks in the São José dos Quatro Marcos Area, southwestern Mato Grosso, Brasil*. Bol. IG-USP, Série Cient. 20: 47-56.
- COX, K.G.; BELL, J.D. & PANKHURST, R.J. - 1979 - *The interpretation of Igneous Rocks*. George Allen & Unwin. London, 450p.
- CHAYES, F. - 1949 - *A simple counter for thin section analysis*. Am. Min., 134: 1-11.
- CLARKE, D. - 1990/1992 - *Newpet.Version 7.0*. Memorial University of Newfoundland. Department of Earth Sciences. Centre for Earth Resources

- Research. Copyright Microsoft Corporation.
- CORDANI, U.G. - 1981 - *Evolución Tectónica de la Corteza Continental de Sudamérica y su importância en la caracterización de Provincias Uraníferas*. In: Uranium Deposits in Latin América. Geology and Exploration. Tech. Lett. Atom. En. Agency. Viena. p. 3-23.
- CORDANI, U.G. & BRITO NEVES, B.B. de; - 1982 - *The evolution of South America during the Archean and Early Proterozoic*. In: Intern. Symp. Arch. and Early Proterozoic - Geologic Evolution and Metallogenesis. Salvador BA. Rev. Bras. Geoc. 12: 78-88.
- CORDANI, U.G.; TASSINARI, C.C.G.; TEIXEIRA, W.; BASEI, M.A.S.; KAWASHITA, K. - 1979 - *Evolução Tectônica da Amazônia com base nos dados Geocronológicos*. In: CONGR. GEOL. CHILENO 2. Arica. Chile. Acta. 4: 137-143.
- CUNHA, J. da; - 1943 - *Cobre do Jaurú e Lagoas Alcalinas do Pantanal (Mato Grosso)*. LPM/DNPM. (Bol. 6). Rio de Janeiro. 44 p.
- DEBON, F. & LE FORT, P. - 1983 - *A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations*. Transactions of the Royal Soc. of Edinburgh Earth Sci. 73: 135-149
- FIGUEIREDO, A.J.; BARROS, A.M.; EULÁLIO FILHO, A.; RODRIGUES, A. P.; BARRETO, B. F.; COUTO, J. G. P.; REICHL, J. L.; COSTA, S. A. G.; REZENDE FILHO, S.T.; PASTORE JÚNIOR, W. P.; BERT, C.O.; OLIVATTI, O.; ARAÚJO, A.G.; TRIGUIS, J.A.; MELO, J. C. R.; - 1974 - *Projeto Alto Guaporé*. Goiânia. DNPM/CPRM. Vol. 2 e 11 (Relatório 2323). Inédito.
- FIGUEIREDO, M.C.H. -1993 - *Geoquímica de Sequências Vulcano-Sedimentares* Apostila IG-USP. São Paulo, 48p. Inédito.
- GERALDES, M.C.- 1996 - *Estudos geoquímicos e isotópicos das mineralizações auríferas da região de Pontes e Lacerda MT*. Dissertação de Mestrado. UNICAMP. Campinas, 104p.
- GERALDES, M.C. - 2000 - *Geocronologia e geoquímica do plutonismo mesoproterozóico do SW do Estado de Mato Grosso (SW) do Cráton Amazônico*. Tese de Doutorado. USP - São Paulo. 193p.
- HUGHES, C.J. - 1973 - *Spilites, keratophyres, and the igneous spectrum*. Geol. Mag. 109 (6), 513-527.

- IRVINE, T.N. & BARAGAR, W.R.A. - 1971 - *A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks*. Canadian Journal of Earth Sci. 8: 523-548.
- KÖPPEN, W. - 1948 - *Climatologia; con un estudio de los climas de la tierra*. Vs. De Pedro R. Hendrichs. Mexico. Fondo de Cultura Económica, 478p.
- LAMEYRE, J. & BOWDEN, P. - 1982 - *Plutonic rock types series: discrimination of various granitoid series and related rocks*. Journal Volcan. Geoth. Res. 14: 169-186.
- LASA- ENGENHARIA E PROSPECÇÕES S.A. - 1968 - *Levantamento foto-geológico e geoquímico do Centro-Oeste de Mato Grosso, vale do rio Jaurú e adjacências*. Rio de Janeiro. DNPM. 77p. (Relatório do Arquivo Técnico da DGM, 153).
- LITHERLAND, M.; ANNELS, R.N.; DARBYSHIRE, D.P.F.; FLETCHER, C. J. N.; HAWKINS, M. P.; KLINK, B. A.; MITCHELL, W. I.; O'CONNOR, E.A.; PITFIELD, P.E.J.; POWER, G. & WEBB, B.C. - 1989 - *The Proterozoic Eastern Bolivia and its relationship to the Andean Mobile Belt*. Prec. Res. 43: 157-174.
- LITHERLAND, M. & BLOOMFIELD, K. - 1981 - *The Proterozoic History of Eastern Bolivia*. Prec. Res. 15: 157-179.
- MANIAR, P.D. & PICCOLI, P.M. - 1989 - *Tectonic discrimination of granitoids*. Geol. Soc. Am. Bull. 101: 635-643
- MATOS, J.B. & SCHORSCHER, J.H.D. - 1997 - *Geologia da Região do Rio Alegre-MT*. In: SBG/NCO. VI Simp. Geol. Centro-Oeste. Anais. 1 : 85-87.
- MENEZES, R.G.; SILVA, P.C.S.; SILVA, L.C.; LOPES JÚNIOR, I.; BEZERRA, J.R.L.; TAKAHASHI, A.T. & FERREIRA, J.C.G. - 1991 - *Geologia Arqueano-Proterozóica da Folha Pontes e Lacerda - Estado de Mato Grosso - SD-21-Y-C-II*. Anais... III Simp. Geol. Centro-Oeste. Cuiabá. SBG. 1: 131-143.
- MENEZES, R.G.; SILVA, L.C.; SILVA, P.C.S.; TAKAHASHI, A.T.; JUNIOR, I.L. & BEZERRA, J.R.L.B. - 1993 - *Pontes e Lacerda, Folha SD-21-Y-C-II, Estado de Mato Grosso*. Escala 1:100.000, Brasília, DNPM /CPRM.

Anexo 01 – Método Analítico e limites de Detecção para as Análises efetuadas no Laboratório de Geoquímica da Universidade Estadual Paulista (UNESP), através de Fluorescência de Raios-X.

Elementos Maiores	Limites de Detecção (%)
SiO ₂	0,004
TiO ₂	0,0001
Al ₂ O ₃	0,004
Fe ₂ O ₃	0,002
MnO	0,002
MgO	0,1
CaO	0,0004
Na ₂ O	0,3
K ₂ O	0,0003
P ₂ O ₅	0,0007

Elementos Traços	Limites de Detecção (ppm)	Desvio Padrão
Cr	10	8
Ni	7	4
Co	7	10
V	15	7
Cu	14	4
Zn	5	3
Rb	3	2
Ba	30	18
Sr	3	4
Ga	6	2
Nb	7	3
Zr	9	6
y	8	5



**UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**



**TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO
GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA**

**ASSINATURA GEOFÍSICA & MODELOS PROSPECTIVOS
'KNOWLEDGE-DRIVEN' DE MINERALIZAÇÕES AURÍFERAS EM
ZONAS DE CISALHAMENTO – ESTUDO DE CASO NO LINEAMENTO
CONGONHAS, PORÇÃO SUL DO CRÁTON SÃO FRANCISCO, MG**

CAROLINA MIETHKE

Orientador: Prof. Dr. Carlos Roberto de Souza Filho

Dezembro de 2004



**UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**



**TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO
GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA**

**ASSINATURA GEOFÍSICA & MODELOS PROSPECTIVOS
'KNOWLEDGE-DRIVEN' DE MINERALIZAÇÕES AURÍFERAS EM
ZONAS DE CISALHAMENTO – ESTUDO DE CASO NO LINEAMENTO
CONGONHAS, PORÇÃO SUL DO CRÁTON SÃO FRANCISCO, MG**

CAROLINA MIETHKE

Trabalho de conclusão de curso
apresentado em 22 de Dezembro
de 2004 para obtenção do título de
Bacharel em Geologia pelo Instituto
de Geociências da UNICAMP.

**Comissão Examinadora:
Profa. Dra. Adalene Moreira Silva
Prof. Dr. Álvaro Penteado Crósta**

Dezembro de 2004

Ao Rafael, a meus pais Bernd e Renate, a meus irmãos Christine, Andreas e Daniela – por ocuparem um espaço privilegiado no meu coração.

AGRADECIMENTOS

Gostaria de agradecer a todos aqueles que, direta ou indiretamente, me ajudaram no decorrer da minha graduação, que culmina com a realização deste trabalho.

Reitero meus agradecimentos ao Prof. Dr. Carlos Roberto de Souza Filho por ter sido meu orientador por dois anos de Iniciação Científica e no desenvolvimento do presente trabalho, bem como aos membros da banca, Profa. Dra. Adalene Moreira Silva e Prof. Dr. Álvaro P. Crósta.

Sou grata a Mônica Perrotta (CPRM), por ter gentilmente disponibilizado os dados de ocorrências minerais de MG. Agradeço também ao CNPq pela concessão das bolsas de Iniciação Científica (2002-2003 e 2003-2004).

Sou muito grata a todos professores do IG que contribuíram com a minha formação e para o fascínio que tenho pela Geologia. Em especial, sou agradecida ao Prof. Dr. Asit Choudhuri, pelos não só por compartilhar sua vasta experiência como geólogo, mas também pelos ensinamentos de vida.

Aos meus amigos, que ao longo de toda minha vida me trouxeram alegrias e me mostraram o caminho – meu sincero obrigada! Obrigada à Turma 99 Geologia (Ana Lícia, Anne, Bruno, Carmela, César, Daniel Coimbra, Daniel Sarti, Darcy, Eduardo, Fabíola, Jarbas, Juliano, Mariane, Regis, Ricardo e Thelma), bem como à Turma 00 Geologia (em especial ao João e José Eustáquio), por terem me acolhido e agüentado durante todos estes anos! Ao pessoal do LAPIG (Linus, Ana Lícia, César, Juliana, Solange, Barata, Ingrid, Vagney, Cleyton, Diego...) pelas horas e horas compartilhadas no laboratório, quantas vezes sem ver o dia passar e o sol se por! Ao pessoal do Colégio, em especial a Katia, Sarah, Angela e Daniel – apesar dos meses, até anos, sem contato, sempre seremos bons amigos! Às amigas-primas Priscilla, Sabrina, Anna e Livia, pelas boas risadas, conselhos e momentos em geral!

Agradeço, em primeiro lugar, ao Rafael, por ter estado ao meu lado (literalmente!) durante toda a elaboração deste trabalho. Expresso também minha eterna gratidão à minha família, que é meu alicerce, sem o qual não seria quem eu sou.

Agradeço àqueles que não estão mais fisicamente entre nós... E à nova geração (Max & Cia.), que mostra que a vida continua!

Agradeço a Deus, por ter – tantas vezes! – ouvido e atendido a meus pedidos!

*"Aprendi o silêncio com os faladores,
a tolerância com os intolerantes,
a bondade com os maldosos,
e, por estranho que pareça,
sou grato a esses professores!"*

Khalil Gibran

RESUMO

O presente trabalho aborda a caracterização da assinatura geológico-geofísica de ocorrências auríferas associadas a uma zona de cisalhamento de escala regional, denominada Lineamento Congonhas, situada a Sul do Quadrilátero Ferrífero (MG), visando à geração de modelos prospectivos para mineralizações de ouro do tipo *lode* através da fusão e análise espacial de dados digitais.

Para este estudo, dados aerogeofísicos, multiespectrais (orbitais), mapas geológicos e de ocorrências minerais foram investigados individualmente e de forma integrada. O processamento digital de dados conduzido incluiu realce por técnicas convencionais (composições coloridas, classificação não-supervisionada e análise por principais componentes), análises espaciais guiadas pelo conhecimento (*knowledge-driven* – lógicas booleana e fuzzy), bem como aplicação de técnicas originalmente desenvolvidas para classificação de dados de sensoriamento remoto hiperespectral (*Spectral Angle Mapper* e *Mixture Tuned Matched Filtering*), aqui adaptadas para uso com dados aerogeofísicos.

Os resultados derivados do processamento, integração e interpretação dos dados revelaram que os métodos de análise espacial e classificação utilizados foram efetivos na seleção de alvos potencialmente mineralizados em ouro – sítios com ocorrências conhecidas desse metal, associadas à presença de unidades litológicas afetadas pelo hidrotermalismo decorrente da instalação do Lineamento Congonhas, foram mapeados com sucesso, assim como outras áreas onde tais ocorrências ainda não foram verificadas.

Essas constatações têm implicações importantes: (i) o modelo descritivo empírico-teórico para depósitos de ouro do tipo *lode*, o qual norteou as análises espaciais guiadas pelo conhecimento (com base nas assinaturas geofísicas das rochas envolvidas e correlação espacial das mineralizações com falhas e zonas de cisalhamento), teve boa performance na localização dos depósitos já conhecidos – esse fato demonstra que o modelo é consistente com a situação existente na área de estudo; (ii) resultados similares quanto a indicação de sítios mais favoráveis a prospecção de ouro foram obtidos pelos classificadores hiperespectrais adaptados, indicando que os mesmos podem ser utilizados alternativamente como uma rápida

ferramenta em prospecção, numa noção próxima àquela relacionada à análise espacial dirigida pelos dados (*data-driven* – onde a assinatura de pontos de treinamento ou ocorrências/minas, são analisados automaticamente, sem análises sobre modelos de depósitos); (iii) os modelos originados nessa pesquisa indicam a presença de áreas com maior potencial de prospectividade, as quais ainda não foram reconhecidas em trabalhos anteriores – uma informação que poderá auxiliar trabalhos de exploração regional nessa porção do CSF.

ABSTRACT

This research focused on identifying and describing geological-geophysical signatures of gold occurrences associated with a regional scale shear zone (Lineamento Congonhas), south of the Iron Quadrangle in State of Minas Gerais, Brazil. The work aimed at combining and analyzing digital spatial data and to develop predictive models for lode-type gold mineralizations.

Aerogeophysical and multispectral orbital data, in addition to geological and gold occurrence maps, were employed both separately and in an integrated approach. The digital processing steps involved several enhancements techniques – conventional (pseudocolor compositions, unsupervised classification and principal component analysis), knowledge-driven (boolean and fuzzy logic), as well as techniques originally developed for the classification of hyperspectral remote sensing data (Spectral Angle Mapper and Mixture Tuned Matched Filtering), which were here adapted to aerogeophysical data processing.

The results yielded by the processing, integration and interpretation steps proved the spatial analysis and classification methods to be effective in the selection of targets potentially mineralized in gold. Sites with known occurrences of this metal, associated to lithological units affected by hydrothermal alteration related to the Lineamento Congonhas shear zone, were successfully mapped. Additionally, other key areas, where no gold occurrences are known, were also individualized and will require further field verification to be validated.

These results have far-reaching and multiple-fold implications: (i) good results were achieved through the descriptive theoretical model for lode-type gold deposits, which guided the spatial analysis, proving that the model is consistent, as known deposits were discriminated; (ii) similar results concerning the indication of more favorable prospecting sites were obtained through adapted hyperspectral classifiers, attesting that these can alternatively be applied as a swift tool for ore prospecting; and (iii) the models generated in this research indicate the existence of highly favorable areas, which were not diagnosed in previous works – an information that can bring benefits to regional exploration in this part of the São Francisco Craton.

LISTA DE FIGURAS E TABELAS

Figura 2.1: Mapa de localização e vias de acesso à área de estudo.....	15
Figura 3.1: Mapa regional do CSF, mostrando o Quadrilátero Ferrífero (QF) e os limites correspondentes às faixas móveis Brasilianas, entre outros (modificado de Alkmim & Marshak 1998).....	17
Figura 4.1: a) Mapa geológico regional simplificado da porção Sul do Craton São Francisco (modificado de Teixeira et al. 2000 <i>apud</i> Silva et al. 2003), com ênfase para os terrenos Arqueanos e Paleoproterozóicos, bem como faixas móveis Brasilianas. O polígono vermelho destaca a área estudada no âmbito deste projeto, correspondente à cobertura do Levantamento Aerogeofísico supracitado. b) Segmento correspondente do Mapa Geológico do Estado de Minas Gerais, escala 1:1.000.000 (COMIG 2003).	18
Figura 5.1.1: Recorte do mapa geológico do Estado de Minas Gerais (COMIG 2003, escala 1:1.000.000) O retângulo amarelo circunscreve a área de estudo.	23
Figura 7.3.1: a) Localização da área coberta pelo Programa de Levantamento Aerogeofísico de Minas Gerais (Área 2. Fonte: Lasa 2001) e b) área de estudo em destaque (retângulo vermelho), com coordenadas UTM.	32
Figura 10.2.1: Composição colorida AST321 (RGB) e ocorrências auríferas da área de estudo (garimpos e minas).	41
Figura 10.2.2: Mapa de lineamentos interpretados a partir das imagens dos sensores ASTER e ETM+, sobreposto à banda 1 do ASTER.	41
Figura 10.2.3: Composição colorida ETM+321 (RGB) sobreposta ao modelo digital de elevação, gerado a partir dos dados do SRTM. Exagero vertical: 7 vezes. Os lineamentos apresentados correspondem àqueles interpretados a partir da composição (ETM+321) bidimensional.	42
Figura 11.1.1: Fluxograma das etapas de processamento dos dados aeromagnetométricos.....	44
Figura 11.2.1: Mapa da amplitude do sinal analítico (pseudocor). Dados interpolados por curvatura mínima, com 500 interações e dimensão de célula de 100m. Inclinação e declinação: 45°; escala em nT/m.	45
Figura 11.2.2: Mapa do gradiente horizontal dos dados magnetométricos (ângulo: 45°). Escala: nT/m.	45
Figura 11.2.3: Mapa de lineamentos associados a estruturas geológicas observáveis nos produtos magnetométricos (derivada vertical e gradiente horizontal) sobreposto ao mapa da derivada vertical.	46
Figura 11.3.1: Fluxograma das etapas de processamento dos dados aeromagnetométricos.	48
Figura 11.4.2: Mapa gamaespectrométrico ternário dos canais de K, Th e U (composição RGB).	50
Figura 12.2.1: Mapa de classificação não-supervisionada do tipo ISODATA dos dados gamaespectrométricos (canais de K, Th e U) e magnetométricos (amplitude do sinal analítico) ...	53
Figura 14.1.1: Fluxograma das etapas de processamento dos dados para a análise espacial pela Lógica Booleana.	54
Figura 14.2.3: Mapa binário de favorabilidade para mineralizações de ouro segundo análise booleana (produto booleano). Áreas em branco = não-prospectivas; áreas em magenta = prospectivas.	59
Figura 14.2.4: Mapa de favorabilidade para mineralizações de ouro segundo análise booleana (<i>index overlay</i>). Classe 5 = todos condicionantes satisfeitos; classe 0 = nenhum condicionante satisfeito.	59
Figura 15.1.1: Função de pertinência fuzzy (modificado de Bonham-Carter 1994).	60
Figura 15.2.1: Mapa temático de buffers ao redor das principais estruturas geológicas	63
Figura 15.2.2: Mapa de favorabilidade para mineralizações de ouro do tipo lode, segundo análise fuzzy (soma algébrica fuzzy). Baixos valores de <i>fuzzy membership</i> = áreas pouco prospectivas; altos valores = áreas prospectivas.....	63
Figura 15.2.3: Mapa de favorabilidade para mineralizações de ouro do tipo lode, segundo análise fuzzy (produto algébrico fuzzy).	64

Figura 15.2.4: Mapa de favorabilidade para mineralizações de ouro do tipo <i>lode</i> , segundo análise fuzzy (operador $\gamma = 0,7$). Baixos valores de <i>fuzzy membership</i> = áreas pouco prospectivas; altos valores = áreas prospectivas.	64
Figura 16.3.1: Conceito da seleção dos eixos as PCs (Principais Componentes) a partir do escaterograma original. (Modificado de Research Systems Inc 2003).	67
Figura 16.4.1: Conceito de uma interação na etapa de cálculo do índice de pureza de pixel (PPI), no qual um histograma é obtido a partir do número de pixels projetados sobre o vetor aleatório. Os pixels situados nas caudas do histograma são considerados puros. (Modificado de Research Systems Inc 2003).	69
Figura 17.1.1: Conceito do <i>Spectral Angle Mapper</i> (SAM), simplificado para duas dimensões teóricas (modificado de ENVI Research Systems Inc 2003).	70
Figura 17.2.1: Resultado obtido com o método de classificação SAM para o mapeamento de áreas com assinatura gamaespectrométrica similar às dos pontos de treinamento (garimpos e minas de ouro de Itaverava e Catas Altas da Noruega), definidos como Alvos 1, 2 e 3, respectivamente. Dados utilizados: canais de K, Th e U. Catas Altas da Noruega – C. A. N.	72
Figura 17.2.2: Resultado obtido com o método de classificação SAM para o mapeamento de áreas com assinatura geofísica (gamaespectrométrica e magnetométrica) similar às dos pontos de treinamento (garimpos e minas de ouro de Itaverava e Catas Altas da Noruega), definidos como alvos 1, 2 e 3, respectivamente. Dados utilizados: canais de K, Th e U e amplitude do sinal analítico.	73
Figura 18.1.1: representação teórica do funcionamento da técnica MTMF. Pixels com altos valores de <i>infeasibility</i> são excluídos, mesmo que apresentem bons valores de MF Score	75
Figura 18.1.2: Diagrama de dispersão bidimensional MF Score x <i>Infeasibility</i> , que possibilita a identificação de pixels mapeados incorretamente (falsos positivos) e pixels relacionados ao alvo de interesse (elevado MF Score e baixa improbabilidade)	75
Figura 18.2.1: Diagramas de dispersão bidimensional MF Score x <i>Infeasibility</i> (improbabilidade) para os diferentes <i>endmembers</i> definidos (garimpos, mina de Itaverava e mina de Catas Altas da Noruega), utilizados para distinguir entre falsos positivos (marcados em preto) e pixels selecionados corretamente (marcados em azul).	76
Figura 18.2.2: Resultado obtido com o método MTMF para o mapeamento de áreas com assinatura geofísica similar à dos pixels dos garimpos.	76
Figura 18.2.3: Resultado obtido com o método MTMF para o mapeamento de áreas com assinatura geofísica similar à dos pixels da mina de Itaverava.	77
Figura 18.2.4: Resultado obtido com o método MTMF para o mapeamento de áreas com assinatura geofísica similar à dos pixels da mina de Catas Altas da Noruega.	77
Figura 19.3.1: Imagem em escala de cinza correspondente à PC2, a) antes e b) após a inversão do histograma.	80
Figura 19.3.2: Segunda principal componente (PC2). O histograma da imagem foi ajustado de modo a realçar áreas enriquecidas em K, de elevada susceptibilidade magnética (ASA) e pobres em Th e U.	81
Tabela 6.1.1: Principais feições estruturais encontradas na área de estudo (baseado em Seixas 1988).	28
Tabela 7.1.1: Resumo dos materiais utilizados no presente trabalho.	30
Tabela 19.3.1: Matriz de autovetores calculados a partir das estatísticas da Análise por Principais Componentes dos canais de K, Th, U e amplitude do sinal analítico (ASA). A última coluna indica a concentração, em porcentagem, de dados em cada PC.	79

AGRADECIMENTOS	4
RESUMO	6
ABSTRACT	8
LISTA DE FIGURAS E TABELAS	9
SUMÁRIO	11

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO E OBJETIVOS	14
2. LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO	15
3. ARCABOUÇO GEOLÓGICO REGIONAL E EVOLUÇÃO TECTÔNICA	16
4. GEOLOGIA REGIONAL	17
4.1 Unidades Arqueanas.....	19
4.1.1 Terrenos granito-gnáissicos	19
4.1.2 Greenstone belt Rio das Velhas.....	19
4.1.3 Corpos máficos e ultramáficos	20
4.1.4 Diques básicos	21
4.2 Unidades Proterozóicas	21
4.2.1 Supergrupo Minas	21
4.2.2 Supergrupo Espinhaço.....	22
5. GEOLOGIA LOCAL	22
5.1 Introdução	22
5.2 Granitóides – Gnaisses Alto Maranhão	24
5.3 Rochas supracrustais.....	24
5.3.1 Unidade Ultramáfica.....	25
5.3.2 Unidade Máfica.....	25
5.3.3 Unidade Sedimentar Clástica.....	26
5.4 Milonitos	26
5.5 Granitóide Congonhas	27
5.6 Grupo Itacolomi.....	27
5.7 Grupo Piracicaba	28
6. GEOLOGIA ESTRUTURAL.....	28
6.1 Introdução	28

6.2	O Lineamento Congonhas	29
7.	MATERIAIS.....	30
7.1	Introdução	30
7.2	Dados dos sensores orbitais.....	30
7.3	Dados aerogeofísicos	31
7.4	Mapas geológicos	33
7.5	Mapas de ocorrências minerais	34
7.6	Softwares utilizados	34
8.	MÉTODOS.....	34
9.	MODELO DESCRITIVO DAS MINERALIZAÇÕES DE OURO	35
9.1	As ocorrências auríferas da área de estudo.....	35
9.2	Depósitos auríferos do tipo <i>lode</i>	36
9.3	Ocorrências de Au e a utilização de dados geofísicos para seu mapeamento.....	37
10.	PROCESSAMENTO DOS DADOS DE SENSORES REMOTOS	39
10.1	Introdução	39
10.2	Resultados	40
11.	PROCESSAMENTO DOS DADOS AEROGEOFÍSICOS	42
11.1	Pré-Processamento e processamento dos dados magnetométricos	42
11.2	Resultados do processamento de dados aeromagnetométricos.....	44
11.3	Pré-processamento e processamento dos dados gamaespectrométricos.....	47
11.4	Resultados do processamento dos dados gamaespectrométricos	48
12.	CLASSIFICAÇÃO NÃO-SUPERVISIONADA DOS DADOS AEROGEOFÍSICOS	52
12.1	Introdução	52
12.2	Resultados	52
13.	ANÁLISE ESPACIAL PELAS LÓGICAS BOOLEANA E FUZZY	53
13.1	Introdução	53
14.	LÓGICA BOOLEANA	54
14.1	Introdução	54
14.2	Métodos e resultados da aplicação da Lógica Booleana	56
15.	LÓGICA FUZZY	60
15.1	Introdução	60
15.2	Métodos e resultados da aplicação da Lógica Fuzzy	62

16.	CLASSIFICAÇÃO SUPERVISIONADA DOS DADOS AEROGEOFÍSICOS COM BASE EM MÉTODOS DE CLASSIFICAÇÃO DE IMAGENS HIPERESPECTRAIS ADAPTADOS	65
16.1	Introdução	65
16.2	Etapas de processamento	66
16.3	Minimum Noise Fraction (MNF)	66
16.4	Pixel Purity Index (PPI)	68
16.5	Classificação e identificação de alvos	69
17.	SPECTRAL ANGLE MAPPER (SAM)	69
17.1	Introdução	69
17.2	Resultados	71
18.	MIXTURE TUNED MATCHED FILTERING (MTMF)	74
18.1	Introdução	74
18.2	Resultados	75
19.	ANÁLISE POR PRINCIPAIS COMPONENTES (APC)	78
19.1	Introdução	78
19.2	A transformação por Principais Componentes	78
19.3	Métodos e resultados da APC	79
20.	DISCUSSÃO	81
20.1	Interpretação dos dados de sensores remotos	81
20.2	Interpretação dos dados aerogeofísicos	82
20.3	Interpretação da classificação não-supervisionada do tipo ISODATA	85
20.4	Interpretação dos resultados das Lógicas Booleana e Fuzzy	86
20.5	Interpretação dos resultados da classificação por SAM e MTMF	87
20.6	Interpretação dos resultados da APC	87
20.7	Integração dos resultados	88
21.	CONCLUSÕES E CONSIDERAÇÕES FINAIS	89
22.	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	91

1. INTRODUÇÃO E OBJETIVOS

A porção Sul do Cráton São Francisco (CSF), incluindo a região do Quadrilátero Ferrífero (QF), no Estado de Minas Gerais, é uma das maiores províncias metalíferas do Brasil, com destaque para bens minerais como minérios de ferro e ouro. Um tipo importante de mineralização aurífera – os depósitos do tipo lode – ocorre associada a zonas de cisalhamento de grande escala nesta região.

A maioria dos depósitos auríferos do segmento Sul do CSF foi descoberta utilizando-se métodos convencionais de prospecção. No entanto, devido à carência de mapeamentos geológicos sistemáticos e de informações detalhadas sobre a metalogênese e o controle estrutural das mineralizações da área, a identificação de novos depósitos, somente através destes métodos, é consideravelmente mais difícil. Apesar da elevada quantidade de minas e garimpos já existentes, poucos foram os casos de sucesso sobre a descoberta de novas jazidas através do emprego de métodos indiretos, principalmente aqueles baseados em aerogeofísica, sensoriamento remoto e modelagem dados espaciais na região.

Nesse sentido, esse trabalho tem como objetivo avaliar a assinatura geológico-geofísica de ocorrências auríferas associadas a uma zona de cisalhamento de escala regional, denominada Lineamento Congonhas (Seixas 1988), situada a Sul do Quadrilátero Ferrífero (MG), visando a geração de modelos prospectivos para mineralizações de ouro do tipo lode através da fusão e análise espacial de dados digitais, principalmente aqueles obtidos por métodos indiretos.

O Lineamento Congonhas, compreendido entre os municípios de Congonhas e Catas Altas da Noruega, hospeda diversas ocorrências auríferas, exploradas historicamente na forma de garimpos e minas. Neste trabalho, esses dados são integrados a dados de levantamento aerogeofísico, imagens multiespectrais de sensoriamento remoto (ETM+/Landsat-7 e ASTER/Terra) e outros dados geológicos, e analisados segundo modelos de análise espacial guiados pelo conhecimento (*knowledge-driven* – lógicas booleana e fuzzy), bem como através de técnicas originalmente desenvolvidas para classificação de dados de sensoriamento remoto

hiperespectral (*Spectral Angle Mapper* e *Mixture Tuned Matched Filtering*), as quais são aqui adaptadas para classificação orientada dos dados aerogeofísicos.

A existência de algumas minas e varias ocorrências de ouro cartografadas na região é um fato importante na medida em que as mesmas serão utilizadas como pontos de treinamento genuínos para a realização e verificação dos resultados derivados da modelagem dos dados e previsão de áreas com maior favorabilidade prospectiva para ouro.

2. LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO

A área de estudo localiza-se na porção Sul do Estado de Minas Gerais, abrangendo os municípios de Congonhas, Conselheiro Lafaite, Itaverava e Catas Altas da Noruega (Figura 2.1). É balizada pelas coordenadas UTM 618070 e 659400 E ($20^{\circ} 28'57''$ e $20^{\circ} 45'05''$ Latitude Sul) e 7734700 e 7704570 N ($43^{\circ} 52'04''$ e $43^{\circ} 28'08''$ Longitude Oeste), compreendendo uma área de aproximadamente 120km^2 .

O acesso é feito pela rodovia federal BR-040 (Rodovia JK), que liga Belo Horizonte ao Rio de Janeiro. Estradas vicinais asfaltadas ou de terra fazem a interligação entre municípios de Congonhas, Itaverava e Catas Altas da Noruega.

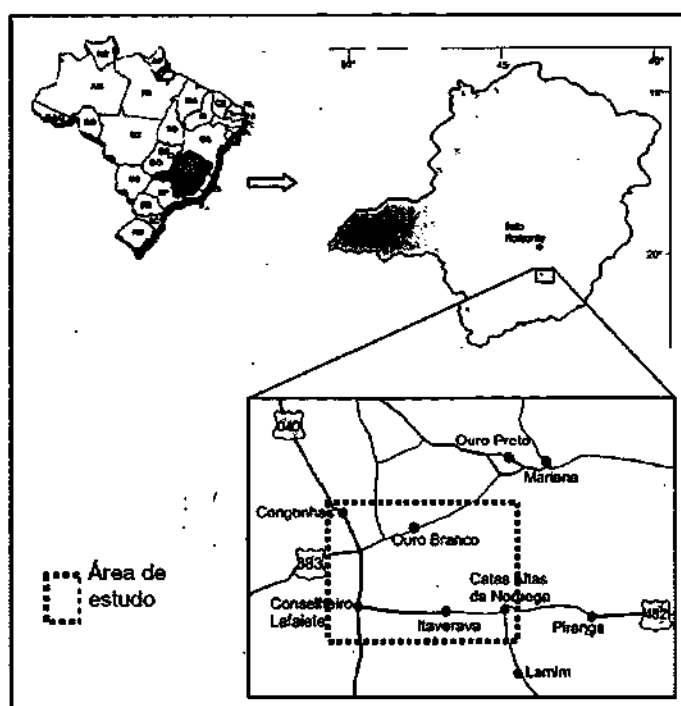


Figura 2.1: Mapa de localização e vias de acesso à área de estudo.

3. ARCABOUÇO GEOLÓGICO REGIONAL E EVOLUÇÃO TECTÔNICA

O estado-da-arte do conhecimento geológico do Estado de Minas Gerais permite que se sintetize a evolução do arcabouço tectônico em quatro fases principais (COMIG 1999).

Primeiramente, ocorreu a estruturação de quatro grandes blocos crustais – Vitória, Brasília, São Paulo e Paraná – que remonta ao Arqueano e Paleoproterozóico. A evolução subsequente diz respeito ao estabelecimento faixas orogênicas (Araçuaí, Alto Rio Grande e Brasília) e desenvolvimento de extensas coberturas sedimentares de idade Neoproterozóicas, resultando na individualização do Craton São Francisco. Em seguida, estruturou-se a Bacia do Paraná, cujo preenchimento ocorreu a partir do Paleozóico. Durante a reativação Sul-Atlântica (Cretáceo – início do Terciário), manifestaram-se os soerguimentos do Alto Parnaíba, Mogi-Guaçu e Mantiqueira. Por fim, estabeleceram-se bacias continentais decorrentes da reativação neotectônica durante o Neógeno – Quaternário.

O Cráton São Francisco (CSF) (Almeida 1977) é definido como a unidade geotectônica Neoproterozóica que permaneceu estável em relação às faixas móveis desenvolvidas no Ciclo Brasileiro (ou orogênese Neoproterozóica) e que o delimitam (faixas Alto Rio Grande, Araçuaí, Riacho do Pontal, Sergipana e Brasília).

O embasamento do CSF, representado por terrenos granito-*greenstone* pré-Brasileiro é amplamente exposto na porção Sul. No restante de sua extensão, é representado por coberturas sedimentares pré-cambrianas (Grupo Bambuí, Formação Jequitai e Supergrupo Espinhaço), cuja deformação está associada a etapas de tectônica compressiva e transpressiva com envolvimento variável do embasamento. A estas etapas estão relacionados diferentes regimes metamórficos, episódios magmáticos, ajustes de blocos, entre outros (Fuck et al 1993, Alkmim et al. 1993)

O Quadrilátero Ferrífero possui um posicionamento geotectônico peculiar – corresponde a uma área de exposição do embasamento, localizada na transição entre a zona mais estável, a Oeste, e as faixas móveis, a Leste e Sudeste (Noce 1995), que cortando a parte oriental do QF ao longo de um sistema de falhas de empurrão com orientação N-S, com mergulhos para Leste, afetando os Supergrupos Minas e Rio das Velhas (Noce 1995) (Figura 3.1). Teixeira (1985) e Teixeira & Figueiredo (1991)

defendem que a região do QF é resultante de deformação no interior da faixa móvel e responsável pelo intenso retrabalhamento do embasamento Arqueano e subsequente dobramento do pacote supracrustal (Supergrupo Minas). A região do QF destaca-se pela grande complexidade estrutural que exibe, apresentando um padrão de domos-e-quilhas (Alkmim & Marshak 1998).

Quanto à deformação decorrente da orogênese Neoproterozóica, Chemale *et al.* (1991 e 1994) consideram que todo o QF foi afetado, embora na região ocidental essa deformação tenha sido progressivamente menos intensa. A deformação se expressaria pela reativação de estruturas preexistentes e geração de outras, tais como falhas de empurrão.

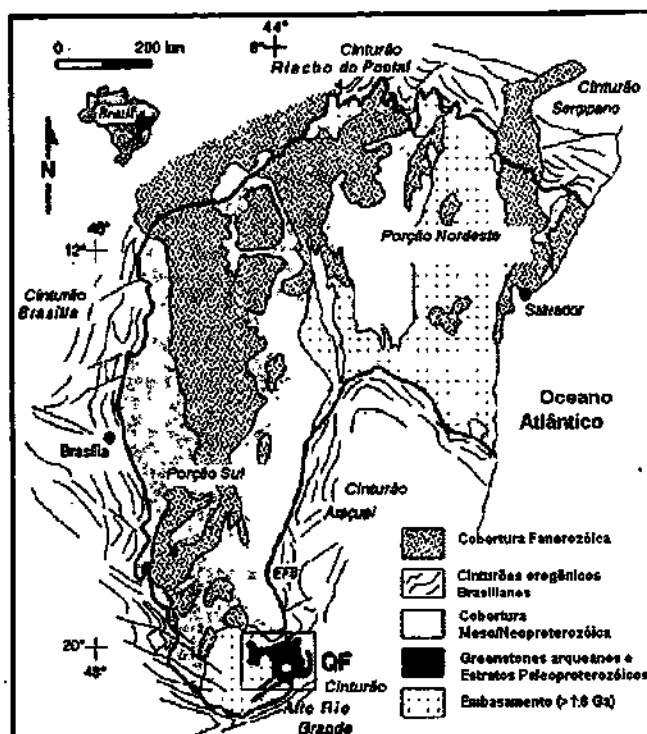


Figura 3.1: Mapa regional do CSF, mostrando o Quadrilátero Ferrífero (QF) e os limites correspondentes às faixas móveis Brasilianas, entre outros (modificado de Alkmim & Marshak 1998)

4. GEOLOGIA REGIONAL

O Quadrilátero Ferrífero (QF), situado na porção meridional do Cráton São Francisco, é constituído por terrenos granitóides-gnáissicos, *greenstone belts* Arqueanos (Supergrupo Rio das Velhas e faixas correlatas), seqüências metassedimentares de idades Paleoproterozóica (Supergrupo Minas), Paleo-Mesoproterozóica (Supergrupo Espinhaço) e Neoproterozóica (Supergrupo São Francisco e Grupo Bambuí) (Dorr 1969; Alkmim & Marshak 1998; Toledo 2002) (Figura 4.1)

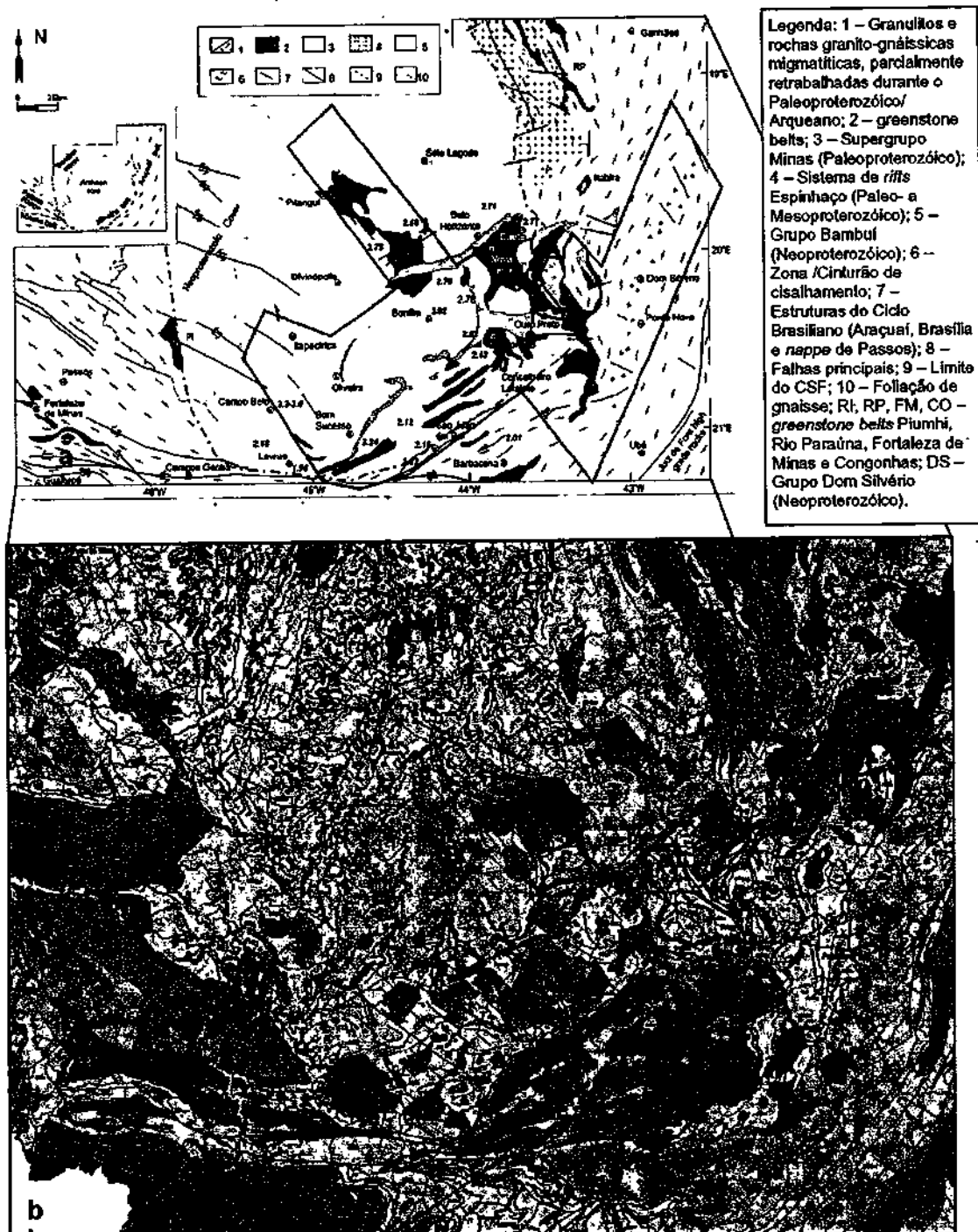


Figura 4.1: a) Mapa geológico regional simplificado da porção Sul do Craton São Francisco (modificado de Teixeira et al. 2000 *apud* Silva et al. 2003), com ênfase para os terrenos Arqueanos e Paleoproterozóicos, bem como faixas móveis Brasilianas. O polígono vermelho destaca a área estudada no âmbito deste projeto, correspondente à cobertura do Levantamento Aerogeofísico supracitado. b) Segmento correspondente do Mapa Geológico do Estado de Minas Gerais, escala 1:1.000.000 (COMIG 2003).

4.1 Unidades Arqueanas

4.1.1 Terrenos granito-gnáissicos

Os terrenos granito-gnáissicos Arqueanos presentes no Quadrilátero Ferrífero compreendem diversos complexos (Mantiqueira, Bonfim, Bação, Campo Belo, Caeté, Belo Horizonte, entre outros), muitos dos quais de formato dômico. São constituídos majoritariamente por ortognaisses do tipo TTG (Tonalito-Trondhjemitó-Granodiorito), migmatizados ou não, bem como granitóides, anfibolitos e pegmatitos (Machado & Schrank 1989, Machado et al. 1992, Machado & Carneiro 1992, Figueiredo & Barbosa 1993, Noce 1995, Teixeira et al. 1998). A geração das rochas destes complexos remonta ao Arqueano, sendo suas idades entre 3,38 e 2,86 Ga (Machado et al. 1992, Machado & Carneiro 1992, Machado & Schrank 1989, Noce 1995, Teixeira et al. 1996).

Estes terrenos, normalmente polideformados, apresentam uma evolução geológica complexa, com pelo menos três eventos tectono-metamórficos arqueanos importantes. O primeiro evento (~2.800 Ma) seria o responsável pelo metamorfismo e pela migmatização dos ortognaisses dos Complexos Campo Belo e Belo Horizonte (Noce 1995, Teixeira et al. 1998). O segundo evento, cuja atuação se deu entre 2.780 e 2.770 Ma, corresponde à cristalização de vários corpos granitóides, concomitantemente ao vulcanismo félsico do *greenstone belt* Rio das Velhas (Machado et al. 1992; Machado & Carneiro 1992). O terceiro evento, ocorrido entre 2.720 e 2.700 Ma acarretou a cristalização de granitóides tardi- a pós-tectônicos (Machado et al. 1992; Machado & carneiro 1992; Noce et al. 1996).

As rochas destes terrenos encontram-se metamorizadas em fácies anfibolito a granulito (Herz 1978) e retrometamorizadas em fácies xisto verde (Teixeira 2003).

Os contatos com as unidades supracrustais adjacentes são tectônicos (Noce 1995). Manifestações isoladas de magmatismo são interpretadas como pertencentes aos estágios finais de cratonização da região (Noce et al. 1996), antes da deposição da sequência Paleoproterozóica sobrejacente, denominada Supergrupo Minas (Dorr 1969).

4.1.2 Greenstone belt Rio das Velhas

Entre as sequências metavulcanossedimentares de idade arqueana destaca-se o Supergrupo Rio das Velhas (Meneses Filho et al, 1977). Uma das primeiras tentativas

de estabelecer a estratigrafia do greenstone belt Rio das Velhas remonta ao trabalho de Dorr et al (1957), no qual as rochas vulcano-sedimentares são consideradas como integrantes da Série Rio das Velhas. Esta foi sucessivamente modificada, subdividida e reagrupada pelos diferentes autores que a estudaram, de modo que existem algumas interpretações para a subdivisão do Supergrupo Rio das Velhas. O Supergrupo Rio das Velhas subdivide-se nos Grupos Quebra Osso, na base, Grupo Nova Lima, intermediário, e Grupo Maquiné, no topo (Dorr 1969, Ladeira 1980, Inda et al. 1984).

O Grupo Quebra Osso (Schorscher 1978, Inda et al. 1984) é composto por rochas metavulcânicas ultramáficas e máficas de filiação komatiítica, com ocasionais intercalações delgadas de formações ferríferas e de metacherts.

Os principais litotipos constituintes do Grupo Nova Lima são metassedimentos pelíticos e psamíticos, metavulcanitos ácidos e básicos, formações ferríferas e formações manganésíferas (gonditos e queluzitos), metacherts, raros dolomitos e metaconglomerados (Ladeira 1980). Diferentes propostas foram apresentadas para definir a estruturação deste grupo (Ladeira 1980, 1981, 1988, Schorscher 1979, 1990, Padilha 1984, Oliveira et al. 1983, Vieira e Oliveira 1988, Oliveira 1986, Zucchetti et al. 1996, Pinto & Silva 1996). Neste trabalho, considera-se a definição do mapa geológico publicado pela COMIG (2003), no qual o grupo é constituído por cinco unidades – máfica/ultramáfica, vulcanoquímica, químico-pelítica, vulcanoclástica e ressedimentada, da base para o topo.

O Grupo Maquiné é constituído por metassedimentos detríticos – quartzitos, metaconglomerados e filitos (Dorr et al. 1957, Dorr 1969).

4.1.3 *Corpos máficos e ultramáficos*

Os corpos plutônicos máficos e ultramáficos, associados espacialmente às rochas do greenstone belt, vêm sendo estudados por diversos autores, tendo sido identificados na região de Bom Sucesso (Quemeneur & Baraud 1983; Barbosa 1999), São João del Rei (Ávila et al 1999), Congonhas (Seixas 1988), Itumirim (Couto 2000) e Itutinga (Rodrigues 2000). Englobam rochas piroxeníticas, gabróicas, noríticas, com faixas de peridotito, olivina-ortopiroxenito e cromitito.

A questão sobre o significado destes corpos no contexto dos greenstone belts permanece incerta.

4.1.4 Diques básicos

Os estágios finais da evolução do Cinturão Mineiro (faixa que caracteriza uma ampla área de embasamento arqueano retrabalhado (Teixeira, 1985)) são marcados pela proeminente intrusão de diques básicos que cortam os terrenos granito-gnáissicos, bem como as unidades supracrustais paleo a mesoproterozóicas. Ocorrem diques com textura ígnea preservada até tipos metamorfizados na fácies anfibolito.

Pinese (1997) estudou duas suítes de diques básicos na região de Lavras, associadas a duas gerações de idade pré-cambriana de magmatismo fissural. Uma delas (2.658 Ma) é básico-norítica, composta por basaltos e andesitos-basaltos toleíticos. A outra (1.875 Ma) estaria relacionada ao evento extensivo associado aos estágios tardios da Orogênese Transamazônica.

4.2 Unidades Proterozóicas

Entre as unidades proterozóicas, pode-se mencionar os Supergrupos Minas e Espinhaço, os corpos plutônicos paleoproterozóicos e as bacias sedimentares.

4.2.1 Supergrupo Minas

As rochas metassedimentares pertencentes ao Supergrupo Minas (Dorr 1969) sobrepõem-se às rochas dos complexos metamórficos e do Supergrupo Rio das Velhas em discordância angular e erosiva. Originalmente, o Supergrupo era subdividido em três grupos – Caraça, Itabira e Piracicaba (Dorr 1969, Cordani et al. 1980 e 1989, Ladeira & Viveiros 1984, Marshak & Alkmim 1989, Carneiro et al. 1995 e Noce 1995). A partir da elevação da Formação Sabará ao status de grupo e sua inclusão no topo do Supergrupo, considerou-se a estruturação do Supergrupo Minas em quatro subdivisões – Grupo Caraça (quartzito, filito e metaconglomerado), Grupo Itabira (itabirito, dolomito, filito e xisto), Grupo Piracicaba (filito, xisto, quartzito e dolomito) e Grupo Sabará (clorita xisto, metatufo e metagrauvacas), da base para o topo (COMIG, 2003).

A evolução sedimentar do Supergrupo Minas ocorreu em dois períodos distintos (Machado & Noce 1993, Renger et al. 1994, Machado et al. 1996). A deposição, em uma plataforma estável, dos sedimentos clásticos e clasto-químicos dos Grupos Caraça e Itabira teria ocorrido entre 2612 e 2420 Ma (Noce 1995, Babinski et al. 1993), após o período de cratonização da região, no final do Arqueano. Em um período posterior de intensa atividade tectônica, responsável pelo soerguimento dos blocos do embasamento (associado à Orogênese Transamazônica, entre 2125 e 2030 Ma, segundo Machado et al. 1996), teria então ocorrido a deposição dos sedimentos do tipo *flysch* e molássicos da porção superior do Supergrupo Minas (Dorr 1969, Toledo 2002).

As rochas do Supergrupo Minas apresentam assembléias metamórficas características de fácies xisto verde a anfíbolito (Herz 1978, Ladeira 1980, Marshak & Alkmim 1989). Paragêneses de mais elevado grau metamórfico são encontradas adjacentes aos complexos Bação e Belo Horizonte, em auréolas metamórficas (Herz 1970).

As formações ferríferas bandadas compreendidas neste supergrupo, em função da maior resistência que oferecem à erosão, sustentam cristas que se destacam no relevo, descrevendo o formato quadrangular do Quadrilátero Ferrífero.

4.2.2 Supergrupo Espinhaço

O Supergrupo Espinhaço é representado por seqüências clásticas, majoritariamente quartzíticas, bem como metaconglomerados, vulcânicas básicas e vulcanoclásticas associadas (Schobbenhaus et al. 1984, Marshak & Alkmim 1989, Chemale Jr. et al. 1994), que ocorrem a Norte do QF.

5. GEOLOGIA LOCAL

5.1 Introdução

Em contraste com o acervo bibliográfico sobre a geologia do Quadrilátero Ferrífero, são escassas as publicações referentes à geologia da área de estudo. Algumas das obras que merecem destaque compreendem o trabalho de Seixas (1988), bem como outros estudos de caráter mais regional, tais como as primeiras observações

relatadas por Eschwege (1833), Barbosa (1949), Guild (1957), Pires (1977) e Grossi-Sad *et al.* (1983) *apud* Seixas (1988).

Conforme explanado no capítulo anterior (Geologia Regional), a área investigada insere-se no contexto dos terrenos constituídos por complexos gnáissicos-migmatíticos, seqüências metassedimentares Paleoproterozóicas e *greenstone belts* e granitóides Arqueanos, na porção Sul do Cráton São Francisco (Almeida & Hasui 1985, Schobbenhaus *et al.* 1984, Seixas 1988). O recorte do mapa geológico ao milionésimo da COMIG (2003) apresenta a distribuição das principais unidades geológicas da área de estudo (Figura 5.1.1).

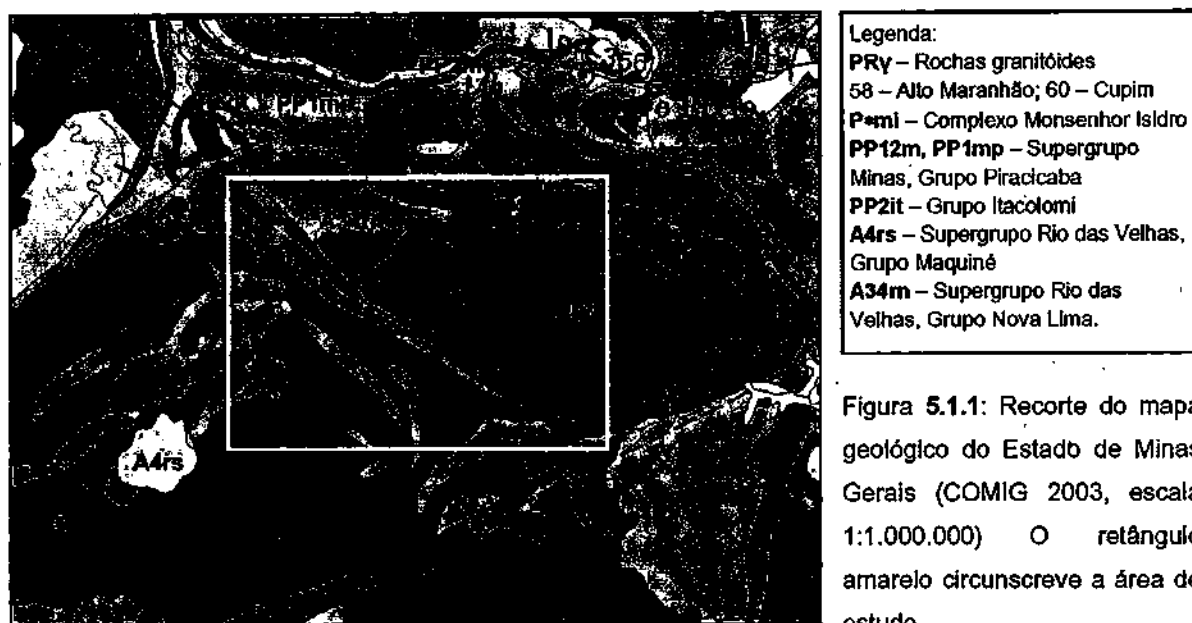


Figura 5.1.1: Recorte do mapa geológico do Estado de Minas Gerais (COMIG 2003, escala 1:1.000.000). O retângulo amarelo circunscreve a área de estudo.

Um mapa geológico da área de estudo foi elaborado a partir da integração das informações contidas neste mapa geológico de escala regional (COMIG 2003), das descrições provenientes do trabalho de Seixas (1988) e da interpretação dos diversos produtos gerados no decorrer deste trabalho, com ênfase para o mapa gamaespectrométrico ternário. O resultado é apresentado adiante (item 11.4).

As unidades litológicas detalhadas a seguir baseiam-se nas descrições de Seixas (1988), que individualizou as seguintes unidades litoestruturais: (I) ortognaisses Alto Maranhão, (II) rochas supracrustais, (III) uma zona de transição milonítica entre as

duas anteriores e (IV) o granitóide Congonhas. Além destas, ocorrem, subordinadamente, rochas dos Grupos Itacolomi e Piracicaba (Supergrupo Minas).

5.2 Granitóides – Gnaisses Alto Maranhão

Os litotipos desta unidade estão associados aos complexos granitóide-gnáissicos que formam o embasamento da região. Seixas os denomina Ortognaisses Alto Maranhão. As rochas mais comuns da unidade ocorrem na porção sudeste da área investigada e correspondem a hornblenda-biotita-gnaisses de composição tonalítica a quartzó-diorítica, de cor cinza, textura equigranular e estrutura foliada ou bandada. Localmente, observam-se estruturas decorrentes de cisalhamento, com a formação de milonitos e fraturas.

Os gnaisses são constituídos de plagioclásio e quartzo. Os acessórios abrangem uma gama de minerais: anfibólio, biotita, albita, apatita, titanita, zircão, K-feldspato e opacos. Minerais de alteração compreendem clorita, carbonato, epidoto e muscovita.

5.3 Rochas supracrustais

As rochas supracrustais ocorrem majoritariamente na porção norte-noroeste da área. Podem ser diretamente correlacionadas ao Supergrupo Rio das Velhas, que apresenta-se sob a forma de faixas embutidas no embasamento granitóide-gnáissico. Algumas das faixas que ocorrem na porção sudoeste do QF são ricas em metassedimentos manganésíferos (Pires 1977 e Grossi-Sad *et al.* 1983 in COMIG 2001). Na faixa Conselheiro Lafaiete-Congonhas, a sequência do Grupo Nova Lima tem rochas ultramáficas komatiíticas na base, sobrepostas por rochas máficas intercaladas com sedimentos e rochas ácidas a intermediárias com sedimentos alternados, no topo.

Assim, segundo Seixas (1988), podem ser individualizadas três subunidades, a saber: Unidade Ultramáfica, Unidade Máfica e Unidade Sedimentar Clástica, descritas em detalhe a seguir.

5.3.1 Unidade Ultramáfica

As rochas ultramáficas da faixa de supracrustais consistem de diversos corpos isolados, intercalados nas demais rochas supracrustais ou como corpos disjuntos na área de ocorrência de gnaisses.

Compreendem litotipos de composição peridotítica, tais como: serpentinitos variados e os correspondentes produtos de alteração hidrotermal (esteatitos, clorititos e talco-xistos, todos com carbonato em diferentes proporções), os quais são resultantes de diversos graus de talcificação, cloritização e carbonatização.

A associação mineral dos serpentinitos é caracterizada essencialmente por serpentina essencial. Talco, anfibólio e clorita são constituintes secundários e acessórios.

Os serpentinitos são, em geral, homogêneos, verde-escuros, maciços e de granulação fina. Localmente, apresentam textura *spinelifex* preservada, conforme descrito por Jost et al. (1987).

Seixas (1988), com base em análises de campo, relações estruturais, feições texturais e análises geoquímicas, conclui que parte das rochas ultramáficas corresponde a lavas komatiíticas, enquanto outra porção pode estar relacionada a intrusões.

A alteração hidrotermal apresentada por grande parte das rochas ultramáficas pode estar associada à alteração subaquosa, anterior à deformação penetrativa, ou pode ser correlacionada à circulação de fluidos durante o metamorfismo regional e à instalação de lineamentos de escala regional, tal como o Lineamento Congonhas.

5.3.2 Unidade Máfica

Esta unidade é formada por diversos tipos de rochas básicas com intercalações de metassedimentos químicos ferríferos e manganésíferos. Localmente, ocorrem lentes de rochas ultramáficas.

As rochas básicas são constituídas por clorita-filitos, clorita-xistos, tremolita-xistos, tremolita-plagioclásio-xistos e anfibolitos finos. Ao microscópio, estas rochas metabásicas consistem de anfibólio, clorita e plagioclásio em diferentes proporções. Os acessórios são basicamente titanita, opacos, quartzo e epidoto. Dois grupos são

mineralogicamente distintos – rochas com associação actinolita-plagioclásio, representando basaltos a andesitos de afiliação toleítica, e outras com associação tremolita-clorita, interpretados como basaltos komatiíticos.

A granulação fina sugere tratarem-se, majoritariamente, de metabasaltos. Estes são intercalados com metagabros e formações ferríferas ou manganésíferas

As rochas básicas da área investigada correspondem a sucessões de derrames com intercalações de sedimentos químicos, bem como, subordinadamente, de rochas de origem intrusiva, diferenciadas ou não.

Os metassedimentos químicos consistem de rochas acamadadas em lâminas ou bandas finas, com quartzo e minerais de ferro (magnetita ou hematita) ou manganês (óxidos de Mn), intercalados em metabasaltos por grandes extensões.

Os metassedimentos ferríferos correspondem a metacherts ferruginosos laminados ou com sulfeto e carbonato ou sulfetos, carbonato e anfibólio. Já as rochas manganésíferas são formadas por lâminas e bandas de quartzo e óxidos de manganês, tais como espessarita e manganocummingtonita.

5.3.3 Unidade Sedimentar Clástica

Os afloramentos desta unidade são caracterizados pela disposição acamadada milimétrica a centimétrica dos litotipos, correspondentes a metapelitos e metagrauvacas.

Os metapelitos englobam clorita-filitos, quartzo-clorita-filitos, filitos carbonosos, enquanto as metagrauvacas correspondem a xistos e filitos das seguintes variedades: biotita-clorita-quartzo-plagioclásio, plagioclásio-anfibólio-quartzo-epidoto e anfibólio-plagioclásio-quartzo.

5.4 Milonitos

Rochas com textura milonítica caracterizam uma zona de transição entre as rochas supracrustais e gnaisses tonalíticos polideformados. A unidade consiste fundamentalmente de produtos milonitizados de rochas félsicas, máficas e ultramáficas, em ordem decrescente de abundância.

As rochas félsicas, quartzo-feldspáticas, são derivadas de tonalitos e trondhjemitos e são as mais abundantes da zona de transição. Gradam de protomilonitos a ultramilonitos. De maneira geral, estes produtos milonitizados apresentam granulação fina, estrutura foliada, fitada a laminada, compostas de agregados quartzo-feldspáticos com porfiroclastos, alternados com domínios micáceos.

As rochas félsicas encontram-se injetadas por diques de doleritos e piroxenitos, ambos apresentando, igualmente, carácter milonítico, razão pela recebem o prefixo "meta". Os metadoleritos são constituídos de actinolita, plagioclásio, zoisita e epidoto. Os minerais acessórios são clorita, quartzo, ilmenita, titanita, feldspato alcalino e carbonato. Já os metapiroxenitos são compostos de tremolita, clorita, talco, plagioclásio, epidoto e titanita. Em algumas porções, encontram-se estruturas cumulus preservadas, enquanto em outras não se reconhecem feições primárias em função da foliação penetrativa.

5.5 Granitóide Congonhas

Trata-se de um corpo intrusivo de forma elíptica, alongado no sentido N45W. Aflora no município homônimo e possui cerca de 7 km no eixo mais longo e 2km no eixo mais curto. Encontra-se margeado por rochas supracrustais, majoritariamente da subunidade ultramáfica.

A principal estrutura secundária, caracterizada por lineações minerais e de estiramento, bem como pods de foliação e estiramento de enclaves, está relacionada ao cisalhamento dúctil de orientação NW, resultante da instalação do Lineamento Congonhas. As zonas de maior deformação são marcadas por milonitos.

5.6 Grupo Itacolomi

Os metassedimentos do Grupo Itacolomi ocorrem no extremo norte da área, sustentando a Serra do Ouro Branco. Correspondem a quartzitos, metaconglomerados (com seixos de itabirito, filito, quartzito e quartzo) e filitos, depositados em ambiente

litorâneo ou deltáico (Dorr 1969) em uma margem de bacia intra- ou epicontinental (Alkmim 1987 e Alkmim *et al.* 1988).

5.7 Grupo Piracicaba

Fillitos, xistos, quartzitos e dolomitos do Grupo Piracicaba, pertencente ao Supergrupo Minas, ocorrem em uma pequena área no extremo Norte da área de estudo, a Leste da Serra de Ouro Branco.

6. GEOLOGIA ESTRUTURAL

6.1 Introdução

Diversas feições estruturais ocorrem na área de estudo, conforme descrito em detalhe por Seixas (1988), cujo trabalho serviu de base para a compilação resumida das estruturas primárias e secundárias presentes nos diversos litotipos da área (Tabela 6.1.1) e para a caracterização do Lineamento Congonhas, apresentada em seguida.

Litotipos	Estruturas primárias	Estruturas secundárias
Gnaisses	Xenólitos de composição variada	• Bandamento gnáissico polideformado com orientação N40-50W e mergulho subvertical • Foliação milonítica
Supracrustais	Acamamento	• Dobramentos pré-LC • Foliação milonítica
Granitóide Congonhas	Lineações, laminações, bandamento, enclaves, entre outros.	• Lineação de estiramento associada ao LC • Deformação milonítica dúctil • Sombras de pressão • Foliação milonítica espacial- e cinematicamente compatível com LC (movimento sinistral)

Tabela 6.1.1: Principais feições estruturais encontradas na área de estudo (baseado em Seixas 1988).
LC – Lineamento Congonhas.

6.2 O Lineamento Congonhas

A importância do Lineamento Congonhas reside não apenas no fato de afetar a maioria dos litotipos presentes na área investigada (conforme Tabela 6.1.1), mas, principalmente, por ser o sítio de várias ocorrências auríferas, cuja gênese está estreitamente relacionada ao desenvolvimento desta estrutura regional.

O Lineamento Congonhas é marcado por uma foliação milonítica penetrativa, lineações e fraturas de dilatação (*gash veins*).

A foliação milonítica do tipo S-C, resultante da formação de milonitos, corresponde à estrutura mais eminente. Apresenta direção média N50W, com mergulhos verticais a 70NE.

As lineações – estiramento mineral, *boudins*, lineações minerais, eixos de dobras em bainha e sombras de pressão assimétricas – apresentam caimentos horizontais a 30-40SE, sugerindo movimento direcional com uma componente de mergulho. Em geral, são bons indicadores cinemáticos.

As escassas fraturas de dilatação ocorrem em rochas competentes, originando um conjunto de fraturas paralelas, verticais, retilíneas com terminações encurvadas que sugerem que, após a abertura, houve uma rotação no sentido do deslocamento. Encontram-se preenchidas por quartzo ou carbonato.

Os vários indicadores cinemáticos sugerem que desenvolvimento do Lineamento Congonhas foi caracterizado por deslocamentos sinistrais policíclicos. Algum movimento dextral é interpretado como associado a acomodações momentâneas de esforços tectônicos.

A superposição de movimentos transcorrentes e puros, evidenciados em milonitos da zona de maior deformação, sugere que a faixa afetada pelo Lineamento Congonhas representa uma zona de contato tectônico entre os gnaisses tonalíticos e as rochas supracrustais. Falhas de empurrão seriam responsáveis pelo transporte tectônico e justaposição destes conjuntos litológicos. Possivelmente, falhamentos transcorrentes teriam reativado a estrutura em uma etapa posterior.

7. MATERIAIS

7.1 Introdução

A tabela a seguir (Tabela 7.1.1) resume os materiais utilizados na pesquisa, descritos em maior detalhe a seguir.

Material	Descrição resumida
Dados de sensoriamento remoto	Cenias dos sensores orbitais Terra/ASTER, Landsat/ETM+ e SRTM.
Dados aerogeofísicos	Dados magnetométricos e gamaespectrométricos de alta densidade de amostragem do Programa de Levantamento Aerogeofísico do governo de Minas Gerais (Projeto Pitangui – São João del Rey – Ipatinga).
Dados geológicos	Mapas geológicos do Estado de Minas Gerais na escala 1:1.000.000 (COMIG 2003) e da região do QF na escala 1:50.000 (Governo do Estado de MG, 1982),)
Dados de ocorrências minerais	Mapa digital atualizado de ocorrências minerais, obtido junto à CPRM.
Softwares	Oasis Montaj, Envi, ArcMap e ArcView.

Tabela 7.1.1: Resumo dos materiais utilizados no presente trabalho.

7.2 Dados dos sensores orbitais

O sensor ASTER (*Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer*), lançado em 1999 a bordo da plataforma Terra, é um dos poucos sensores orbitais em operação que possui diversas características de interesse para aplicações geológicas (Hook *et al.* 1999, Abrams 2000 *apud* Lima 2003).

Destacam-se os dados em várias porções do espectro eletromagnético (visível, infravermelho próximo, de ondas curtas e termal) que o sensor coleta, bem como a resolução espacial (15 a 90 metros, dependendo da banda), e a banda de retrovisada, que permite a geração de pares estereoscópicos. A resolução temporal é de 16 dias ou

menos. As imagens fornecem dados sobre a reflectância, a emissividade, a temperatura e a elevação da superfície, com múltiplas utilidades para Cartografia e Geologia (Souza Filho 2003).

Cada cena ASTER cobre uma área de 60km x 60km. Para cobrir a área de estudo, foi necessária a criação de um mosaico com cinco cenas.

O sensor ETM+ (*Enhanced Thematic Mapper Plus*), do programa Landsat, é um radiômetro de varredura multiespectral a bordo do satélite Landsat7. Possui oito bandas que abrangem a faixa visível (VIS), infravermelho próximo (IVP), infravermelho de ondas curtas (IVOC) e infravermelho termal (IVT) do espectro eletromagnético.

Os dados gerados com base nas 6 bandas multiespectrais posicionadas no espectro refletido (VIS, IVP e IVOC) apresentam resolução espacial de 30m. O sensor ETM+ é também capaz de adquirir dados na resolução de 15m com uma banda pancromática e dados termais (duas bandas, 6A e 6B, com alto e baixo ganho) com resolução de 60 metros. Cada cena ETM+ possui dimensão de ~185 km x 185 km.

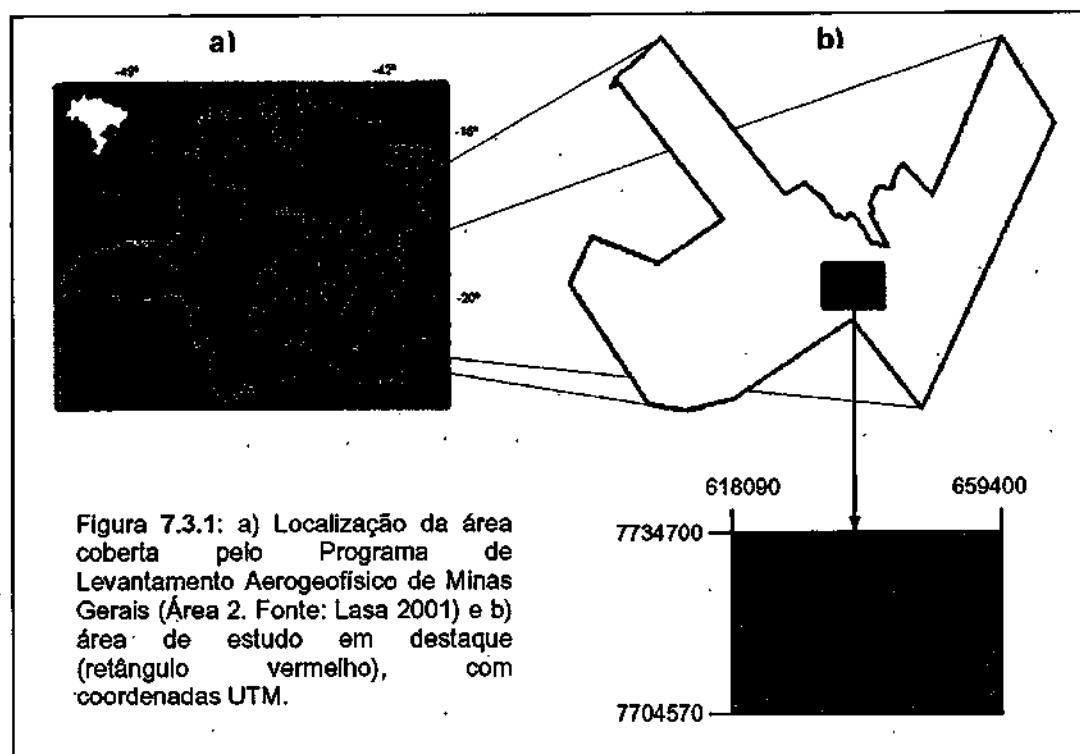
O mosaico ETM+ da área de estudo foi obtido a partir de outro que recobre toda a área do Levantamento Aerogeofísico, gerado previamente no âmbito do projeto de Iniciação Científica de Miethke (2004).

O modelo digital de elevação foi obtido a partir de imagem do SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*). Esta missão operou a bordo do ônibus espacial Endeavour em 2000, permitindo a geração do mais completo banco de dados topográficos de alta resolução atualmente disponível. A missão SRTM empregou uma técnica denominada interferometria de radar, na qual duas imagens de radar são geradas de pontos diferentes, permitindo o cálculo da elevação da superfície (Fonte: www.jpl.nasa.gov/srtm). A resolução espacial original de 90 metros foi degradada para 30 metros.

7.3 Dados aerogeofísicos

A base de dados aerogeofísicos (magnetométricos e gamaespectrométricos) utilizados neste trabalho foi gerada a partir da base de dados do Projeto Pitangui-São João Del Rey-Ipatinga, que faz parte do Programa de Levantamento Aerogeofísico do

governo de Minas Gerais (Lasa 2001) (Figura 7.3.1). Assim, recortou-se esta base de dados original de modo a obter outra, apenas com os dados relativos à área de estudo.



Os métodos e instrumentos empregados para a aquisição dos dados estão descritos detalhadamente no relatório elaborado pela Lasa (Lasa, 2001), empresa que efetuou o levantamento aerogeofísico a encargo da SEME – Secretaria de Minas e Energia do Governo de Minas Gerais.

Os métodos utilizados foram o magnetométrico e o gamaespectrométrico, com sobrevôo a 100 m de altura segundo linhas espaçadas de 250 m, com linhas de controle a cada 2.500 m. A área coberta é de 36.385 km², equivalente a 160.271 km lineares de voo, com direções de linha de voo de N30W (Bloco Leste) e N30E (Bloco Oeste) e linhas de controle perpendiculares a estas.

O aeromagnetômetro, modelo Geometris G-822, é constituído por um sensor de vapor de célio com resolução de 0,001nT. São obtidas leituras a cada 8 metros no terreno. O gamaespectrômetro empregado possui 256 canais espectrais, no qual o espectro de cada um dos cristais é analisado individualmente para a determinação dos

fotopicos de potássio (^{40}K), urânio (^{238}U) e tório (^{232}Th). As radiações gama detectadas são somadas e as leituras reduzidas a uma única saída de 256 canais espectrais. Obtém-se dados para cada 80 metros do terreno.

No pré-processamento realizado pela Lasa, foi empregada a versão Oasis Montaj 5.0 do sistema Geosoft, bem como rotinas de pré-processamento Gmaps, gerador do arquivo XYZ e de processamento radiométrico Oasis-RPS.

No caso dos dados magnéticos, iniciou-se com a remoção da variação magnética diurna, subtraindo os valores medidos no magnetômetro monitor dos níveis de base. As diferenças foram somadas às leituras do campo magnético, realizadas a bordo do avião. A correção do erro de paralaxe é o passo seguinte. Após o nivelamento dos perfis (ajuste das linhas de controle com as linhas de vôo), os dados foram micronivelados (Lasa, 2001). Os dados magnetométricos foram divididos em duas bases de dados, referentes aos Blocos Oeste e Leste.

Iniciou-se o pré-processamento dos dados gamaespectrométricos com a correção de tempo morto, obtendo-se valores de leitura em contagens por segundo, seguido da aplicação de filtragem linear e passa-baixa, visando a remoção de ruídos de alta frequência, e de cálculo da altura padrão de vôo para correção do erro de paralaxe. Procedeu-se então com a remoção do *background* da aeronave, da radiação cósmica e do Radônio, prosseguindo-se com a correção do efeito Compton. Os dados foram ainda submetidos à correção altimétrica, eliminando anomalias falsas geradas por elevações no terreno (Lasa, 2001).

Na porção Norte-Noroeste da área de estudo, observam-se ruídos intensos associados a problemas durante a aquisição dos dados. Manifestam-se como valores elevados de U e baixos de K. De modo geral, as modelagens conduzidas no âmbito deste trabalho não foram prejudicadas pela presença de tais inconsistências, mas vale reservar certa cautela quando da interpretação dos resultados referentes a esta porção.

7.4 Mapas geológicos

Apesar da proximidade com o Quadrilátero Ferrífero, que foi objeto de mapeamentos sistemáticos e possui um vasto acervo de mapas geológicos, a área

Coordenadas do Retângulo Envolvente:		Norte	
		-10.00000	
	Oeste		Este
	-60.00000		-57.00000
		Sul	
		-11.50000	

Coordenadas Limites	<u>Relação</u>

Quadrículas	<u>Relação</u>



• Levantamento

Métodos:	Magnetometria e Gamaespectrometria.
Contratante:	CPRM
Contratado:	GEOFOTO S.A.
Contrato:	
Período:	04 a 08/78
Número de áreas:	01
Total de Perfis:	30.360 km
Intervalo (AM):	1 s
Altura de Vôo:	150 m
Área Total:	54.000 km ²
Direção (LV):	N-S
Espaçamento (LV):	2 km
Direção (LC):	E-W
Espaçamento (LC):	20 km
Tempo de Integração Gama (s):	1

Produtos:	Registros analógicos; Fitas magnéticas de campo; Fotomosaicos com posicionamento dos perfis; Filmes de rastreio; Relatório do Levantamento.



• **Processamento**

Contratante:	DNPM
Contratado:	CPRM
Contrato:	
Período:	02-11/89

Produtos	Escala	Quantidade
Mapa de Contorno Magnético Residual.	100.000	18
Mapa de Contorno Magnético Residual.	250.000	04
Mapa de Contorno Radiométrico (Contagem Total).	100.000	18
Mapa de Contorno Radiométrico (Contagem Total).	250.000	04
Fita Magnética Total.		01
Relatório Final.		01



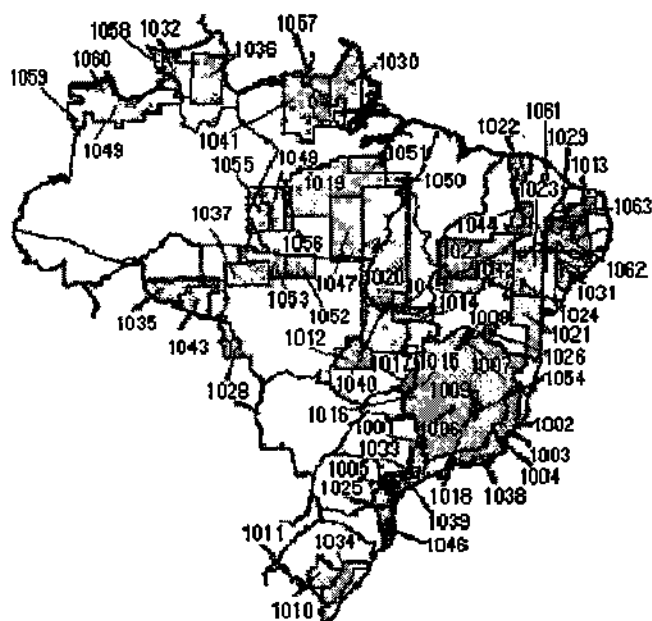
• **Interpretação**

Contratante:	
Contratado:	
Contrato:	
Período:	
Tipo:	
Tema:	

Observações

- 1) Foi utilizado o aeromagnetômetro de prótons, modelo G-803 da GEOMETRICS, com o sensor montado na ponta da cauda ("stinger") da aeronave Douglas DC-3 de prefixo PP-CCM.
 - 2) O volume total dos cristais detetores de iodeto de sódio (NaI) ativado a tálio foi de 1017.87 polegadas cúbicas, sendo usado o aerogamaespectrômetro modelo EXPLORANIUM DIGRS-3001.
 - 3) Os originais dos mapas obtidos no processamento estão no Departamento Nacional de Produção Mineral-DNPM em Brasília (DF), havendo outra coleção arquivada na Divisão de Documentação Técnica (DIDOTE) no Escritório-Rio da Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais-CPRM.
 - 4) A fita magnética final está arquivada no DNPM em Brasília (DF), havendo cópia da mesma arquivada na Divisão de Geofísica-DIGEOP/DEGEO no Escritório-Rio da CPRM.
 - 5) Este projeto teve os seus dados radiométricos convertidos de "contagens por segundo"(cps) para concentração de elementos - percentagem (%) para K, parte por milhão (ppm) para equivalente Urânio (eU) e equivalente Tório (eTh) e Microroentgen por hora para o Canal de Contagem Total- a partir da técnica denominada de "back-calibration". Tal técnica foi transferida para a Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM) através do projeto "Brazil Airborne Radiometric Mapping Project (BARMP)", de acordo com o Convênio de Cooperação Técnica celebrado em 17/10/1996 entre a CPRM e o Geological Survey of Canada (GSC), com a participação da empresa canadense de consultoria em Geofísica Paterson, Grant & Watson Limited (PGW), com o apoio financeiro da Canadian International Development Agency (CIDA) - Project Number 204/13886 - Canada-Brazil Cooperation Project for Sustainable Development in the Minerals Sector.
 - 6) Bibliografia: 1) Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais-CPRM, "Projeto Rio do Sangue", Ministério das Minas e Energia, Departamento Nacional da Produção Mineral - DNPM, Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais - CPRM, Convênio DNPM/CPRM, Relatório Final, texto e anexos, 4 volumes, Rio de Janeiro, 1989; 2) Geological Survey of Canada (GSC), Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM) e Paterson, Grant & Watson Limited (PGW), "Brazil Airborne Radiometric Mapping Project (BARMP)", Technical Report and Survey Atlas, Ottawa, Canada, 1997.
-

Projetos da Série 1000



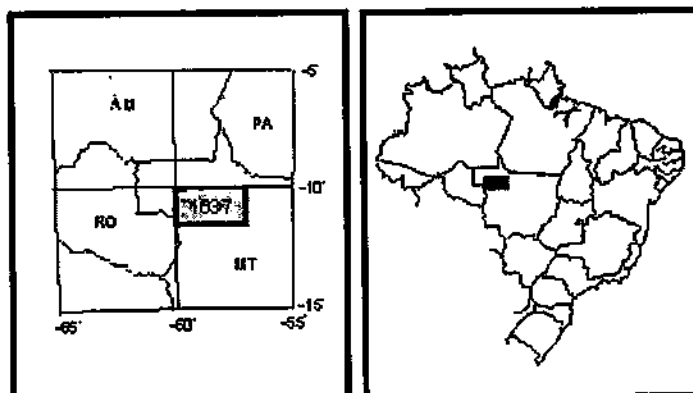
Apresentação Outras Séries: 2000 3000 4000

- CSDSst

Órbitas → 229 → Ponto-67
229 → Ponto-68

Projeto Rio do Sangue

Mapa Magnetométrico do Campo Total
Mapa Radiométrico de Contagem Total



- Identificação
- Localização
- Levantamento
- Processamento
- Interpretação
- Reprocessamento
- Bibliografia
- Observações

• Identificação

1037	
Contratante:	Departamento Nacional da Produção Mineral - DNPM
Contratado:	Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais - CPRM
Solicitação:	DNPM/DGM/CPRM 034/78
Ano do Levantamento:	1978
Objetivo:	Levant./process. de dados magnéticos e radiométricos.



• Localização

UF:	Mato Grosso.

investigada é ainda carente de mapeamentos detalhados. Os únicos mapas disponíveis para este trabalho corresponderam ao Mapa Geológico do Estado de Minas Gerais, na escala 1:1.000.000 (COMIG 2003), e os mapas geológicos da região do QF, na escala 1:50.000, elaborados em 1982 no programa de Mapeamento Geológicos da Região Metropolitana de Belo Horizonte, a encargo do Governo do Estado de Minas Gerais.

7.5 Mapas de ocorrências minerais

Um mapa atualizado de ocorrências minerais foi obtido junto à CPRM, contendo informações sobre a localização geográfica das ocorrências, substâncias primárias e secundárias, rocha hospedeira, rocha encaixante, tipo de alteração associada, entre outros atributos associados a cada ocorrência mineral. Dentre os diversos bens minerais apresentados, utilizou-se, neste trabalho, apenas as informações referentes às ocorrências de ouro da área investigada.

7.6 Softwares utilizados

O software utilizado para o processamento dos dados geofísicos foi a versão Oasis Montaj 5.1.8 do sistema Geosoft. Já para a criação dos mosaicos das cenas do sensor ASTER, bem como para as modelagens e classificações (SAM, MTMF e APC), foi empregado o software Envi versão 4.0 do sistema RSI. Diversos mapas apresentados neste trabalho foram gerados no Arcmap versão 8.3, do sistema ESRI. No ambiente do Arcview GIS versão 3.2 (ESRI), foram realizadas as análises pelas lógicas booleana e fuzzy e gerados os respectivos mapas com o auxílio do programa ArcSDM v.1 (http://ntserv.gis.nrcan.gc.ca/sdm/default_e.htm).

8. MÉTODOS

Os objetivos deste trabalho foram cumpridos através dos seguintes métodos e etapas de trabalho:

- Levantamento bibliográfico visando à definição do modelo descritivo dos depósitos de ouro do tipo *lode* e à definição dos critérios a serem utilizados nas modelagens subseqüentes;
- Processamento dos dados de sensores remotos e aerogeofísicos;
- Processamento digital das imagens geofísicas e de sensores remotos para a identificação das assinaturas geofísicas e seleção de alvos de mineralizações de ouro associado a zonas de cisalhamento, incluindo:
 - Realce digital por técnicas convencionais (composições coloridas em pseudocor e ternárias, Análise por Principais Componentes);
 - Classificação supervisionada (Isodata);
 - Análise espacial pelas Lógicas Booleana e Fuzzy;
 - Aplicação de técnicas de processamento de dados hiperespectrais adaptadas ao processamento de dados aerogeofísicos (*Spectral Angle Mapper*, *Mixture Tuned Matched Filtering*).
- Integração, interpretação e avaliação dos resultados.

9. MODELO DESCRITIVO DAS MINERALIZAÇÕES DE OURO

9.1 As ocorrências auríferas da área de estudo

Através da análise geoquímica de mais de sessenta amostras de rocha de uma faixa de aproximadamente 4 km em torno do Lineamento Congonhas, Seixas (1988) determinou o conteúdo em ouro dos diferentes litotipos. Verificou-se que as amostras que contém os maiores teores de ouro (acima de 20 ppm) correspondem à seqüência de rochas supracrustais, que constitui, assim, o metalotecto de maior potencialidade para este tipo de mineralização na área.

Conforme descrito em detalhes no capítulo Geologia Local, a seqüência supracrustal é formada por duas associações litológicas principais (uma ígnea e uma sedimentar) que indicam um ambiente vulcanossedimentar, de idade Arqueana, de

transição entre rochas supracrustais da porção máfica-ultramáfica de *greenstone belts*, com a superior vulcanossedimentar. Assim, coincide com a posição estratigráfica de grande parte das minas de ouro de maior importância no Quadrilátero Ferrífero (Ladeira 1985, Bernasconi 1985, Vial 1988, e outras fontes citadas em Seixas 1988).

Os metadoleritos, trondhjemitos e metaperidoritos talcificados e carbonatizados, que apresentam os maiores valores de concentração de ouro na área, juntamente com os metabasaltos, ocorrem particularmente nas porções mais afetadas pela zona de cisalhamento do Lineamento Congonhas, sugerindo que o desenvolvimento do mesmo foi decisivo no processo de mobilização e precipitação do ouro. Por ser um elemento estrutural que afeta diversos litotipos da área, o potencial prospectivo é ampliado, visto que é condicionado por litotipos específicos, zonas de alteração hidrotermal, estruturas de dilatação resultantes do cisalhamento e intrusão de granitóides.

Os metalotectos de ouro encontrados na área, devido às suas características, enquadram-se no modelo denominado depósitos de ouro do tipo *lode* (*lode gold deposits*, Seixas 1988, Hutchinson 1987, Groves *et al.* 1987, Hodgson 1985 e 1993), sendo fortemente condicionados pela instalação da estrutura de cisalhamento do Lineamento Congonhas.

9.2 Depósitos auríferos do tipo *lode*

Segundo o modelo proposto por Hodgson (1993), os depósitos auríferos do tipo *lode* mesotermal caracterizam-se por constituírem depósitos exclusivamente de Au, relacionados a veios de quartzo, sistemas de vênulas ou zonas de mineralização disseminada, encaixados em rochas carbonatadas.

De acordo com o autor, a maior parte das zonas mineralizadas é hospedada por e necessariamente relacionada a estruturas, tais como falhas de grande escala, zonas de cisalhamento dúcteis ou fraturas rúpteis de alto ângulo. Frequentemente, as estruturas nas quais ocorrem as mineralizações estão associadas a contatos entre domínios litológicos contrastantes, marcados por rochas deformadas ou indicadas indiretamente por uma variedade de feições – discordâncias estruturais, zonas de alteração hidrotermal ricas em carbonatos, depósitos auríferos, entre outros.

A razão pela qual os depósitos de ouro do tipo *lode* se relacionam a grandes falhas reside no fato destas agirem como eficientes condutos de fluidos hidrotermais. As mineralizações, em geral, concentram-se nas ramificações (*splays*) das estruturas, que apresentam uma geometria complexa – favorável à dilatação, à circulação dos fluidos e à precipitação do minério.

Os fluidos mineralizantes, ricos em CO₂, têm sido atribuídos a magmas, desidratação metamórfica de rochas sedimentares supracrustais ou degaseificação do manto. A hipótese mais aceita favorece a devolatilização de rochas vulcânicas e sedimentares, com modificações decorrentes da interação com as rochas no sítio de geração de fluido e deposição mineral.

O tipo de alteração hidrotermal predominante nos depósitos mesotermiais é a carbonatação. Minerais acessórios incluem pirita (menos freqüentemente pirrotita), sulfetos de metais-base (Cu, Pb e Zn), arsenopirita, turmalina e molibdenita.

Este tipo de mineralização é característico de terrenos metamórficos de baixo a médio grau metamórfico e cinturões de rochas supracrustais deformadas, sem restrição de idade, embora a maior produção de ouro provenha de rochas supracrustais Precambrianas e uma grande proporção dos maiores depósitos esteja situada em áreas Neoarqueanas (Woodall 1979 *apud* Hodgson 1993). Uma condição necessária para a ocorrência deste tipo de mineralização é a intrusão de batólitos granitóides.

Assim, a maioria dos depósitos conhecidos de ouro do tipo *lode* situa-se em cinturões caracterizados pela conjunção de três assembléias litológicas: rochas vulcânicas (komatiíticas) e intrusivas máficas a ultramáficas com elevado teor de Mg; faixas de rochas sedimentares; e intrusões félsicas. Vale destacar que todas estas condicionantes ocorrem na área de estudo.

9.3 Ocorrências de Au e a utilização de dados geofísicos para seu mapeamento

Os jazimentos de origem hidrotermal compreendem desde depósitos vulcanogênicos próximos e distantes, bem como depósitos filoneanos, apicais disseminados, escarníticos e pegmatíticos (Biondi 1986 *apud* Pires 1995). As áreas afetadas por processos hidrotermais, em especial associadas a zonas de cisalhamento,

hospedam um grande número de depósitos minerais e, por esta razão, têm sido estudadas e exploradas em diversas regiões do mundo, inclusive através de levantamentos aerogeofísicos.

Os fluidos hidrotermais são, em linhas gerais, constituídos de água, sílica, compostos sulfetados e clorados, carbonatos, bem como dos cátions K^+ , Na^+ , Ca^+ , Fe^{2+} e Mg^{2+} e dos ânions Cl^- , SO_4^{2-} e HCO_3^{2-} . Metais, tais como Au, Ag, Zn, Pb e Cu, podem associar-se ao enxofre presente na solução e precipitar-se, sob a forma de sulfetos, em ambientes favoráveis, tais como estruturas, onde podem originar depósitos minerais de considerável importância econômica (Quadros et al. 2003).

Assim como o potássio (^{39}K), o radioisótopo ^{40}K é abundante nos fluidos hidrotermais. Este isótopo instável é responsável por aproximadamente 98% da emissão de radiação gama de radioisótopos primários presentes na crosta terrestre, aspecto que torna viável e conveniente a execução de levantamentos aerogeofísicos não apenas para mapeamento geológico e estrutural, mas também visando ao reconhecimento de zonas alteradas por hidrotermalismo, às quais podem estar associados importantes depósitos minerais (Adams & Gasparini 1967, Pires 1995, Quadros et al. 2003).

A utilização de dados aerogeofísicos para exploração de ouro foi discutida por Hoover & Pierce (1990). O emprego de dados gamaespectrométricos justifica-se pelo fato de revelarem a distribuição dos radioisótopos ^{40}K , ^{232}Th e ^{238}U no topo de rochas e solos (em geral, compreendendo os trinta centímetros mais superficiais, segundo Dickson & Scott 1997). Segundo os autores, o elemento mais útil para a localização de depósitos auríferos de natureza hidrotermal corresponde ao ^{40}K , uma vez que indica zonas enriquecidas no elemento, ou seja, submetidas à potassificação em decorrência da passagem de fluidos hidrotermais pelas rochas, processo este que permite a precipitação de sulfetos e ouro. Dados geofísicos evidenciam também que áreas submetidas à intensa alteração hidrotermal podem apresentar, além do enriquecimento em potássio, um empobrecimento na concentração do elemento tório (Quadros et al. 2003).

Já ampla aplicação de dados magnetométricos na prospecção de ouro justifica-se pela associação de grande número de depósitos auríferos Arqueanos e

Proterozóicos a formações ferríferas bandadas, sedimentos metamorfizados ricos em Fe e/ou rochas vulcânicas básicas a ultrabásicas, litotipos estes geralmente magnéticos (Boyd 1984). Assim, a magnetometria fornece evidências indiretas sobre as mineralizações auríferas (visto que o ouro elemento diamagnético, ou seja, desprovido de campo magnético próprio), através de características das rochas hospedeiras às quais se associam.

As propriedades mais relevantes sobre as quais se deve ter conhecimento para a utilização adequada dos dados magnetométricos dizem respeito, principalmente, aos litotipos magnéticos da área de estudo, à relação da mineralização a estes tipos de rochas e às dimensões das estruturas que controlam a mesma.

A coincidência de ocorrências de ouro e anomalias magnéticas é documentada em diversos locais do mundo, tais como Canadá, Brasil, Oeste da África e Ghana (Boyd 1984).

10. PROCESSAMENTO DOS DADOS DE SENSORES REMOTOS

10.1 Introdução

A etapa de pré-processamento das cenas dos dados do sensor ASTER/Terra foi iniciada com o levantamento das imagens a serem adquiridas. De posse destas informações, foram adquiridas as cinco cenas que cobrem a área.

As cenas foram submetidas à conversão de projeção de coordenadas e redimensionamento do tamanho dos pixels das bandas SWIR (infravermelho de ondas curtas) e TIR (infravermelho termal) para 15 metros, de modo a torná-las compatíveis com a projeção dos mapas aerogeofísicos e demais produtos obtidos na primeira fase do projeto.

Para gerar uma imagem que cobrisse toda a extensão da área de estudo, foi necessário criar um mosaico a partir das imagens pré-processadas. Utiliza-se a técnica de *feathering* para mesclar as bordas das imagens, de modo que a transição entre estas fosse gradual e uniforme. O mosaico gerado foi então recortado, de modo a cobrir apenas a área investigada.

A imagem resultante foi então empregada para as etapas de geração de produtos e subseqüentes interpretações e integrações com os demais dados.

Os mesmos procedimentos foram seguidos previamente para o pré-processamento das imagens ETM+/Landsat-7, conforme descrito em Miethke (2004). De posse do mosaico da área correspondente ao Levantamento Aerogeofísico, este foi redimensionado de modo a abranger apenas a área de estudo em questão. Optou-se por utilizar as bandas ETM+ 3, 2 e 1 para composição RGB. Deste modo, obtém-se uma imagem na qual as cores são reais.

A imagem do SRTM foi igualmente recortada para cobrir a referida área. O tamanho dos pixels foi redefinido para 15 metros.

10.2 Resultados

O mosaico das cenas do sensor ASTER é apresentado na Figura 10.2.1. Utilizaram-se as bandas 3, 2 e 1 em composições RGB dos mosaicos dos sensores ASTER e ETM+ para o mapeamento de lineamentos (Figura 10.2.2).

O mosaico do sensor ETM+ foi superposto ao modelo digital de elevação gerado a partir dos dados do SRTM, permitindo a geração de uma imagem tridimensional (Figura 10.2.3), na qual se observam os contrastes topográficos da área de estudo. Elevadas altitudes se destacam no segmento Norte da área, onde se situa a Serra de Ouro Branco, sustentada majoritariamente por quartzitos. A porção Sudeste é marcada por topografia arrasada, contrastante com o relevo do resto da área.

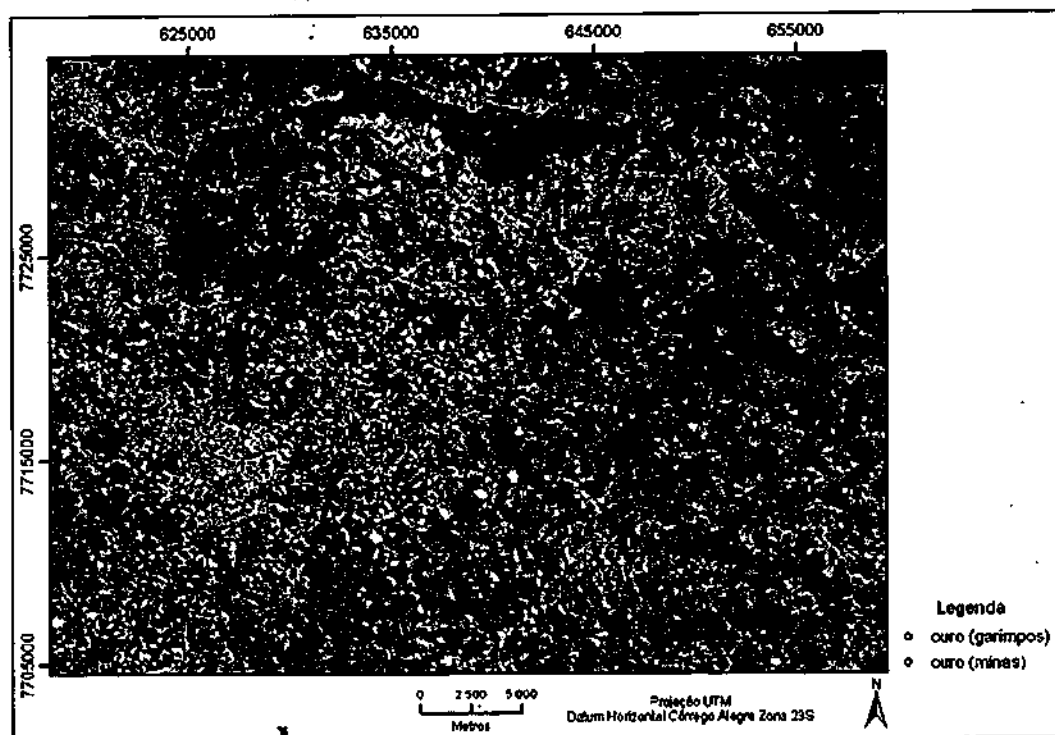


Figura 10.2.1: Composição colorida AST321 (RGB) e ocorrências auríferas da área de estudo (garimpos e minas).

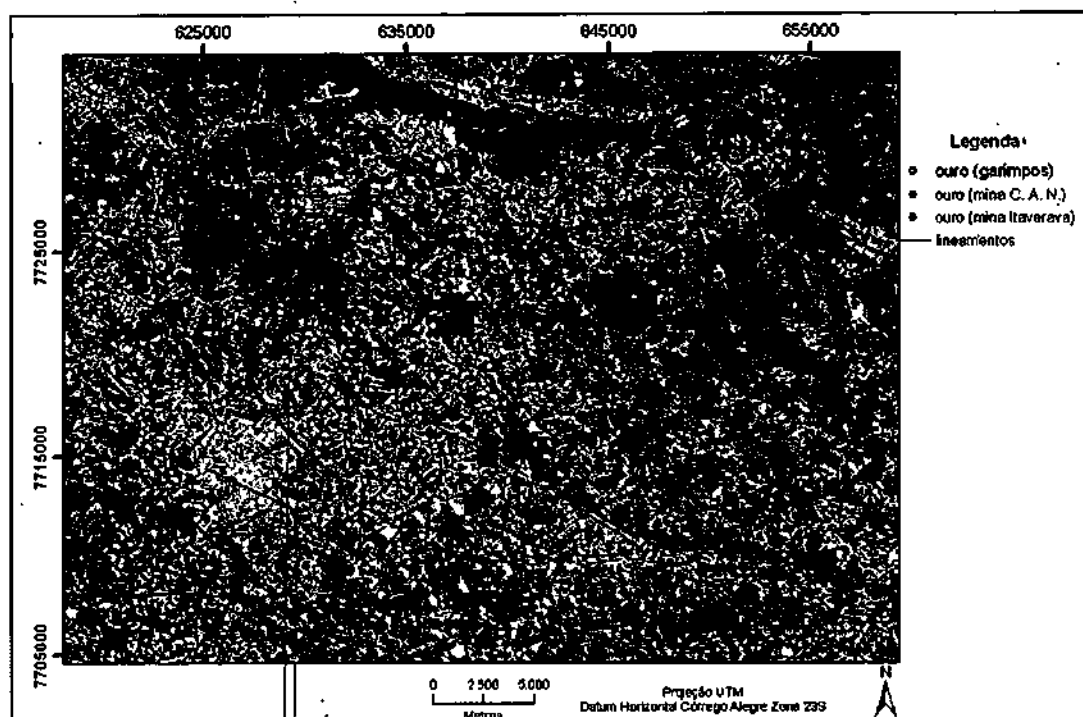


Figura 10.2.2: Mapa de lineamentos interpretados a partir das imagens dos sensores ASTER e ETM+, sobreposto à banda 1 do ASTER.

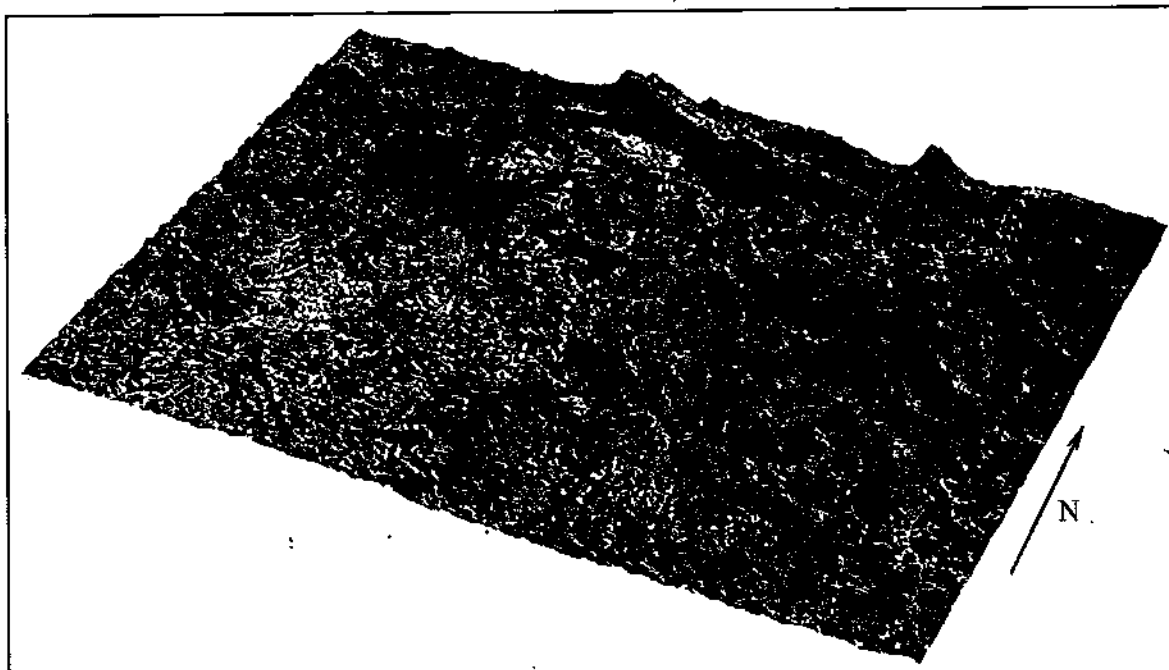


Figura 10.2.3: Composição colorida ETM+321 (RGB) sobreposta ao modelo digital de elevação, gerado a partir dos dados do SRTM. Exagero vertical: 7 vezes. Os lineamentos apresentados correspondem àqueles interpretados a partir da composição (ETM+321) bidimensional.

11. PROCESSAMENTO DOS DADOS AEROGEOFÍSICOS

11.1 Pré-Processamento e processamento dos dados magnetométricos

A primeira etapa de pré-processamento iniciou-se com a verificação da sobreposição de linhas de voo através da análise dos mapas de linhas de produção. Os dados das linhas sobrepostas foram apagados, de modo a impedir que a duplicidade de dados influenciasse nos produtos gerados.

Em seguida, os dados foram analisados quanto à presença de inconsistências – tais como *spikes* (picos acentuados) – bem como à distribuição espacial e à densidade de amostragem, através da aplicação dos testes “diferença quarta” e “parâmetro ‘P’” (Blum 1999). Estas análises permitem a identificação de registros de valores fora do desvio padrão.

As medidas obtidas durante o aerolevanteamento são freqüentemente ruidosas. Estas altas freqüências indesejáveis, apesar de corrigidas ainda na etapa de campo, não são completamente suprimidas. Para contornar este problema, aplicam-se filtros, que podem reduzir ou até excluir estes ruídos. Quando a supressão completa não é possível, esse tipo de dado deve eliminado ou aproveitado de maneira restrita (Telford *et al.* 1990; Luiz & Silva 1995, Blum 1999).

Assim, procede-se ao micronivelamento (Minty 1991, Silva 1999, Blum 1999), visando remover os ruídos remanescentes do nivelamento convencional e associados a imperfeições do nivelamento das malhas após a interpolação. Em geral, os ruídos expressam-se como anomalias alongadas, orientadas segundo as linhas de vôo.

A técnica consiste na aplicação de filtros em duas direções perpendiculares de uma grade, segundo o seguinte procedimento:

- aplicação de um filtro passa-alta na 'malha A', na direção ortogonal às linhas de vôo, resultando em uma 'malha B' (comprimento de onda de corte com duas vezes a distância entre as linhas de vôo, no mínimo);
- aplicação de um filtro passa-baixa na 'malha B', na direção da linha de vôo, originando uma 'malha C' (comprimento de onda de corte com, no mínimo, a distância entre as linhas de controle);
- subtração da 'malha C' da 'malha A', de modo a obter uma malha final.

A avaliação dos resultados é visual e a determinação dos valores de corte é empírica.

Após a etapa de pré-processamento, com as devidas correções descritas acima, a base de dados foi recortada, originando uma nova base apenas com os dados referentes à área de estudo.

O próximo passo consistiu na interpolação da base de dado. O tamanho das células da grade foi estabelecido em 100 metros, utilizando-se o método da curvatura mínima (Briggs, 1974), no qual se cria uma malha regular considerando uma superfície que passa por todos os dados com flexão mínima. O número de interações foi mantido em 500 e o ângulo de inclinação e declinação para a geração dos grids sombreados em 45°.

São apresentadas, a seguir, diversas cartas-imagem – amplitude do sinal analítico, gradiente horizontal, derivada vertical e um mapa e estruturas geológicas interpretadas a partir dos dois últimos (Figuras 11.2.1, 11.2.2 e 11.2.3, respectivamente). As etapas de processamento dos dados aeromagnetométricos são resumidas no fluxograma abaixo (Figura 11.1.1)

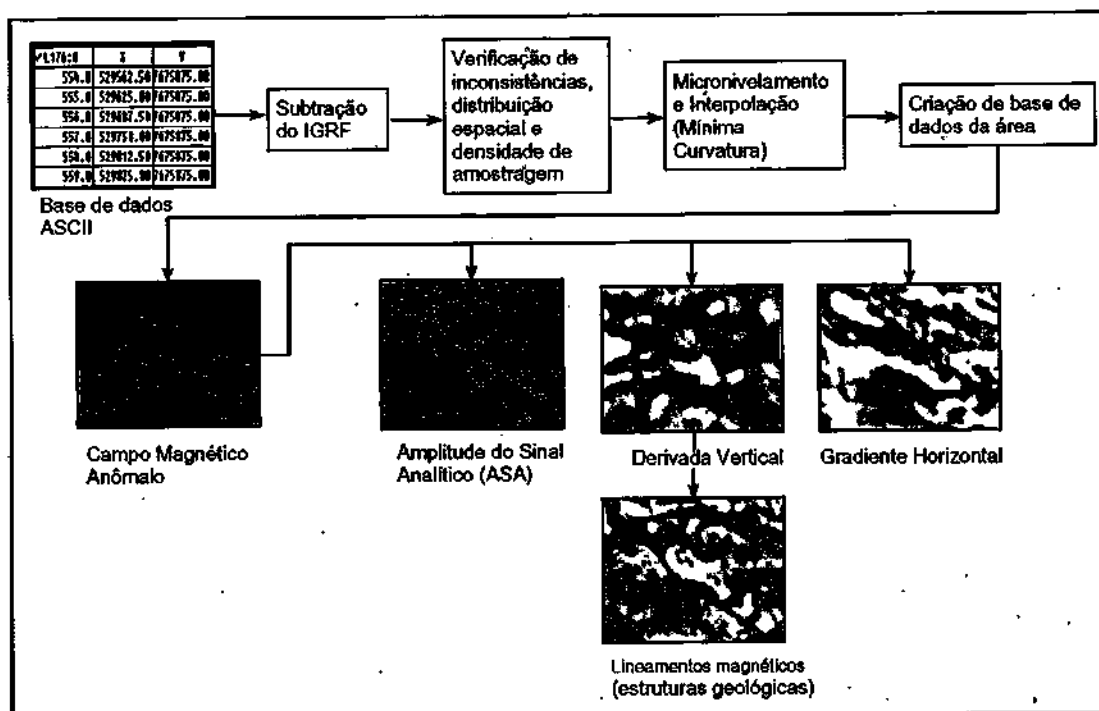


Figura 11.1.1: Fluxograma das etapas de processamento dos dados aeromagnetométricos.

11.2 Resultados do processamento de dados aeromagnetométricos

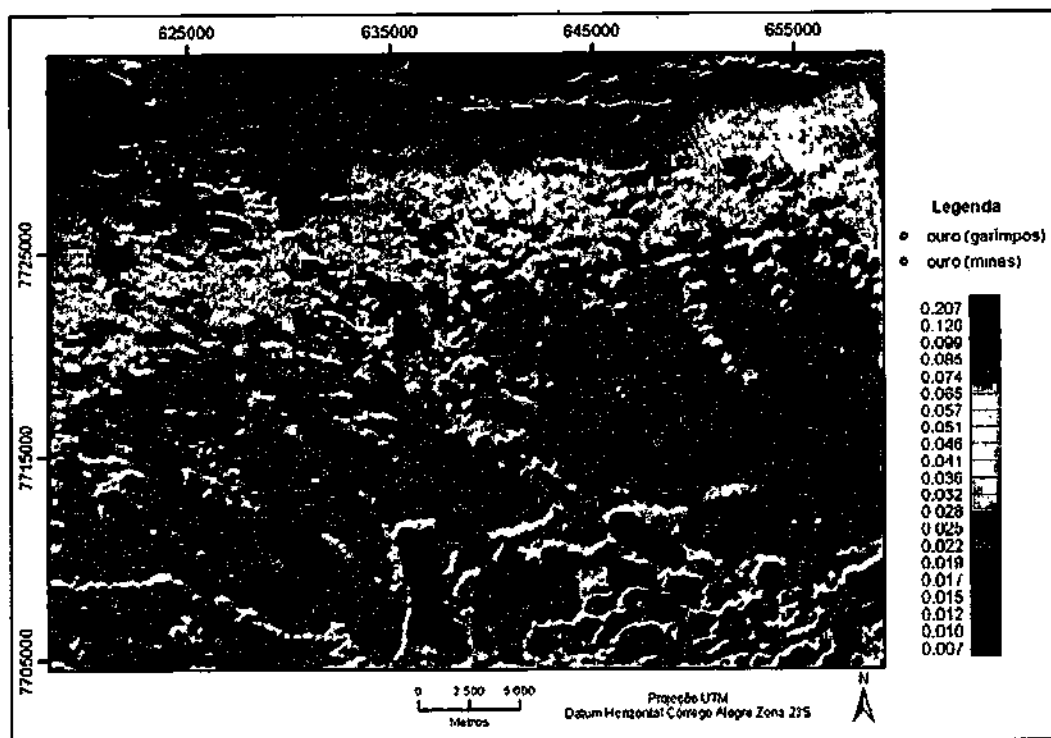


Figura 11.2.1: Mapa da amplitude do sinal analítico (pseudocor). Dados interpolados por curvatura mínima, com 500 interações e dimensão de célula de 100m. Inclinação e declinação: 45°; escala em nT/m.

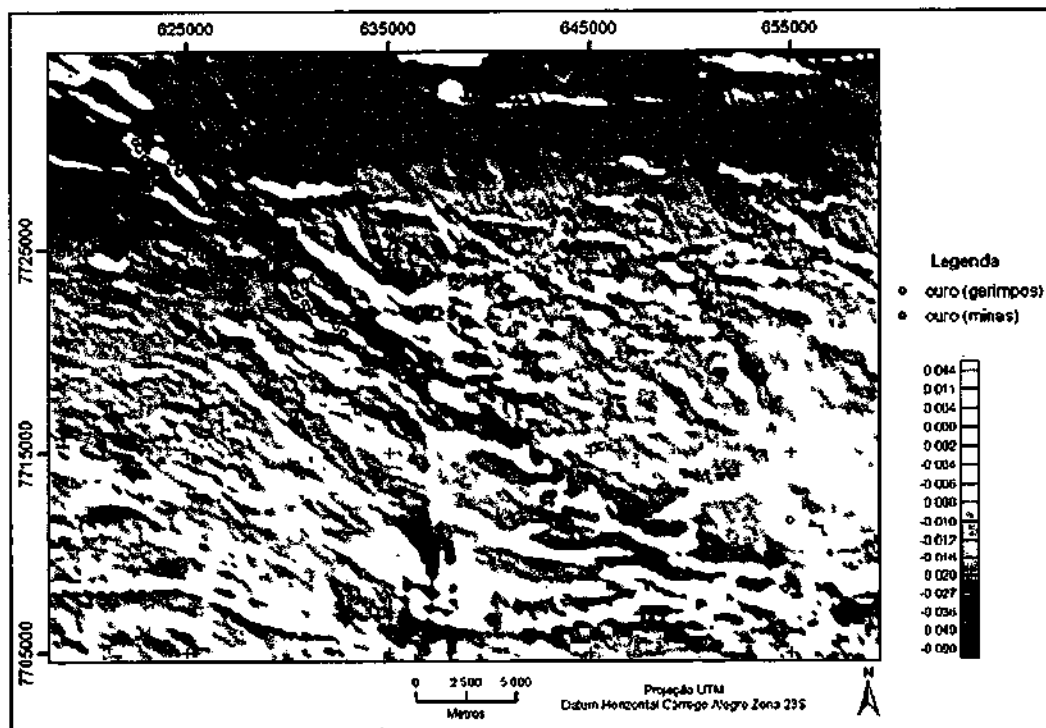


Figura 11.2.2: Mapa do gradiente horizontal dos dados magnetométricos (ângulo: 45°). Escala: nT/m.

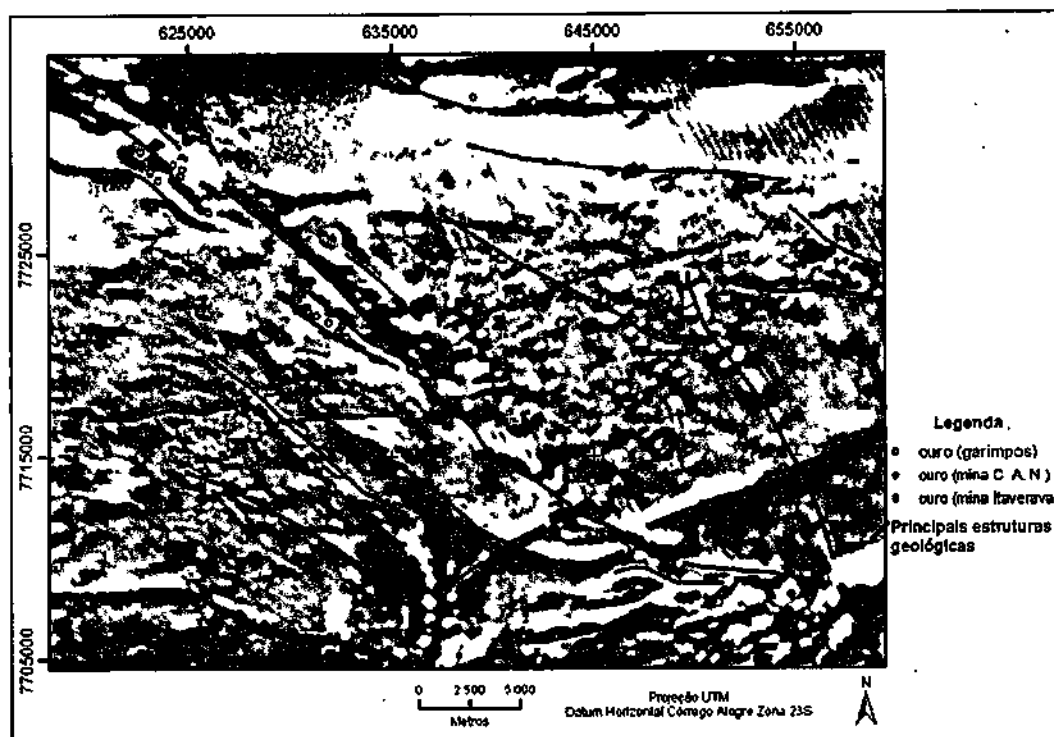


Figura 11.2.3: Mapa de lineamentos associados a estruturas geológicas observáveis nos produtos magnetométricos (derivada vertical e gradiente horizontal) sobreposto ao mapa da derivada vertical.

A amplitude do sinal analítico (Nabighian 1984), por ser um método adequado para a redução de dados magnéticos em baixas latitudes (MacLeod *et al.* 1993), permitiu a obtenção de um resultado interessante (Figura 11.2.1). São reveladas as fontes causadoras das anomalias magnéticas. Assim, elevados valores de amplitude do sinal analítico, destacados em tons vermelhos no mapa, são indicativos de rochas de elevada susceptibilidade magnética.

O gradiente horizontal é o vetor resultante da combinação das primeiras derivadas horizontais, nas direções x e y do campo magnético anômalo. O gradiente horizontal indica geralmente variações abruptas do campo magnético, facilitando o mapeamento das fontes causadoras de anomalias (Figura 11.2.2). Uma importante vantagem deste método, assim como o sinal analítico, é o fato de que o resultado independe de parâmetros do campo magnético terrestre e da direção de magnetização da fonte (Blakely 1996).

O mapa da derivada vertical do campo magnético anômalo também permite uma interpretação eficaz das estruturas geológicas, visto que estas provocam variações também na direção z (vertical). Os principais lineamentos magnéticos, associados às estruturas geológicas, tais como falhas e fraturas, foram extraídos deste produto e utilizados em diversas modelagens, conforme elucidado adiante.

11.3 Pré-processamento e processamento dos dados gamaespectrométricos

Os dados gamaespectrométricos foram pré-processados pela Lasa (Lasa 2001), incluindo correção de tempo morto, aplicação de filtragem linear e passa-baixa, correção do erro de paralaxe, remoção do *background*, correção do efeito Compton.

Os dados foram micronivelados, utilizando-se técnica análoga àquela empregada para os dados aeromagnetométricos. Foi também avaliada a influência do relevo sobre a distribuição dos elementos através do modelo digital de elevação, gerado com os dados do próprio levantamento e posteriormente com dados do SRTM.

Uma vez efetuadas estas etapas de pré-processamento, os dados gamaespectrométricos referentes à área de estudo foram unificados em uma base de dados nova, juntamente com os dados magnetométricos.

Na interpolação dos dados pelo método da curvatura mínima, utilizou-se também células de grade de 100 metros, 500 interações e ângulos de inclinação e declinação de 45°.

Dentre as técnicas de processamento de dados gamaespectrométricos, as mais comuns são composições em falsa cor (Killeen, 1979) (Figura 11.4.1). Combinações ternárias (RGB e CMY), na qual se combinam os três canais espectrométricos (K, Th e U), com as três cores primárias aditivas (vermelho, verde e azul) também foram geradas (Figura 11.4.2). A porcentagem de cada cor na imagem gerada indica a contribuição de cada um dos canais na cena. A Figura a seguir (Figura 11.3.1) apresenta o fluxograma das etapas de processamento destes dados.

Diversos produtos, resultantes da aplicação de técnicas de classificação dos dados aerogamaespectrométricos, são apresentados nos próximos itens deste trabalho.

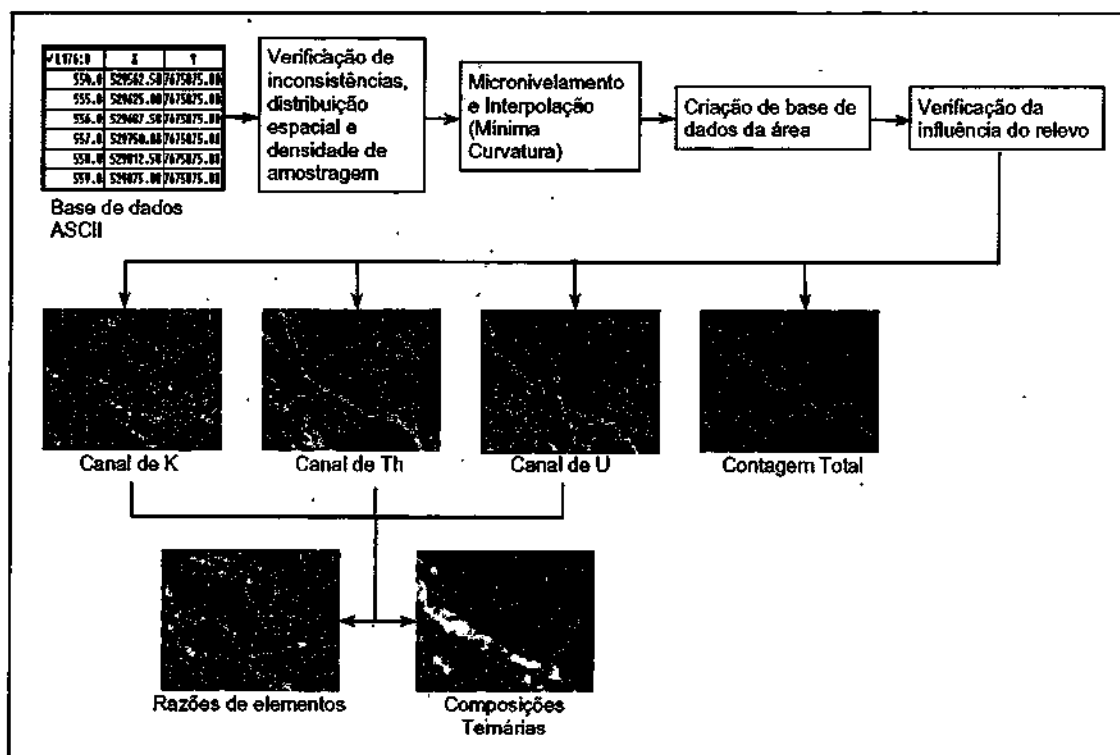


Figura 11.3.1: Fluxograma das etapas de processamento dos dados aeromagnetométricos.

11.4 Resultados do processamento dos dados gamaespectrométricos

Figura 11.4.1: Mapas gamaespectrométricos (pseudocor) dos canais de: a) K; b) Th e c) U; e da razão K/Th.

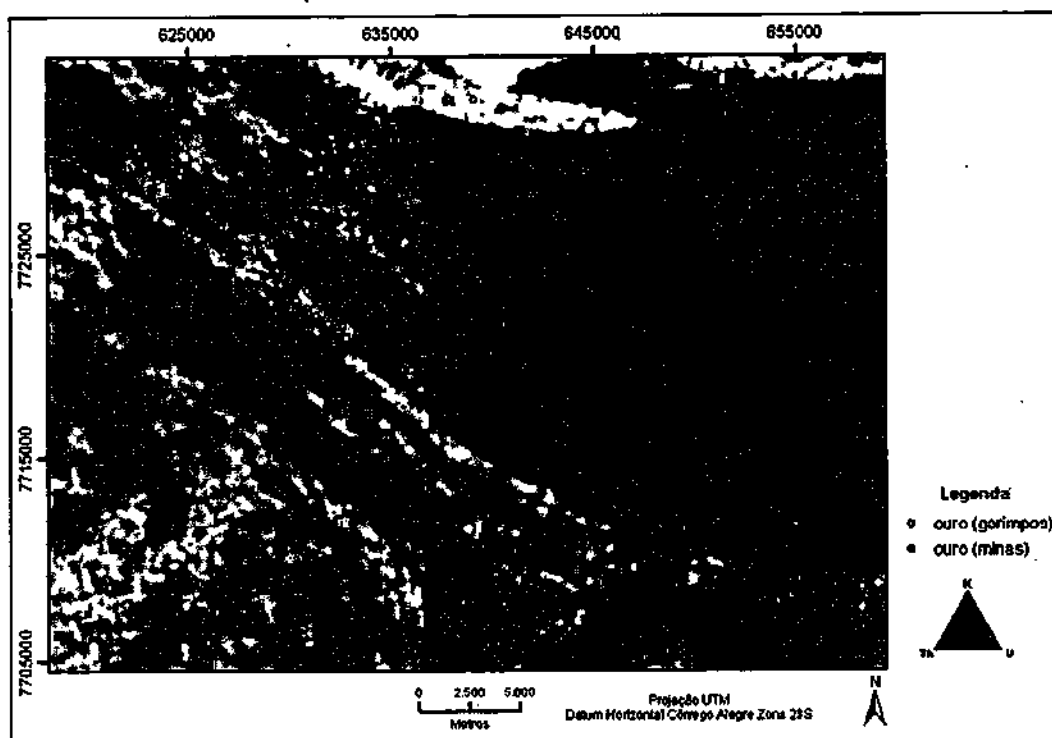


Figura 11.4.2: Mapa gamaespectrométrico ternário dos canais de K, Th e U (composição RGB).

Dobramentos são destacados nos mapas dos canais de K, U e Th (em especial neste último, devido à mobilidade deste radioisótopo), os quais não são evidentes nos produtos derivados dos dados magnéticos.

O mapa da razão entre os elementos K e Th (Figura 11.4.1 – d) apresenta áreas concomitantemente enriquecidas em K e empobrecidas em Th, em vermelho. Já as porções representadas em azul correspondem à situação inversa (baixo K e alto Th).

Mapas ternários (composições RGB, Figura 11.4.2, e CMY) oferecem bons resultados, a partir dos quais podem ser interpretados domínios gamaespectrométricos, unidades litológicas, contatos entre unidades, dobras e limites de corpos graníticos. Estas feições permitiram a geração de um mapa de domínios gamaespectrométricos (Figura 11.4.3). Os lineamentos foram interpretados a partir dos produtos magnetométricos. O significado dos domínios é apresentado no item 20 (Discussão).

12. CLASSIFICAÇÃO NÃO-SUPERVISIONADA DOS DADOS AEROGEOFÍSICOS

12.1 Introdução

Os métodos de classificação não-supervisionada – os mais comuns são os tipos ISODATA (*Iterative Self-Organizing Data Analysis Technique*) e Média-K – baseiam-se no tratamento estatístico dos dados. Podem ser aplicados para qualquer tipo de imagem. Consistem, resumidamente, em um processo no qual todos os pixels de uma imagem que possuam assinaturas semelhantes são identificados e agrupados em múltiplas categorias.

Utiliza-se classificação não-supervisionada quando se deseja evitar influência do conhecimento prévio nos resultados a serem obtidos. O software utilizado identifica classes dentro de um conjunto de dados – no caso, dados gamaespectrométricos e magnetométricos – criando categorias de acordo com as especificações fornecidas (número de classes, de interações, desvio padrão, entre outros). No processo, agrupamentos de dados são automaticamente identificados e utilizados como áreas de treinamento para a classificação. O método mais comum no qual a classificação pode se fundamentar é o da máxima verossimilhança, que considera a ponderação das distâncias das médias utilizando parâmetros estatísticos (Crósta 1993).

12.2 Resultados

Diferentes produtos foram gerados a partir da classificação não-supervisionada dos dados geofísicos (canais de K, Th e U e amplitude do sinal analítico), utilizando-se classificações dos tipos Média-K e ISODATA com diferentes parâmetros estatísticos e números de classes.

O resultado mais satisfatório da técnica ISODATA é representado pelo mapa a seguir (Figura 12.2.1), para o qual se predefiniu o número de classes em 15, o número de interações em 10 e o desvio padrão em 1,0.

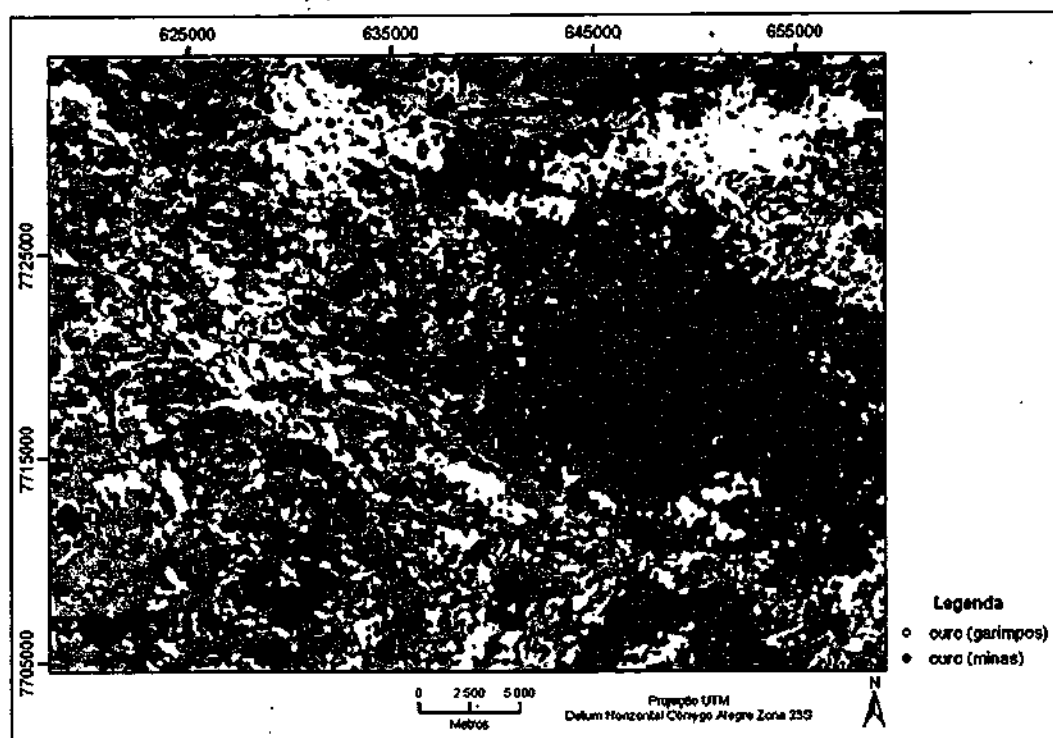


Figura 12.2.1: Mapa de classificação não-supervisionada do tipo ISODATA dos dados gamaespectrométricos (canais de K, Th e U) e magnetométricos (amplitude do sinal analítico).

Em função das classes definidas no processamento dos dados pela técnica ISODATA, é possível reconhecer alguns domínios geofísicos – as cores atribuídas às classes facilitam a interpretação.

13. ANÁLISE ESPACIAL PELAS LÓGICAS BOOLEANA E FUZZY

13.1 Introdução

Com os dados disponíveis – mapas geológicos, dados geofísicos e de sensoriamento remoto e ocorrências de ouro já conhecidas – é possível elaborar um modelo descritivo para as mineralizações auríferas da área de estudos. Baseando-se neste modelo, é possível conduzir análises espaciais guiadas pelo conhecimento, com o objetivo final de elaborar mapas de favorabilidade mineral para a área.

Para alcançar tal meta, foram aplicadas aos dados técnicas das lógicas booleana e fuzzy em um ambiente de informações georreferenciadas.

A literatura sobre Sistemas de Informações Georreferenciadas (SIG) aplicados em pesquisa mineral é vasta (Bonham-Carter 1994 e 1997, Knox-Robinson & Groves 1997, Braghin 1998, Nóbrega 2001).

Dados espaciais de diferentes fontes podem ser combinados, neste ambiente, permitindo a descrição, a interação e a análise dos mesmos. O objetivo final das operações conduzidas é a elaboração de modelos que possibilitem a avaliação do potencial mineral e a predição de novos depósitos minerais de ouro, neste caso. Estas operações envolvem o cálculo da favorabilidade mineral a partir de diferentes mapas, através da ponderação e combinação de diversas fontes de evidência (Bonham-Carter 1994).

A predição de depósitos minerais é auxiliada por modelos descritivos de depósitos já conhecidos, que incluem características físicas, químicas, estruturais, litológicas, etc., que controlam a mineralização. Os modelos descritivos têm um importante papel no mapeamento do potencial mineral de uma área, auxiliando na seleção e derivação de mapas que podem predizer o tipo de depósito considerado, bem como na atribuição de pesos para vários mapas de evidências. Os pesos podem ser atribuídos com base em cálculos dos dados estatísticos (análise *data-driven* ou guiada pelos dados), ou estimados com base na experiência do profissional (análise *knowledge-driven* ou guiada pelo conhecimento) (Bonham-Carter 1994). Esta última inclui a utilização das lógicas booleana e *fuzzy*, empregadas neste trabalho e cujo embasamento teórico é apresentado brevemente a seguir.

14. LÓGICA BOOLEANA

14.1 Introdução

A análise booleana baseia-se na combinação lógica de mapas binários por operadores lógicos (E, OU, NÃO) visando validar uma hipótese – neste caso, se determinada área é favorável para ocorrências de ouro do tipo *lode*.

Os mapas são obtidos após a conversão das informações de diferentes mapas condicionantes para um formato binário (verdadeiro/falso ou 1/0). Assim, nos mapas resultantes, aceitam-se apenas dois estados: prospectivo (áreas que recebem valor 1, indicativo de condição satisfeita, verdadeira) e não-prospectivo (áreas às quais se assinala o valor 0, indicativo de condição não-satisfeita) (Knox-Robinson & Groves *apud* Nóbrega 2001). O procedimento é aplicado repetidamente para todos os locais da região de interesse (todos os pixels em uma imagem raster, todos polígonos em um *overlay* de polígonos, etc.). Obtém-se um mapa final também no formato binário, no qual há, portanto, apenas duas classes – 1, se todas as condições dos diferentes mapas são satisfeitas, e 0, se uma ou mais condições não forem satisfeitas (Bonham-Carter 1994).

Esta característica torna a análise booleana pouco conveniente no estudo de favorabilidade mineral, visto que se obtém apenas alvos que satisfazem todas as prerrogativas, excluindo, portanto, possíveis áreas de interesse em função de uma condição não ser cumprida. Por não serem atribuídas distintas importâncias aos fatores condicionantes, os mapas finais não apresentam classes de alvos ("menos favorável" a "mais favorável", Nóbrega 2001).

Uma alternativa viável para contornar as limitações impostas pela análise booleana é o método *Index Overlay* (Bonham-Carter 1994), cuja vantagem consiste na atribuição de diferentes pesos para cada mapa de evidência utilizado, dependendo do significado e da importância do mesmo em relação à hipótese considerada.

O tipo mais simples de ponderação é aquele no qual os mapas iniciais são binários e cada um deles recebe um único fator de ponderação, dependendo de sua importância para a hipótese sob escrutínio. No entanto, utilizando-se mapas multi-classes, a cada classe dos mapas empregados é atribuído um valor diferente, permitindo a obtenção de um sistema mais flexível de ponderação, permitindo que o especialista realize ajustes para obtenção dos melhores resultados (Bonham-Carter 1994).

Assim, o mapa final resultante da combinação de mapas binários ponderados compreende uma gama de valores, abrangendo desde áreas menos prospectivas até as mais prospectivas (Nóbrega 2001).

O fluxograma a seguir (Figura 14.1.1) resume a etapa reclassificação dos dados magnetométricos e gamaespectrométricos em mapas binários para a análise booleana.

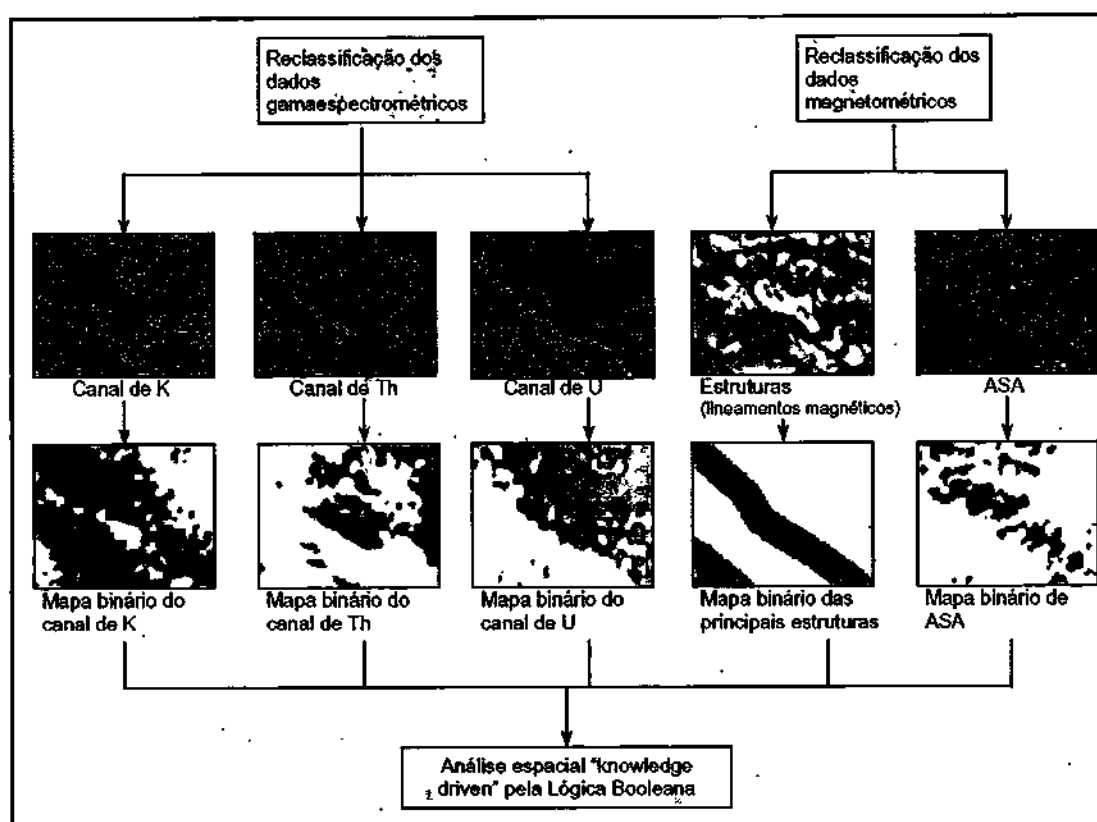


Figura 14.1.1: Fluxograma das etapas de processamento dos dados para a análise espacial pela Lógica Booleana.

14.2 Métodos e resultados da aplicação da Lógica Booleana

Os mapas evidenciais utilizados na análise booleana foram os mapas gamaespectrométricos (canais de K, Th e U), magnetométricos (amplitude do sinal analítico) e buffer das principais estruturas geológicas, todos em formato binário (Figura 14.2.2).

Os mapas aerogeofísicos evidenciais foram criados levando-se em conta características do modelo metalogenético das mineralizações de ouro do tipo *lode*. Assim, assinalou-se valor 1 às áreas enriquecidas em K, empobrecidas em U e Th e de

elevada susceptibilidade magnética. Às áreas que não atendem estas exigências foi conferido o valor zero.

Foram criados buffers ao longo das principais estruturas geológicas, interpretadas a partir dos mapas magnetométricos (gradiente horizontal e derivada vertical) e do mosaico do sensor ASTER. Gerou-se o mapa binário conferindo valor 1 às áreas localizadas até 700 metros das estruturas e zero às mais distantes.

Dentre os diversos mapas gerados pela aplicação da lógica booleana, destacam-se dois (produto booleano e *index overlay*), cujos resultados foram mais satisfatórios que os demais.

O produto booleano (equivalente ao "E booleano"), apresentado abaixo (Figura 14.2.3), evidencia as áreas onde todas as condições favoráveis são satisfeitas (altos valores de K e ASA, baixos de Th e U, e proximidade com estruturas).

No método *index overlay*, utilizou-se os mesmos mapas evidenciais supracitados. Não foram definidos pesos distintos para os mapas evidenciais, de modo que o valor de todos ponderadores foi definido como 1. No mapa obtido a partir desta modelagem (Figura 14.2.4), classifica-se áreas de mais alta favorabilidade para mineralizações de ouro do tipo *lode* (vermelho) até de baixa favorabilidade (azul claro), dependendo do número de condicionantes satisfeitos.

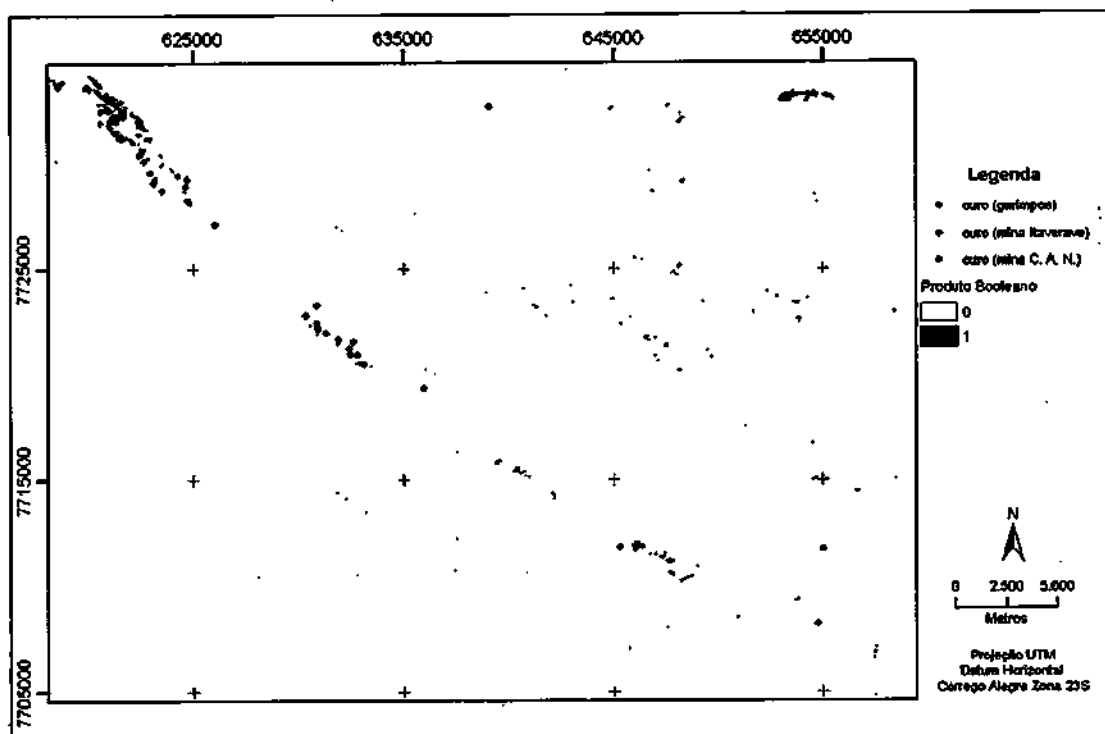


Figura 14.2.3: Mapa binário de favorabilidade para mineralizações de ouro segundo análise booleana (produto booleano). Áreas em branco = não-prospectivas; áreas em magenta = prospectivas.

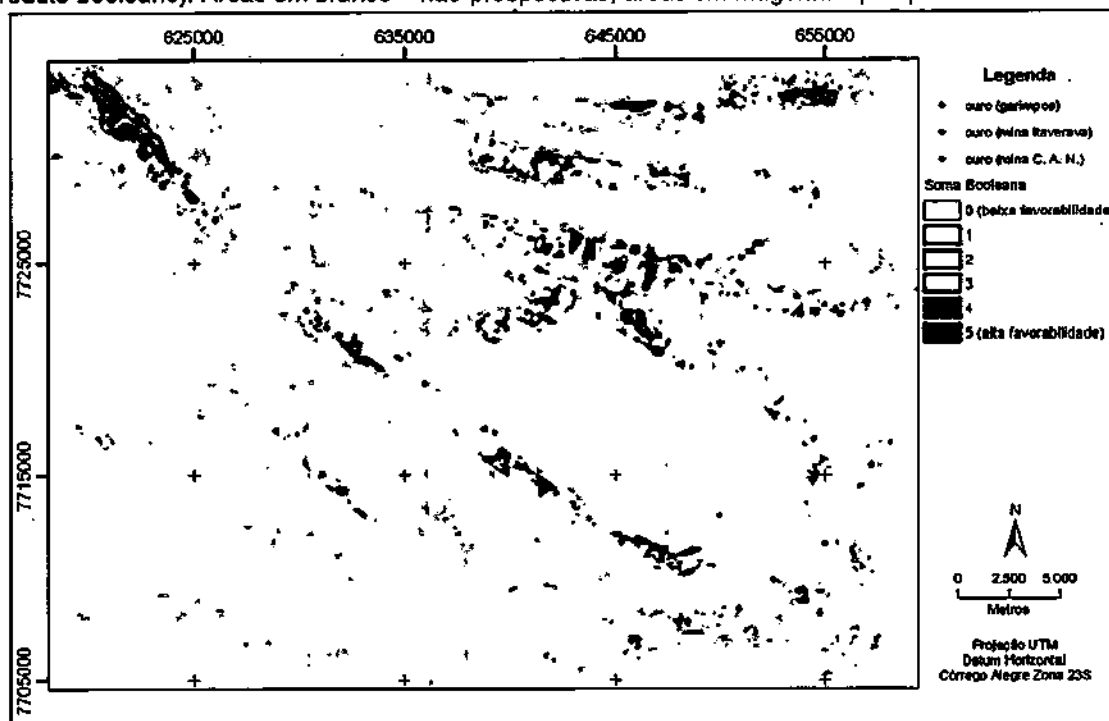


Figura 14.2.4: Mapa de favorabilidade para mineralizações de ouro segundo análise booleana (index overlay). Classe 5 = todos condicionantes satisfeitos; classe 0 = nenhum condicionante satisfeito.

15. LÓGICA FUZZY

15.1 Introdução

Nas análises descritas anteriormente, a pertinência (*membership*) de um conjunto de dados é definida em termos de verdadeiro ou falso (1 ou 0). No entanto, tal abordagem pode representar uma simplificação exagerada, que implica em perda de dados e possíveis erros de análise, em especial no caso de estudos desta natureza, com informações complexas e difíceis de serem categorizadas simplesmente como verdadeiras ou falsas.

A pertinência de dados sob a ótica da lógica fuzzy, no entanto, é expressa em termos de uma escala contínua que abrange todos os valores contidos entre 0 e 1, onde 0 representa não-pertinência total (*full non-membership*) e 1, pertinência total (*full membership*). Entre estes extremos, há uma faixa de possíveis valores de pertinência (Figura 15.1.1). Não há regras para a seleção dos valores de pertinência fuzzy (desde que situados entre 0 e 1). Assim, a classificação pode basear-se no julgamento subjetivo do profissional ou ser realizada considerando-se uma função de pertinência fuzzy.

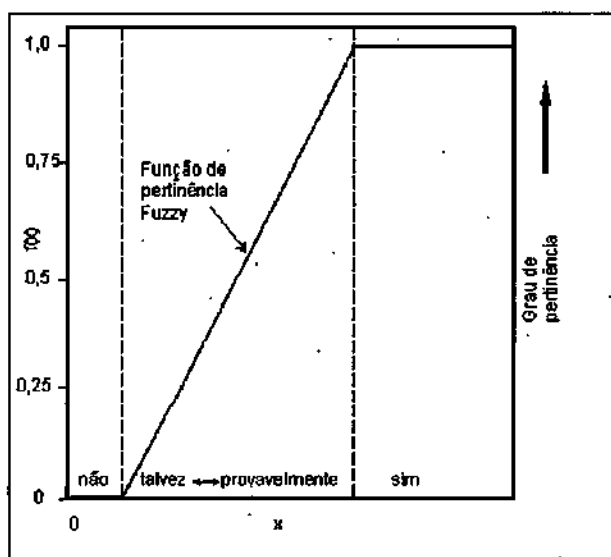


Figura 15.1.1: Função de pertinência fuzzy (modificado de Bonham-Carter 1994).

Dois ou mais mapas com funções de pertinência fuzzy de um mesmo conjunto podem ser combinados entre si através de diferentes operadores – "E fuzzy", "OU fuzzy", "produto algébrico fuzzy", "soma algébrica fuzzy" e "operador fuzzy gama".

O "E fuzzy" corresponde ao "E booleano" e consiste na operação de interseção lógica em um conjunto de valores de 1 e 0. Quando uma distribuição contínua é submetida à operação, o menor valor dentre todas evidências é retornado e o mapa resultante é controlado pelo menor valor de pertinência fuzzy de cada local. Deste modo, a operação é aplicada quando duas ou mais evidências precisam ocorrer concomitantemente para que uma hipótese seja verdadeira.

O "OU fuzzy", por sua vez, corresponde ao "OU booleano", equivalendo à união lógica na qual os valores resultantes são controlados pelo valor máximo de qualquer um dos mapas iniciais, para qualquer local. Assim, o resultado que se obtém representa o maior valor dentre as evidências quando aplicado a uma distribuição contínua. Utilizando-se este operador, o valor combinado de um determinado local é limitado apenas pelo mapa de evidências mais apropriado. No caso de avaliação do potencial mineral de uma área, é interessante utilizar este operador, já que os indicadores de mineralizações não são muito abundantes e a presença de qualquer evidência positiva pode ser de grande valia para sugerir favorabilidade mineral.

O "produto algébrico fuzzy" é definido pelo produto das evidências, de modo que os valores combinados tendem a ser muito pequenos com este operador, já que se multiplica valores inferiores a 1. No entanto, todos os valores de pertinência influenciam no resultado final, diferentemente dos operadores "E fuzzy" e "OU fuzzy".

A "soma algébrica fuzzy" é complementar ao "produto algébrico fuzzy", consistindo da soma de diversos mapas evidencias de entrada. O resultado é sempre maior ou igual ao maior valor de pertinência avaliado (no entanto, nunca excedendo o valor 1), de modo que o efeito do operador é maximizante. Duas evidências que favoreçam uma hipótese reforçam-se e a evidência combinada é mais clara que as originais tomadas individualmente.

A maneira mais eficaz de contornar e contrabalancear o efeito minimizante do "produto algébrico fuzzy" e o efeito maximizante da "soma algébrica fuzzy" é possível

através do emprego do "operador fuzzy gama" (Bonham-Carter 1994). Este é definido em termos do "produto" e da "soma algébrica fuzzy" pela equação

$$\text{combinação fuzzy gama} = (\text{soma algébrica fuzzy})^{\gamma} \times (\text{produto algébrico fuzzy})^{1-\gamma},$$

no qual γ corresponde a um parâmetro escolhido no intervalo de 0 a 1 (Zimmermann & Zysno 1980). Quando γ equivale a 1, a combinação corresponde à "soma algébrica fuzzy", assim como quando γ equivale a 0, a combinação reduz-se ao "produto algébrico fuzzy", de modo que, dependendo do valor escolhido para γ , se possa atingir um equilíbrio entre os efeitos minimizante e maximizante de cada um dos operadores. A escolha do valor de γ cabe ao especialista e deve ser função da resposta que este espera obter dos dados.

15.2 Métodos e resultados da aplicação da Lógica Fuzzy

O processamento dos dados para a análise fuzzy consistiu na reclassificação dos mapas (K, Th U, ASA e estruturas geológicas) para 25 classes. A cada uma delas foram atribuídos, subjetivamente, os valores de pertinência fuzzy (*fuzzy membership*). Assim, à classe correspondente aos mais altos valores de K foi conferida pertinência fuzzy 1, à classe subsequente foi assinalado o valor 0,95 e assim por diante, até as áreas com os mais baixos valores de K, que receberam valor de pertinência 0. Analogamente, definiu-se os valores para o mapa de amplitude do sinal analítico. De modo inverso, foram processados os mapas de U e Th (baixos valores dos elementos, alto valor de pertinência, e vice versa).

Criaram-se buffers de 200 metros ao redor das estruturas geológicas principais, ponderados de forma que o buffer mais próximo comporta maior importância (1) e aos mais distantes (até 1000 metros) são atribuídas pertinências cada vez menores (Figura 15.2.1). A combinação entre os mapas evidenciais assim determinados foi realizada através de diversos operadores fuzzy (Figuras 15.2.2, 15.2.3 e 15.2.4).

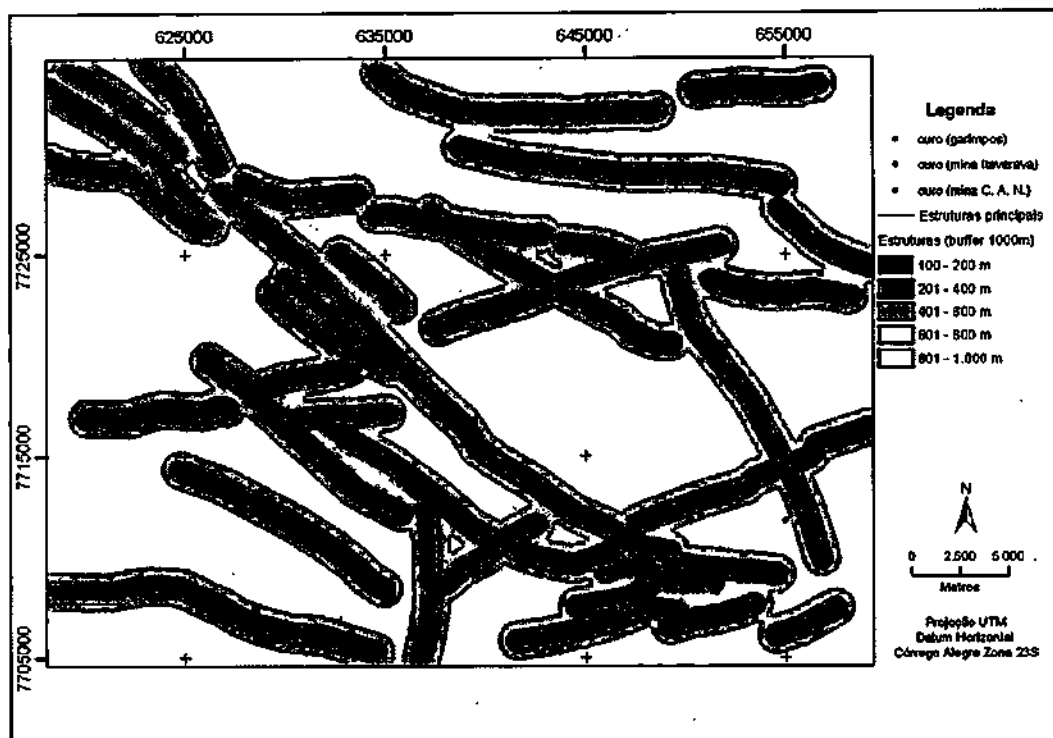


Figura 15.2.1: Mapa temático de buffers ao redor das principais estruturas geológicas



Figura 15.2.2: Mapa de favorabilidade para mineralizações de ouro do tipo lode, segundo análise fuzzy (soma algébrica fuzzy). Baixos valores de fuzzy membership = áreas pouco prospectivas; altos valores = áreas prospectivas.

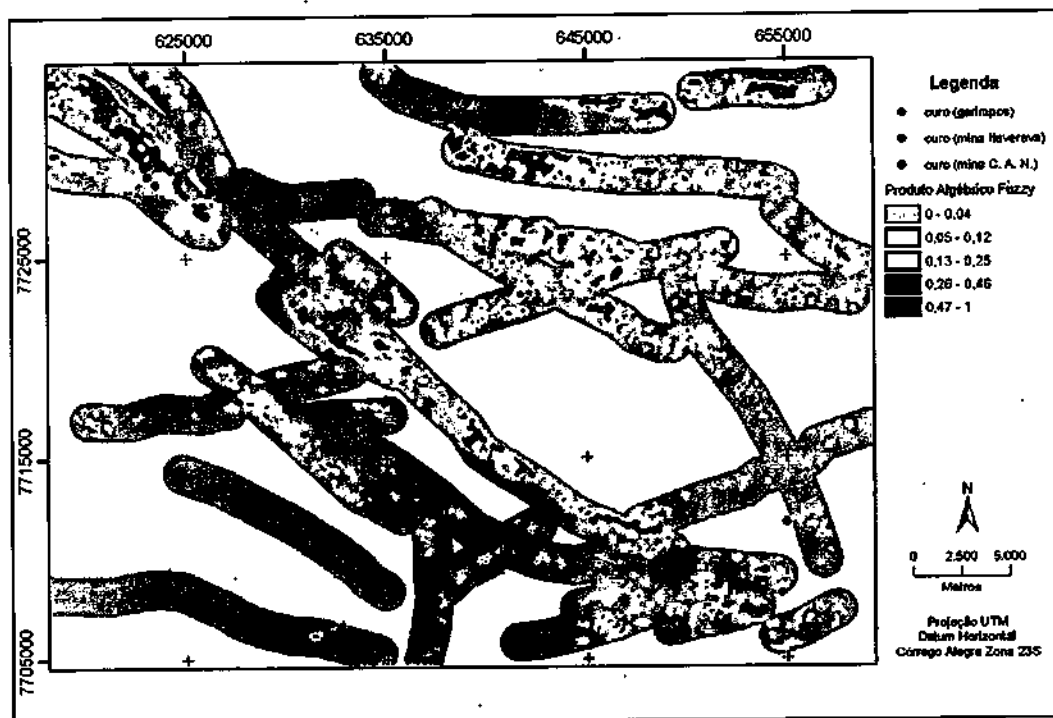


Figura 15.2.3: Mapa de favorabilidade para mineralizações de ouro do tipo lode, segundo análise fuzzy (produto algébrico fuzzy). Baixos valores de fuzzy membership = áreas pouco prospectivas; altos valores = áreas prospectivas.

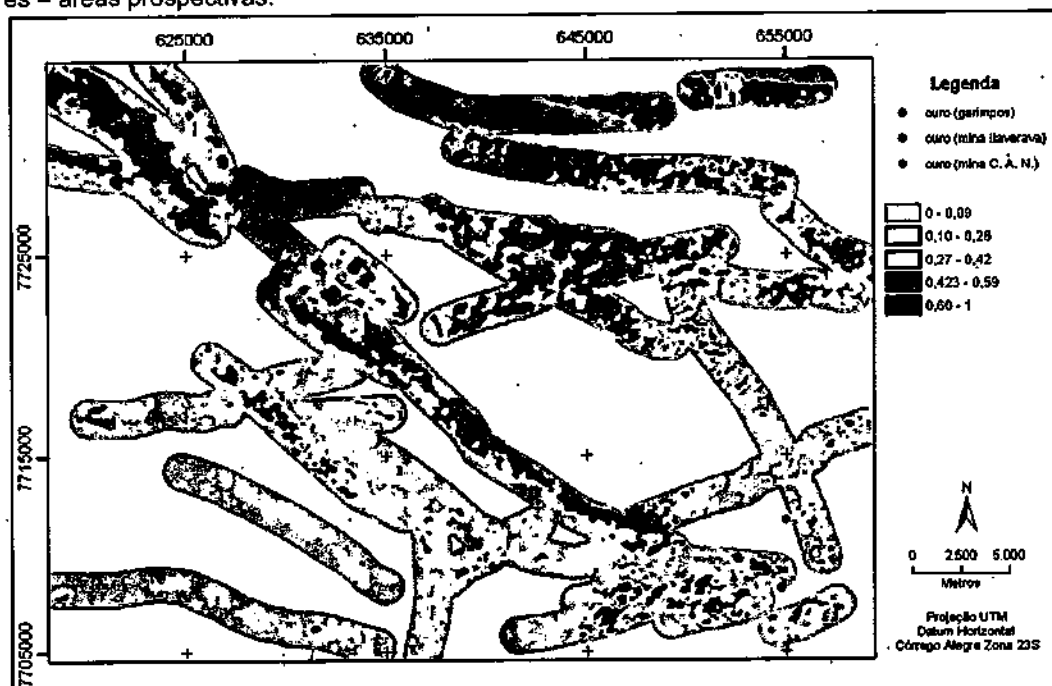


Figura 15.2.4: Mapa de favorabilidade para mineralizações de ouro do tipo lode, segundo análise fuzzy (operador $\gamma = 0,7$). Baixos valores de fuzzy membership = áreas pouco prospectivas; altos valores = áreas prospectivas.

O mapa derivado da aplicação do operador “soma algébrica fuzzy” (Figura 15.2.2), por seu caráter maximizante, no qual os valores de *fuzzy membership* se somam, não representa um resultado de grande interesse.

Já o resultado do “produto algébrico fuzzy” (Figura 15.2.3), por retornar os menores valores da multiplicação, é mais restritivo, de modo que as áreas destacadas como de alta favorabilidade possuem altos valores de *fuzzy membership* em todos mapas evidenciais (áreas destacadas em vermelho). Quanto mais condições com baixa pertinência houver em determinada área, menor o valor final da multiplicação e, conseqüentemente, menor a favorabilidade a ela atribuída (áreas destacadas em azul claro).

O mapa de favorabilidade para ouro do tipo *lode* resultante da análise pelo “operador fuzzy gama” corresponde ao produto mais interessante (Figura 15.2.4), por equilibrar os efeitos maximizante e minimizante da “soma” e do “produto algébrico fuzzy”. O valor do operador foi definido como $\gamma = 0,7$. As áreas representadas em vermelho são as mais favoráveis, as azuis-claras são as de menor favorabilidade para mineralizações de ouro do tipo *lode*.

16. CLASSIFICAÇÃO SUPERVISIONADA DOS DADOS AEROGEOFÍSICOS COM BASE EM MÉTODOS DE CLASSIFICAÇÃO DE IMAGENS HIPERESPECTRAIS ADAPTADOS

16.1 Introdução

A classificação supervisionada é empregada quando já se têm informações sobre dados de interesse da imagem, a partir dos quais se especifica classes de interesse. O processo de classificação supervisionada procura, então, por todos os pixels com características espectrais ou geofísicas semelhantes.

Dois métodos de classificação, originalmente concebidos para classificação espectral de imagens hiperespectrais de sensoriamento remoto, foram aqui aplicados e testados aos dados aerogeofísicos. O objetivo foi mapear as assinaturas magnéticas e gamaespectrométricas dos litotipos e estruturas aos quais se associam as ocorrências e as minas de ouro da área de estudo. Os métodos utilizados foram o *Spectral Angle*

Mapper (SAM) (Kruse *et al.* 1993) e o *Mixture Tuned Matched Filtering* (MTMF) (Boardman *et al.* 1995). Ambos métodos fundamentam-se na comparação entre a assinatura dos pixels de composição desconhecida que integram a imagem, e a assinatura dos pixels de referência, previamente determinados como alvos ou *endmembers*.

16.2 Etapas de processamento

As técnicas de processamento de dados hiperespectrais foram adaptadas, no âmbito deste estudo, para dados aerogamaespectrométricos e aeromagnetométricos. Aplicaram-se as técnicas para duas imagens – uma composta por oito bandas dos dados gamaespectrométricos (U, Th, K e razões entre estes isótopos, a saber: K/Th, K/U, U/Th, U/K e Th/K) e outra formada por quatro bandas, incluindo dados magnetométricos (K, Th, U e amplitude do sinal analítico).

O objetivo do processamento é a obtenção de imagens classificadas através do emprego de uma sequência de técnicas – aplicação do *Minimum Noise Fraction* (MNF), cálculo do *Pixel Purity Index* (PPI) e classificação pelos métodos supracitados.

16.3 Minimum Noise Fraction (MNF)

A técnica MNF (Green *et al.* 1988, Boardman & Kruse 1994) consiste na aplicação de duas transformadas por Principais Componentes e tem por objetivos reduzir o número de bandas necessárias para as etapas de processamento subseqüentes, bem como remover o ruído dos mesmos.

Devido à elevada correlação entre algumas bandas, uma considerável parte de suas informações é redundante. Tal redundância de dados significa que a dimensão real dos mesmos não corresponde exatamente ao número de bandas original. A verdadeira dimensionalidade dos dados corresponde, na prática, ao número de assinaturas distinguíveis em uma área.

Visando determinar esta dimensionalidade e remover a correlação entre as bandas originais, as transformadas por Principais Componentes (PCs) empregadas nesta técnica convertem os dados para um sistema de coordenadas que possui somente eixos que contém dados não-redundantes. Os eixos das novas PCs são ortogonais entre si, de modo a conter apenas dados não-redundantes (Figura 16.3.1). O primeiro eixo corresponde à direção de maior variância na nuvem de dados original, o segundo eixo representa a direção que apresenta a segunda maior variância, e assim por diante.

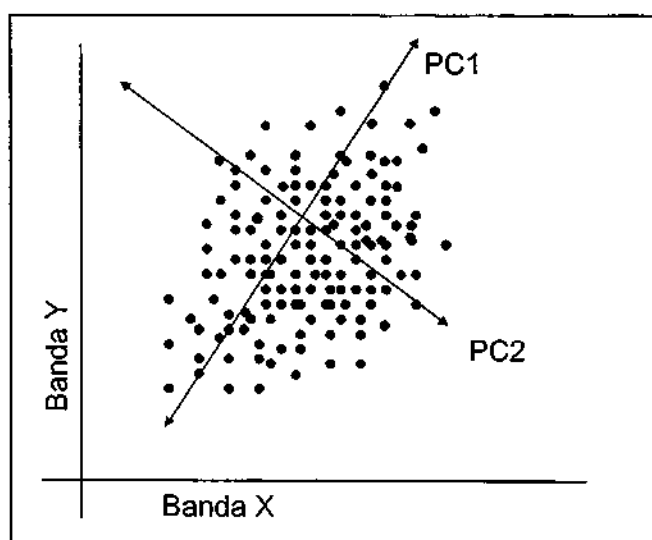


Figura 16.3.1: Conceito da seleção dos eixos as PCs (Principais Componentes) a partir do escaterograma original. (Modificado de Research Systems Inc 2003).

Assim, os ruídos da imagem original, que apresentam variâncias relativamente pequenas, concentram-se em determinadas bandas da MNF, o que permite que sejam ignoradas nas análises e visualizações posteriores. Uma importante vantagem desta técnica é que possibilita a representação de mais informações em menos bandas, de modo que se possam concentrar mais informações em uma composição ternária RGB, por exemplo.

Outra conveniência da MNF é a separação de *endmembers* presentes em uma imagem, o que corresponde ao número de bandas MNF que contém informações, excluindo ruídos.

16.4 Pixel Purity Index (PPI)

O índice de pureza de pixels (PPI) é utilizado para a determinação dos pixels mais puros, ou seja, menos misturados das imagens obtidas na etapa precedente.

Esta técnica fundamenta-se no fato de que, quando uma imagem é representada em um diagrama de dispersão (*scatter plot*), os pixels mais puros estarão sempre situados nas extremidades do mesmo, enquanto os pixels mistos estarão localizados no centro, representando misturas de pixels puros.

Assim, projeta-se um vetor aleatório através do valor médio na nuvem de dados da imagem. Em seguida, cada pixel da imagem é projetado sobre este vetor aleatório e um histograma é criado, representando o número de pixels projetado sobre cada local do vetor. A maioria dos pixels será projetada na região central do vetor, enquanto poucos serão lançados nas extremidades do mesmo (Figura 16.4.1). Estes pixels extremos correspondem a pixels mais puros que aqueles da porção central. Um limiar é estabelecido para determinar quais pixels ocorrem além deste e, conseqüentemente, são relativamente puros. Este procedimento é repetido inúmeras vezes (idealmente, são realizadas cerca de 20.000 interações). Ao final, recebem esta denominação aqueles que apresentam os maiores números de registros como pixels extremos durante o processo de interação.

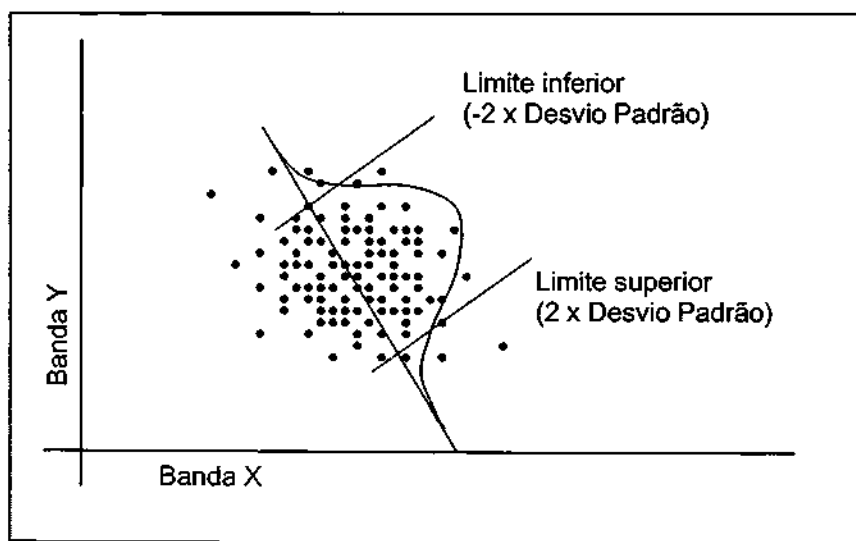


Figura 16.4.1: Conceito de uma interação na etapa de cálculo do índice de pureza de pixel (PPI), no qual um histograma é obtido a partir do número de pixels projetados sobre o vetor aleatório. Os pixels situados nas caudas do histograma são considerados puros. (Modificado de Research Systems Inc 2003).

16.5 Classificação e Identificação de alvos

Existem diferentes técnicas de classificação de imagens, a depender do tipo de análise a ser feita e da informação que se pretende extrair dos dados. Existem técnicas que buscam identificar características em escala de pixel inteiro (buscando responder à pergunta “o pixel é majoritariamente composto de tal alvo?”), enquanto outras concentram-se na escala sub-pixel (procurando satisfazer a indagação “Quanto do material há neste pixel?” ou “Onde há porções, mesmo que diminutas, deste alvo dentro de um pixel?”). O *Spectral Angle Mapper* (SAM), corresponde à primeira categoria, e o *Mixture Tuned Matched Filtering* (MTMF), se enquadra na segunda.

17. SPECTRAL ANGLE MAPPER (SAM)

17.1 Introdução

O *Spectral Angle Mapper* (SAM) foi originalmente desenvolvido para a classificação espectral de dados hiperespectrais (Clark 1999, Boardman 1991, Crósta *et al* 1998, *apud* Lima 2003) e tem sido adaptado, com sucesso, para uso com dados

multiespectrais e geofísicos (Rowan *et al.* 2003). Entretanto, nenhuma avaliação dessa técnica foi realizada, aparentemente, com dados aerogeofísicos, como a aqui pretendida.

O SAM consiste em uma técnica de classificação supervisionada, empregada para comparar uma propriedade (espectro, composição química, etc.) de cada pixel da imagem com propriedades individuais (espectros de bibliotecas espectrais, composições químicas predeterminadas, etc.), com base em uma medida de similaridade, designada de ângulo espectral (Figura 17.1.1) (Kruse *et al.* 1993).

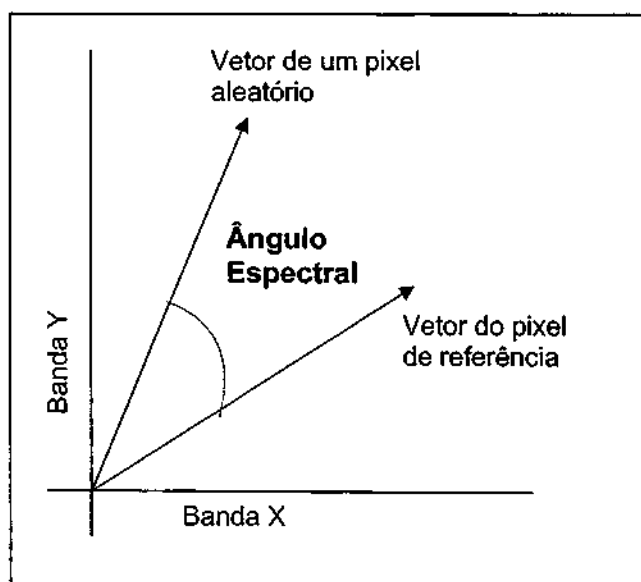


Figura 17.1.1: Conceito do *Spectral Angle Mapper* (SAM), simplificado para duas dimensões teóricas (modificado de ENVI Research Systems Inc 2003).

As características entre pixels tomados como de referência ('de assinatura conhecida') e o restante dos pixels da imagem ('de assinatura desconhecida') são consideradas como vetores. O ângulo entre estes vetores é medido em radianos e analisado. Quanto menor o ângulo entre os dois vetores, maior a similaridade entre o pixel com assinatura desconhecida e o pixel de referência.

A aplicação da técnica resulta em dois produtos: um mapa de classes e imagens *rule* (*rule images*). O mapa de classificação baseia-se na similaridade entre os vetores dos pixels de referência e os demais pixels da imagem. A cada classe é atribuída uma cor, facilitando a visualização do resultado. As *rule images* referem-se a um conjunto de imagens geradas para cada pixel de referência utilizado. Nestas, os valores dos pixels

correspondem ao ângulo espectral entre o(s) vetor(es) de referência e o(s) desconhecido(s).

As imagens *rule* podem ser contra-intuitivas, já que os pixels claros correspondem a ângulos maiores e, portanto, de menor interesse, enquanto ângulos pequenos, associados à maior similaridade entre os pixels de referência e os demais, são representados por pixels escuros. Deste modo, torna-se mais inteligível atribuir aos melhores resultados (ângulos menores) pixels claros e aos resultados de menor interesse (ângulos maiores) pixels escuros, o que pode ser atingido a partir da inversão dos histogramas das imagens *rule*.

No intuito de isolar a informação de maior interesse nessas imagens, seus histogramas devem ser ajustados, de modo a destacar apenas pixels associados a um intervalo pequeno de valores de ângulos (0 a 0,10 radianos, por exemplo). A definição do intervalo pelo especialista deve ser criteriosa, visando realçar os pixels de interesse e evitando a perda de informações importantes.

17.2 Resultados

Conforme mencionado, as técnicas de classificação do SAM foram aplicadas primeiramente para os dados gamaespectrométricos (K, Th, U, K/Th, K/U, U/Th, U/K e Th/K). Definiu-se o ângulo espectral máximo em 0,05 radianos. Na segunda etapa, na qual se utilizaram os dados gamaespectrométricos (K, Th e U) e magnetométricos (amplitude do sinal analítico), determinou-se o ângulo em 0,075 radianos.

Três categorias de pontos de treinamento foram definidas – uma referente às garimpos de ouro e duas outras relativas às minas de ouro (de Catas Altas da Noruega e Itaverava). Estes pixels de referência, associados às ocorrências de ouro, foram utilizados para a determinação da similaridade com os demais. O pós-processamento consistiu da filtragem das classes, de modo a agrupar os pixels e eliminar aqueles dispersos na imagem.

Os mapas de classificação SAM resultantes são apresentados nas Figuras 17.2.1 e 17.2.2.

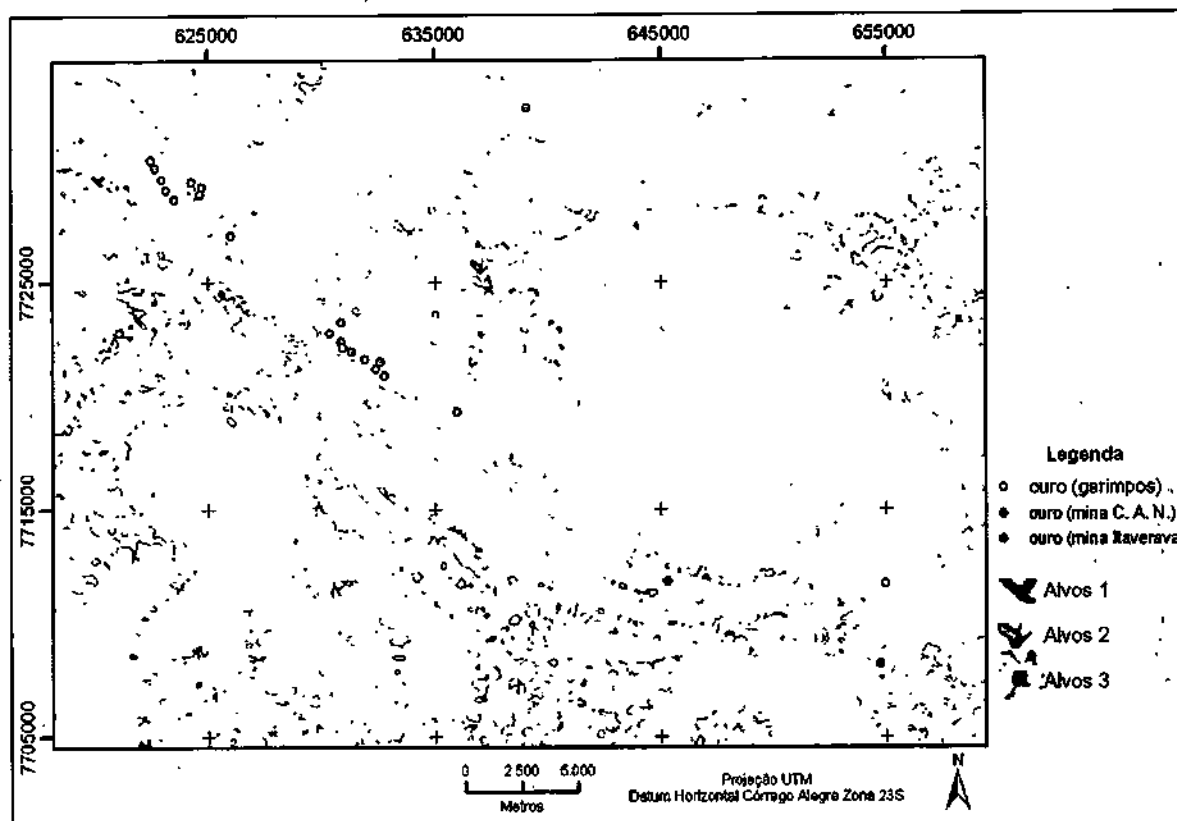


Figura 17.2.1: Resultado obtido com o método de classificação SAM para o mapeamento de áreas com assinatura gamaespectrométrica similar às dos pontos de treinamento (garimpos e minas de ouro de Itaverava e Catas Altas da Noruega), definidos como Alvos 1, 2 e 3, respectivamente. Dados utilizados: canais de K, Th e U. Catas Altas da Noruega – C. A. N.

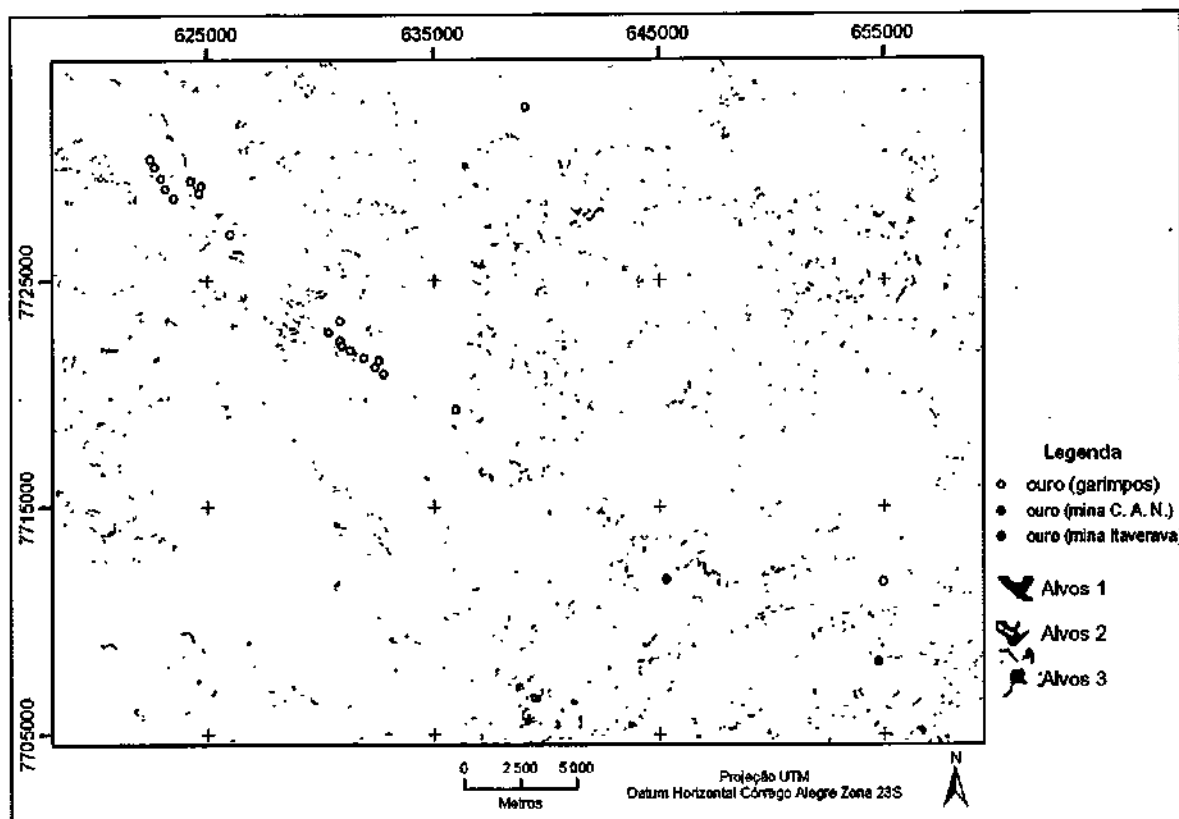


Figura 17.2.2: Resultado obtido com o método de classificação SAM para o mapeamento de áreas com assinatura geofísica (gamaespectrométrica e magnetométrica) similar às dos pontos de treinamento (garimpos e minas de ouro de Itaverava e Catas Altas da Noruega), definidos como alvos 1, 2 e 3, respectivamente. Dados utilizados: canais de K, Th e U e amplitude do sinal analítico. C. A. N. – Catas Altas da Noruega.

18. MIXTURE TUNED MATCHED FILTERING (MTMF)

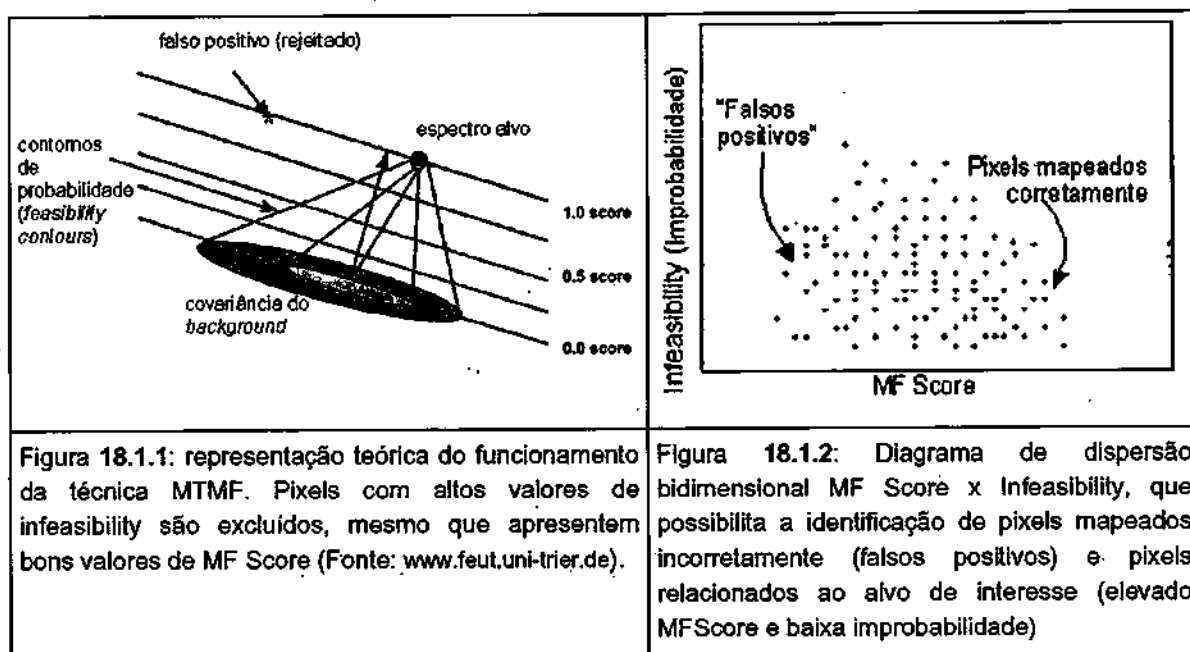
18.1 Introdução

A técnica MTMF é utilizada para mapear a distribuição e a abundância de *endmembers* específicos à escala de sub-pixel (Chen & Reed 1987) utilizando-se de filtro de ajuste (*Matched Filtering*), que maximiza a resposta do *endmember* a ser mapeado (Lima 2003).

No *Matched Filtering*, assume-se que o alvo é raro na área de estudo, de maneira que a estatística desta represente o *background* e não o alvo. Identifica-se a média dos dados da imagem e a direção de maior variância. A linha que une a média da nuvem de dados e o alvo é encontrada. O processamento dos dados, no qual se estabelece a posição da projeção dos pixels em relação a esta linha, resulta em uma imagem na qual cada pixel recebe um valor de acordo com tal posição.

Assim, os pixels de saída possuem valores entre 0 e 1 – aos pixels projetados no mesmo local que o alvo é atribuído o valor 1, enquanto àqueles projetados no mesmo local que a média é conferido o valor 0. Estes valores são denominados *Matched Filter Score*. A título de exemplificação, um pixel com valor 0,8 pode ser interpretado como sendo preenchido por 80% do material alvo. Uma desvantagem deste método é que pode gerar valores falsos positivos, ou seja, alguns pixels com elevados valores de *Matched Filter Score* podem não se ajustar aos *endmembers* selecionados.

O *Mixture Tuned Matched Filtering* (MTMF) é uma técnica capaz de transpor tal entrave, já que, além de calcular o referido parâmetro, avalia também a improbabilidade (*infeasibility*), reduzindo o número de falsos positivos. Estes falsos positivos apresentam elevados valores de improbabilidade. Já os pixels classificados corretamente apresentam elevado *Matched Filter Score* e baixo valor de improbabilidade (Figura 18.1.1). Determinam-se bons resultados em um diagrama de dispersão bidimensional (Figura 18.1.2), no qual são selecionados os pixels que possuam valores de *Matched Filter Score* acima de zero e baixa improbabilidade. As áreas que apresentam boa correlação com os *endmembers* são destacadas na imagem.



18.2 Resultados

Determinou-se a assinatura geofísica dos litotipos e estruturas às quais se associam as ocorrências auríferas, através da técnica MTMF, utilizando-se os canais de K, Th e U, bem como os dados de amplitude do sinal analítico.

Os pontos de treinamento (pixels associados aos garimpos de ouro e às minas de Itaverava e Catas Altas da Noruega) foram considerados endmembers a serem procurados nos demais pixels da imagem durante o processamento dos dados pela técnica MTMF. Determinam-se, de modo iterativo, através dos respectivos gráficos de dispersão, os pixels que considerados como mapeados corretamente (Figura 18.2.1). Estes são destacados nos mapas correspondentes (Figuras 18.2.2, 18.2.3 e 18.2.4), nos quais são identificados como alvos 1 (pixels selecionados associados aos garimpos de ouro), alvos 2 (mina de Itaverava) e alvo 3 (mina de Catas Altas da Noruega).

Após a seleção dos pixels considerados verdadeiros, passou-se o filtro de mediana e agruparam-se os resultados.

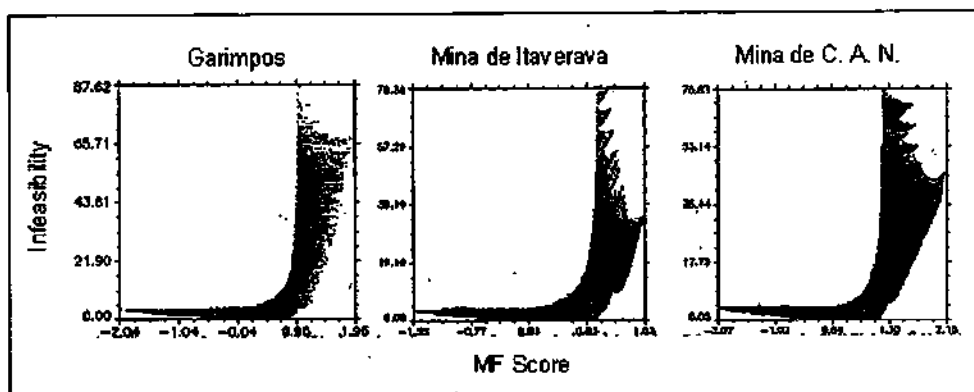


Figura 18.2.1: Diagramas de dispersão bidimensional MF Score x *Infeasibility* (Improbabilidade) para os diferentes *endmembers* definidos (garimpos, mina de Itaverava e mina de Catas Altas da Noruega), utilizados para distinguir entre falsos positivos (marcados em preto) e pixels selecionados corretamente (marcados em azul).

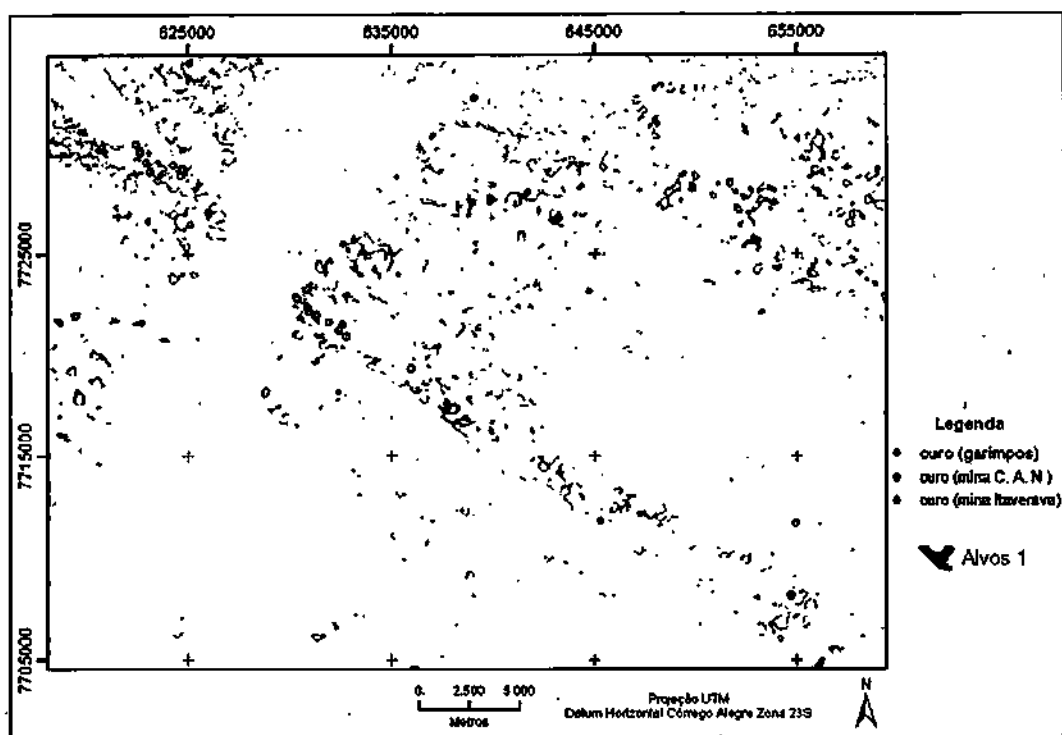


Figura 18.2.2: Resultado obtido com o método MTMF para o mapeamento de áreas com assinatura geofísica similar à dos pixels dos garimpos.

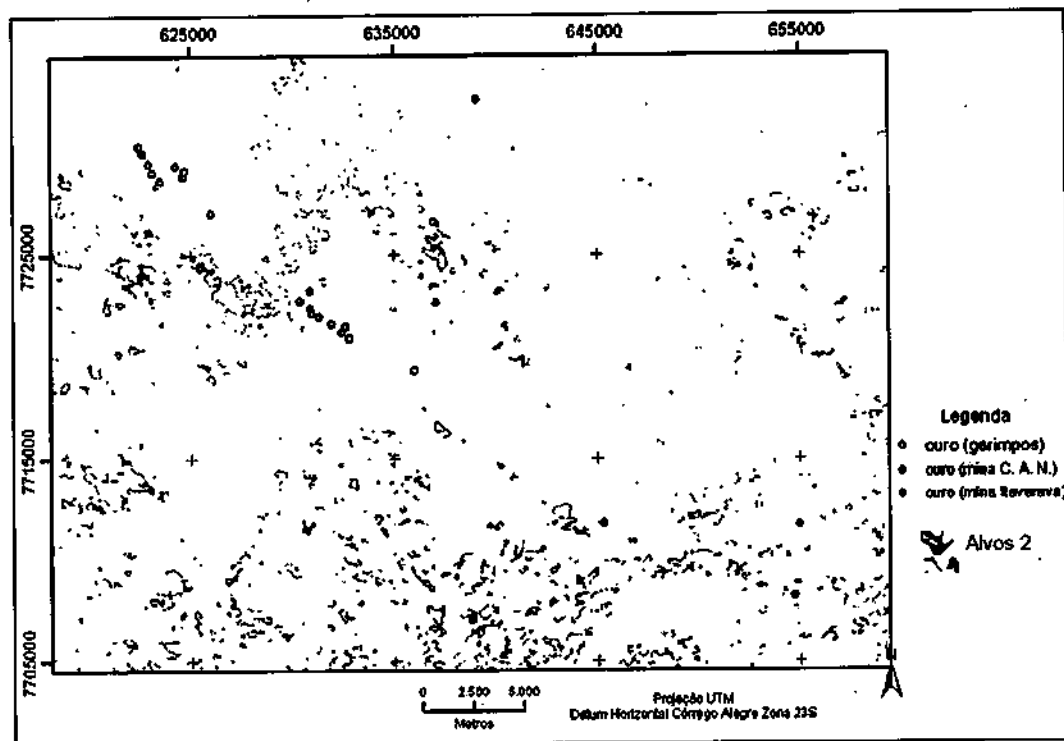


Figura 18.2.3: Resultado obtido com o método MTMF para o mapeamento de áreas com assinatura geofísica similar à dos pixels da mina de Itaverava.

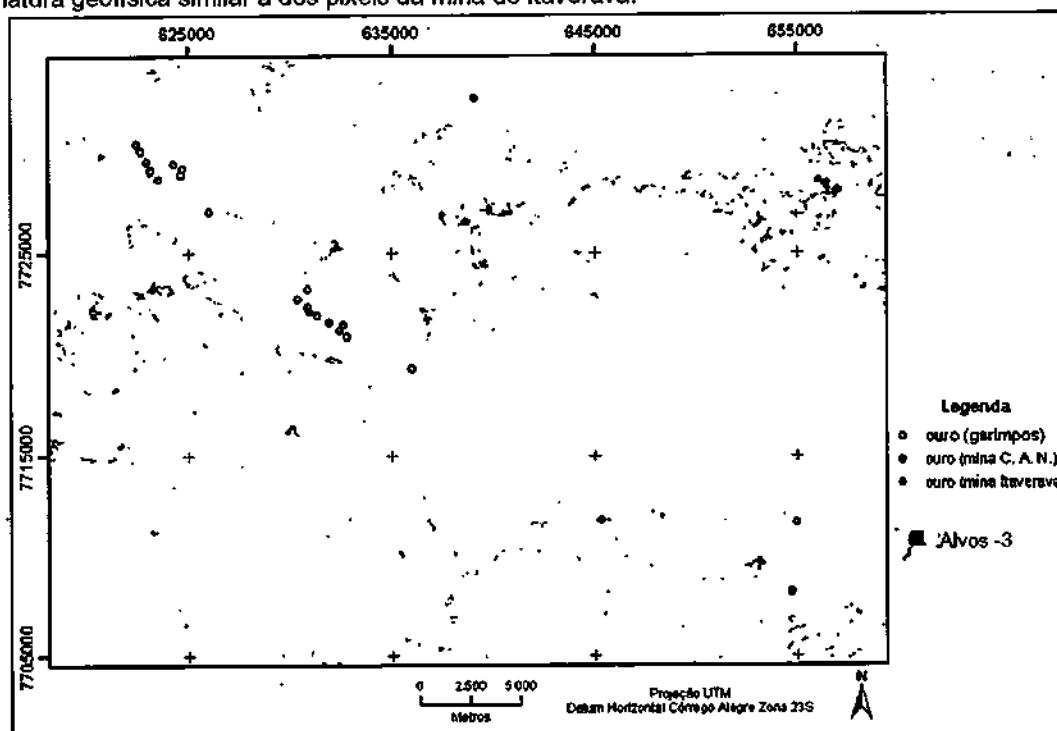


Figura 18.2.4: Resultado obtido com o método MTMF para o mapeamento de áreas com assinatura geofísica similar à dos pixels da mina de Catas Altas da Noruega.

19. ANÁLISE POR PRINCIPAIS COMPONENTES (APC)

19.1 Introdução

A Análise por Principais Componentes (APC), também denominada de Transformação por Principais Componentes, é uma importante ferramenta para a manipulação de dados de sensores remotos multiespectrais e de outros dados (geoquímicos e geofísicos) (Crósta 1992, Sabins 1997).

A principal característica da APC é determinar a extensão da correlação entre bandas e separá-la através de uma transformação matemática (Crósta 1992). A correlação entre bandas obscurece diferenças sutis entre a composição dos materiais, dificultando sua distinção. Imagens correlacionadas permitem que se deduza, com razoável precisão, a intensidade de um pixel baseado na intensidade deste em outra imagem. Como uma elevada correlação significa que uma imagem pode ser aproximadamente inferida a partir de uma outra, a correlação implica em redundância de dados. Assim, o objetivo final da APC é extrair tal informação comum, de modo a obter apenas dados não-correlacionados.

19.2 A transformação por Principais Componentes

Na APC, executa-se basicamente a seguinte operação: analisa-se a correlação entre n imagens brutas e produz-se um novo conjunto de n imagens não-correlacionadas. A primeira destas novas imagens, denominada de PC1, contém informações comuns a todas n bandas originais, a segunda imagem (PC2) concentrará a feição espectral mais significativa do conjunto, e assim por diante até a última PC, a qual conterá a informação restante (não qualitativamente inferior, apenas quantitativamente menor). Assim, cada PC possui menos informação do que sua(s) predecessora(s) (Crósta 1992).

19.3 Métodos e resultados da APC

A Análise por Principais Componentes foi conduzida somente para os dados aerogeofísicos. Utilizou-se uma imagem com as bandas referentes aos canais de U, Th, K e amplitude do sinal analítico.

A matriz de autovetores (que representam as direções dos eixos das PCs) (Tabela 19.3.1), quando convertida para valores em porcentagens, fornece a contribuição de cada banda original na formação de cada uma das PCs. Observando-se o sinal positivo ou negativo dos autovetores, pode-se então compará-los com a assinatura geofísica dos litotipos, no caso de imagens de dados geofísicos. Pode-se determinar, desta maneira, em qual PC irá se concentrar a informação espectral ou geofísica de interesse.

Do mesmo modo que a MNF, o ruído, por corresponder à informação não-correlacionada, será extraído pela APC e agrupar-se-á nas últimas PCs, que podem ser descartadas nas análises futuras. No entanto, desconsiderá-las pode acarretar na perda de informações de interesse, tais como diferenças sutis na composição de litotipos.

	Canal de K	Canal de Th	Canal de U	ASA	Soma	%
PC 1	+0,540	+0,595	+0,566	+0,183	1,8847	65,2
PC 2	-0,621	+0,366	+0,394	-0,570	-0,432	14,9
PC 3	-0,547	-0,024	+0,293	+0,784	0,5069	17,5
PC 4	-0,150	+0,715	-0,662	+0,165	0,0671	2,3
Soma	-0,778	1,653	0,591	0,562	2,027	100

Tabela 19.3.1: Matriz de autovetores calculados a partir das estatísticas da Análise por Principais Componentes dos canais de K, Th, U e amplitude do sinal analítico (ASA). A última coluna indica a concentração, em porcentagem, de dados em cada PC.

O estudo da tabela **19.3.1** indica que a segunda componente principal (PC2) contém informações de interesse para o presente estudo. Esta PC apresenta os menores índices de autovalores para os canais de K e amplitude do sinal analítico, e maiores índices para os canais de U e Th, com considerável destaque entre estas duas associações.

Para que seja possível determinar áreas favoráveis à mineralização aurífera do tipo *lode*, procede-se à inversão do histograma, de maneira a se obter uma imagem com contribuição majoritária das bandas da ASA e do K e reduzida dos canais de Th e U, tornando-se compatível com o modelo metalogenético descrito anteriormente. O resultado é uma imagem, em escala de cinza, na qual os pixels que contém os maiores valores de K e ASA aparecem em branco. Já aos pixels que representam áreas nas quais predomina a contribuição dos canais de Th e U são atribuídos baixos valores de DN, aparecendo em tons escuros (Figura **19.3.1**).

O produto final (Figura **19.3.2**) foi obtido a partir do ajuste do histograma da imagem, de forma a individualizar os pixels caracterizados por elevados valores de K e de susceptibilidade magnética em tons que variam de azul a vermelho (máxima contribuição dos parâmetros geofísicos citados). Os demais, considerados *background*, foram marcados de branco.

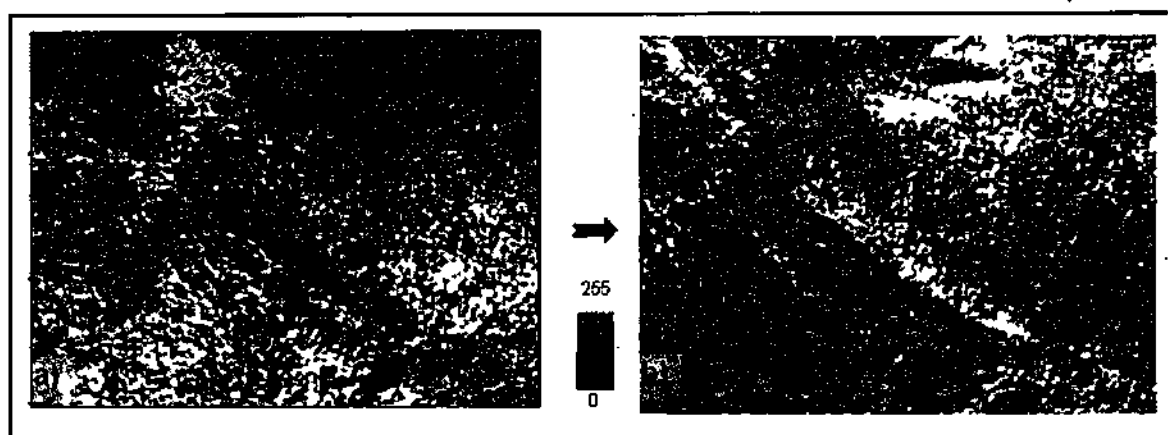


Figura **19.3.1**: Imagem em escala de cinza correspondente à PC2, a). antes e b) após a inversão do histograma.

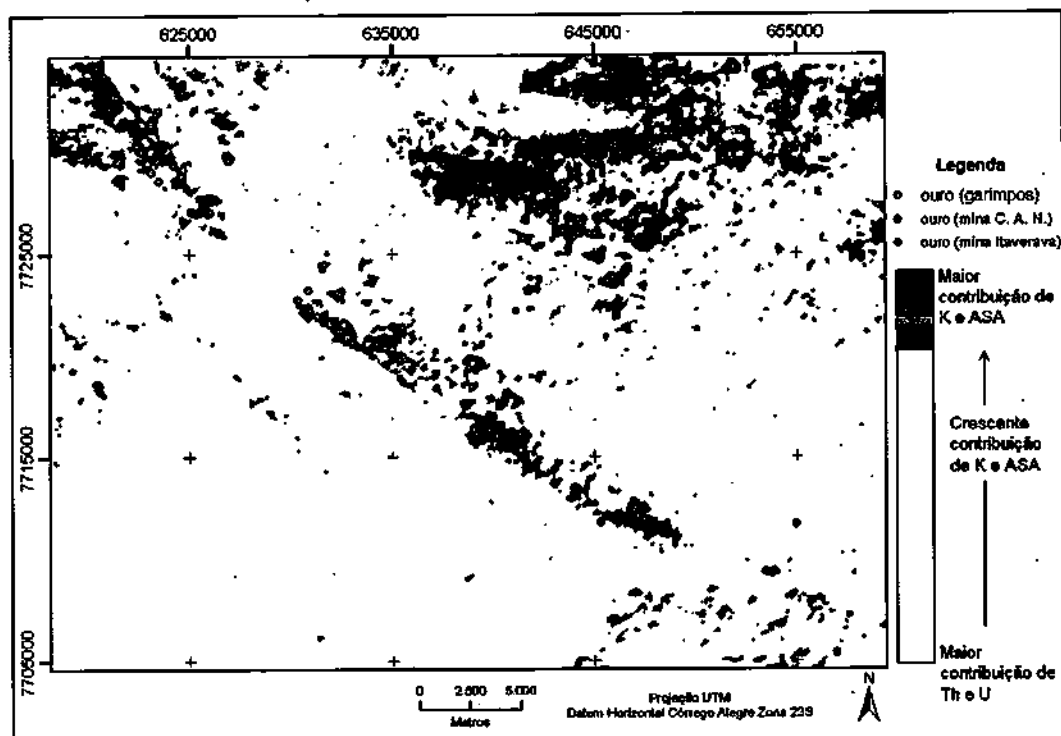


Figura 19.3.2: Segunda principal componente (PC2). O histograma da imagem foi ajustado de modo a realçar áreas enriquecidas em K, de elevada susceptibilidade magnética (ASA) e pobres em Th e U.

20. DISCUSSÃO

A discussão dos resultados obtidos é abordada em tópicos de interpretação, de acordo com os diversos métodos empregados.

20.1 Interpretação dos dados de sensores remotos

Os mosaicos das cenas ASTER e ETM+ (Figuras 10.2.1 e 10.2.2) permitiram a extração de feições lineares estruturais (Figura 10.2.3), complementadas, posteriormente, pelos lineamentos interpretados nos mapas de derivada vertical e gradiente horizontal dos dados magnetométricos.

A zona de cisalhamento estudada apresenta-se bem definida por inúmeras estruturas de orientação NW-SE que se concentram em uma faixa de aproximadamente 4 km de largura, abrangendo, exceto duas, todas as ocorrências auríferas da área de

estudo. Podem ser observados outros *trends* de lineamentos, tal como NNE-SSW, embora sejam menos expressivos.

20.2 Interpretação dos dados aerogeofísicos

O mapa de amplitude do sinal analítico (Figura 11.2.1) evidencia que o Lineamento Congonhas é marcado por segmentos de elevados valores de susceptibilidade magnética. A relação entre a estrutura e estes domínios magnéticos anômalos é justificável tendo em vista que os fluidos hidrotermais, que percolam e lixiviam grandes quantidades de rocha, concentram determinados minerais em um volume de rocha consideravelmente menor. Dentre estes, podem ocorrer minerais ferrimagnéticos, tais como magnetita e ilmenita, responsáveis pelo campo magnético anômalo das rochas afetadas pelo hidrotermalismo decorrente da instalação de estruturas geológicas.

Conforme elucidado anteriormente, levou-se em consideração o fato de que a maioria das ocorrências auríferas situam-se em áreas de elevada susceptibilidade magnética (com exceção de apenas um garimpo e da mina de Itaverava) para as modelagens subseqüentes.

Outros setores de elevada susceptibilidade magnética destacam-se no Nordeste da área, englobando a Serra de Ouro Branco. Um corpo alongado na direção N-S sobressalta no limite Sul da área.

As principais estruturas geológicas interpretadas a partir dos lineamentos dos mapas de derivada vertical e gradiente horizontal, apresentadas na Figura 11.2.3, foram empregadas posteriormente nas análises booleana e fuzzy.

Quanto aos mapas derivados dos dados gamaespectrométricos, destaca-se, conforme previsto pelo modelo de mineralizações auríferas do tipo *lode*, a coincidência entre as ocorrências e áreas enriquecidas em K e empobrecidas em Th, conforme revela o mapa da razão K/Th (Figura 11.4.1.d). A potassificação é decorrente da passagem de fluidos hidrotermais ricos em K (inclusive ^{40}K) pela zona de cisalhamento. O empobrecimento nos elementos Th e U, de maior mobilidade, contribui com o enriquecimento relativo de K.

A porção Nordeste da área de estudo, incluindo a Serra de Ouro Branco, apresenta igualmente altos valores de K/Th. Os menores valores estão associados às porções onde aflora o embasamento arqueano.

O mapa ternário (composição RGB, Figura 11.4.2), permitiu a interpretação de domínios gamaespectrométricos, unidades litológicas, contatos entre unidades, dobras e limites de corpos graníticos, sintetizados no mapa de domínios gamaespectrométricos proposto para a área (Figura 11.4.3) e diretamente correlacionáveis aos mapas geológicos preexistentes, tal como o mapa geológico apresentado na Figura 4.1. A seguir, são destacadas algumas semelhanças e diferenças entre os mapas.

- ❖ O Domínio 1 é associado às rochas granito-gnáissicas do embasamento, englobando o Granito Alto Maranhão (COMIG 2003, alternativamente descrito por Seixas (1988) como Gnaiss Alto Maranhão). Apresenta elevados teores de Th e U (cerca de 8 ppm e 1,2 ppm, respectivamente)
- ❖ O Domínio 2 também corresponde a rochas do embasamento. No entanto, são diferenciados do primeiro domínio em função da distinta assinatura geofísica que apresenta. Os litotipos são caracterizados por serem empobrecidos em todos elementos mensurados pelo método. No mapa geológico regional (COMIG 2003), é denominado de Complexo Monsenhor Isidro. Os limites da unidade diferem principalmente na porção Noroeste da área de estudo, onde rochas identificadas no mapa geológico regional como pertencentes ao Supergrupo Rio das Velhas foram interpretadas, em função de sua assinatura geofísica, como representativas do embasamento granito-gnáissico.
- ❖ O Domínio 3 corresponde ao Grupo Piracicaba (Supergrupo Minas), constituído por filitos, xistos, quartzitos e dolomitos (COMIG 2003), que aflora no extremo Norte da área, em uma pequena porção caracterizada por uma anomalia positiva de K, Th e U. A extensão da unidade nos dois mapas é praticamente igual. A mina de Catas Altas da Noruega, bem como um garimpo, ocorrem na porção Sudeste deste domínio.

- ❖ O Domínio 4 correlaciona-se com as rochas do Grupo Itacolomi, apresentando boa coincidência entre ambos os mapas. Esta unidade litológica é definida como constituída por quartzitos, filitos e metaconglomerados. No mapa gamaespectrométrico RGB, é realçada em tons amarelos, indicando abundância nos elementos K e Th. Um garimpo de ouro situa-se neste domínio.
- ❖ O Domínio 5 representa uma diferença considerável entre os mapas em questão. Enquanto no mapa geológico regional esta porção é individualizada como granitóide Alto Maranhão (COMIG 2003), no mapa de domínios é classificada como uma unidade distinta em função de sua assinatura gamaespectrométrica (concentrações anômalas de K). Os limites entre as unidades são aproximadamente coincidentes.
- ❖ Os Domínios 6, 7 e 8 correspondem à unidade caracterizada no mapa geológico regional como Supergrupo Rio das Velhas, que se encontra na forma de faixas embutidas no embasamento granitóide-gnáissico. Em função das variações composicionais evidenciadas no mapa gamaespectrométrico ternário, puderam ser identificadas unidades com assinaturas geofísicas que as permitem distinguir. Esta particularidade é justificável, tendo em vista a variedade dos litotipos que constituem o Supergrupo Rio das Velhas na área de estudo: rochas ultramáficas komatiíticas, máficas, ácidas a intermediárias e intercalações sedimentares (COMIG 2001). O Domínio 6, afetado diretamente pela zona de cisalhamento, abarca a expressiva maioria das ocorrências auríferas da área.
- ❖ As estruturas geológicas, interpretadas a partir dos lineamentos magnéticos presentes nos produtos magnetométricos, não aparecem destacadas no mapa geológico, com exceção do Lineamento Congonhas.

Novamente, destaca-se que, para a validação das interpretações acerca das unidades litológicas feitas neste trabalho, estudos de campo far-se-iam necessários, já que os métodos geofísicos são uma ferramenta auxiliar para o mapeamento, não podendo, no entanto, substituir mapeamentos convencionais.

20.3 Interpretação da classificação não-supervisionada do tipo ISODATA

Alguns dos domínios classificados pela técnica ISODATA (Figura 12.2.1) são diretamente correlacionáveis com unidades litológicas apresentadas no mapa regional (COMIG 2003, Figura 4.1) e no mapa de domínios gamaespectrométricos (Figura 11.4.3).

A região marcada em tonalidades azuis pode ser associada ao Domínio 2 e, conseqüentemente, ao Complexo Monsenhor Isidro (embasamento granito-gnáissico), que é individualizado, nos mapas dos canais de K, Th e U (Figuras 11.4.1 a, b e c, respectivamente), por baixos valores gamaespectrométricos.

Já o segmento Sudeste da área, onde predominam as classes de tonalidade verde, pode ser atribuído a granitóides e gnaisses do embasamento arqueano (Domínio 1 ou Granitóide Alto Maranhão, no mapa da COMIG 2003). No entanto, uma área (em bege, na Figura 12.2.1) da mesma unidade geológica destaca-se na porção Nordeste da área, possivelmente representando uma variação composicional destes litotipos, conforme indicado no tópico anterior.

A Serra de Ouro Branco, sustentada por rochas pertencentes ao Grupo Itacolomi, é identificada por duas classes (verde e laranja), indicando variações composicionais dos litotipos que constituem a unidade.

Áreas nas quais aflora o Supergrupo Rio das Velhas (COMIG 2003) foram atribuídas a diversas classes, evidenciando consideráveis variações na composição geoquímica dos litotipos que o constituem, de acordo com as classes atribuídas no mapa de domínios gamaespectrométricos.

Duas classes particularizadas pela classificação, assinaladas no mapa com tons vermelhos, estão, possivelmente, associadas a rochas afetadas pela instalação do Lineamento Congonhas (Domínios 6 e 7).

20.4 Interpretação dos resultados das Lógicas Booleana e Fuzzy

A análise espacial guiada pelo conhecimento permitiu, através do emprego das lógicas booleana e fuzzy, a geração de modelos prospectivos teóricos para ouro, nos quais foram classificadas áreas mais e menos prospectivas na região de estudo.

No caso da análise booleana, devido às suas “condições inflexíveis”, os mapas de favorabilidade obtidos são pouco conclusivos – ou por serem genéricos demais, conferindo potencialidades para vastas áreas, ou por serem restritivos demais, conferindo baixa prioridade para muitos pixels em função da ausência de uma das evidências.

O melhor resultado foi apresentado pelo método *index overlay* (Figura 14.2.4), no qual foram geradas cinco classes (a partir de mapas binários de K, Th, U, ASA e buffer das estruturas geológicas), variando de mais favoráveis a menos favoráveis à prospecção de ouro, conforme a quantidade de condições verdadeiras sobrepostas em cada pixel. As áreas de maior favorabilidade, destacadas em vermelho na Figura 14.2.4, coincidem com o Lineamento Congonhas. Uma pequena região no extremo Nordeste da área também foi classificada como muito prospectiva.

A abordagem pela lógica fuzzy trouxe resultados mais satisfatórios, na medida em que resultou na seleção de alvos melhor definidos do que aqueles obtidos pela lógica booleana. O “produto algébrico fuzzy”, por ter efeito minimizante, destaca como prioritárias para prospecção somente as porções nas quais todas as evidências possuem valores de pertinência altos. Para a análise pelo “operador fuzzy gama”, utilizou-se $\gamma = 0,7$ por ponderar de maneira satisfatória, a contribuição da “soma” e do “produto algébrico fuzzy” que definem o operador. Assim, são fornecidos alvos mais restritos e bem definidos do que quando se empregam maiores valores.

Outras porções favoráveis são destacadas no quadrante Nordeste. No entanto, como um dos principais fatores condicionantes para a mineralização de ouro do tipo *lode* consiste na passagem de fluidos mineralizantes pelas estruturas geológicas, seria imprescindível que as estruturas observadas neste segmento tivessem servido de condutos para tais fluidos e que as condições propícias para a precipitação do metal tivessem sido atingidas. Somente a presença de estruturas na área pode não ser

conclusiva sobre a mineralização aurífera. Estudos mais detalhados sobre as rochas e estruturas desta porção podem permitir a avaliação da validade dos alvos selecionados neste setor.

20.5 Interpretação dos resultados da classificação por SAM e MTMF

Os mapas resultantes das duas técnicas revelam similaridades na distribuição de três alvos, associados a cada uma das três classes de treinamento (garimpos, mina de Itaverava e mina de Catas Altas da Noruega).

O alvo 1 – classe gerada a partir dos pontos de treinamento associados aos garimpos de ouro – relaciona-se estreitamente ao Lineamento Congonhas. Já o alvo 2 – associado à mina de Itaverava – apresenta uma distribuição mais ampla, com diversos pixels selecionados na porção Sudeste da área, enquanto o alvo 3 – cujo ponto de treinamento é a mina de Catas Altas da Noruega – ocorre majoritariamente na porção central e Nordeste da área.

A diferença entre a distribuição dos alvos das Figuras 17.2.1 e 17.2.2 (resultantes da classificação pelo SAM), reside no fato da primeira etapa ter envolvido apenas dados gamaespectrométricos e, na segunda, terem sido ainda incluídos os dados magnetométricos. Assim, uma diferença considerável pode ser observada entre os pixels atribuídos ao alvo 2 em cada uma das etapas. Como o ponto de treinamento em questão (mina de Itaverava) é marcado por baixos valores de susceptibilidade magnética (Figura 10.2.1), na classificação serão procurados pixels com esta mesma característica, restringindo mais os alvos selecionados, em contraste com o resultado da primeira etapa.

20.6 Interpretação dos resultados da APC

O modelo prospectivo gerado pela Análise por Principais Componentes foi condicionado a destacar áreas de elevados valores de K e ASA, visto que foi selecionada a PC nas quais a contribuição das bandas relativas a estes parâmetros é maior. Assim, o resultado do processamento assinala, como de maior favorabilidade a

mineralização de ouro, áreas que se concentram ao longo da zona de cisalhamento, devido ao enriquecimento em K e da alta susceptibilidade que as rochas nas proximidades da mesma apresentam.

Assim como nos modelos resultantes da utilização das técnicas descritas anteriormente, um alvo é realçado como prospectivo no Norte da área de estudo. As considerações acerca da validade deste resultado em particular são análogas às aquelas suscitadas quando da discussão dos resultados obtidos pela aplicação da Lógica Fuzzy.

20.7 Integração dos resultados

O Lineamento Congonhas é delimitado, em diversos produtos gerados, em função das propriedades das rochas que afeta. Assim, destaca-se pelas anomalias positivas de K e da amplitude do sinal analítico e pelas baixas concentrações de Th – características estas diretamente relacionadas à percolação de fluidos e à decorrente alteração hidrotermal às quais as rochas foram submetidas.

À exceção de duas, todas ocorrências de ouro conhecidas da área (garimpos e minas) são hospedadas por rochas da zona de cisalhamento que define o Lineamento Congonhas. A associação é apontada em diversos produtos gerados:

- ❖ nos mapas dos canais de K e K/Th e da amplitude do sinal analítico, nos quais os pontos coincidem com as áreas de maiores valores (respectivamente, 0,5%, 0,08 e 120 nT/m);
- ❖ nos mapas de derivada vertical, gradiente horizontal e de lineamentos interpretados nos mosaicos dos sensores orbitais, nos quais situam-se sobre ou adjacentes às estruturas de grande e médio porte que definem a zona de cisalhamento;

É notável que as áreas caracterizadas como mais prospectivas coincidem igualmente com a zona de cisalhamento nos produtos gerados subsequentemente – tanto os resultados dos métodos nos quais se predefiniram os *endmembers* associados às ocorrências de ouro (classificação não-supervisionada do tipo Isodata e

classificações supervisionadas SAM e MTMF), quanto daqueles conduzidos sem a utilização de pontos de treinamento (Lógicas Booleana e Fuzzy e Análise por Principais Componentes).

Devido às assinaturas geofísicas que as individualizam (semelhantes aos pontos nos quais ocorrências de ouro são documentadas), diversas áreas ao longo do Lineamento Congonhas, definidas como alvos, podem ser representativas de rochas afetadas pela instalação desta estrutura de cisalhamento.

Pixels assinalados como alvos de elevada favorabilidade que se situam em áreas distantes e, portanto, não influenciadas pelo lineamento, devem ser interpretados com cautela. Podem representar rochas com assinaturas geofísicas semelhantes às mineralizadas, mas não terem sido percoladas por fluidos mineralizantes e, conseqüentemente, não hospedarem ouro.

21. CONCLUSÕES E CONSIDERAÇÕES FINAIS

As metas propostas neste trabalho – caracterização da assinatura geofísica de mineralizações auríferas, mapeamento dos pixels representativos de áreas com assinaturas similares e elaboração mapas de favorabilidade – foram cumpridas com sucesso. A modelagem pelos métodos *knowledge driven*, baseados em diversos planos de informação, permitiu a identificação de cenários prospectivos de ouro que apresentam boa correlação.

As técnicas empregadas mostraram-se eficazes no sentido de identificar alvos a partir de pontos de treinamentos (ocorrências auríferas já conhecidas), bem como quando não foram predefinidos *endmembers*.

As técnicas de classificação supervisionada pelo *Spectral Angle Mapper* e pelo *Mixture Tuned Matched Filtering*, originalmente desenvolvidas para dados hiperespectrais, provaram ser aplicáveis com êxito também a dados aerogeofísicos. Os resultados satisfatórios obtidos pela Análise por Principais Componentes ressaltam, igualmente, a eficácia do método para este tipo de dado e de aplicação. Também os mapas de favorabilidade resultantes das Lógicas Booleana e Fuzzy são coerentes com os demais produtos gerados e com o modelo de mineralização proposto. Destaca-se

que a inclusão de mais dados no modelo descritivo, tais como dados geoquímicos, geológicos e metalogenéticos detalhados, poderiam contribuir para que o modelo descritivo fosse ainda mais representativo da realidade das mineralizações e rochas hospedeiras.

De maneira geral, os mapas de favorabilidade mineral, resultantes da aplicação das diversas técnicas abordadas neste trabalho destacam alvos freqüentemente coincidentes, revelando a forte correlação existente entre ocorrências de ouro e áreas afetadas pelas estruturas do Lineamento Congonhas e pelo decorrente processo hidrotermal, compatível com o modelo deposicional proposto para as ocorrências da área (mineralização aurífera do tipo *lode*).

O presente trabalho contribuiu para o avanço do conhecimento sobre a utilização de técnicas indiretas para a determinação de áreas com elevada favorabilidade mineral para ouro, não apenas para a área investigada, mas, de modo geral, relacionadas a outras estruturas geológicas regionais. Demonstrou-se que os métodos podem ser aplicados, com sucesso, em áreas de difícil acesso e espesso manto de intemperismo, que dificultam pesquisas baseadas em métodos tradicionais de mapeamento e avaliação de recursos minerais.

22. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Abrams M. 2000. *The Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER): data products for the high spatial resolution imager on NASA's Terra platform*. International Journal of Remote Sensing, 21: 847-859.
- Adams J. A. S., Gasparini P. 1970. *Gamma-ray spectrometry of rocks*. Elsevier Publ. Co., New York, 295 p.
- Airneida F. F. M. 1977. O Cráton São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, 7 (4): 349-364.
- Alkmim F. F. 1987. Modelo Depositional para a sequência de metassedimentos da Serra de Ouro Branco, QF, MG. In: Simpósio sobre Sistemas Depositionais no Pré-Cambriano, 1987, Ouro Preto. Boletim SBG, Núcleo MG. Belo Horizonte: Sociedade Brasileira de Geologia, Núcleo MG, 1987. v.6. p.47 - 68
- Alkmim, F.F., Quade, H. & Evangelista, M.T. 1988. *Sobre a história da deformação dos metassedimentos do Supergrupo Minas e Grupo Itacolomi no Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais*. Ouro Preto. Departamento de Geologia-Universidade Federal de Ouro Preto. Ouro Preto – MG. 45p. (inédito).
- Alkmim F. F. et al 1993. *Arcabouço tectônico do Cráton São Francisco*. In: Domingues J. M. L & Misi A (eds) O Cráton do São Francisco. Salvador, SBG BA-SE. 215p, cap. 4.
- Alkmim F. F., Marshak S. 1998. *Transamazonian orogeny in the southern São Francisco Craton region, Minas Gerais, Brazil: evidence for Paleoproterozoic collision and collapse in the Quadrilátero Ferrífero*. Precambrian Research, 90, issues 1-2, 2229-58.
- An P., Moon W. M., Rencz A. 1991. *Application of fuzzy set theory to integrates mineral exploration*. Canadian Journal of Exploration Geophysics, Vol. 27, No. 1, Dec. 1991, p. 1-11.
- Ávila C. A., Valença J. G., Neto A. A., Couto F. M. 1999. *Geologia e petrografia de rochas piroxeníticas-gabróicas arqueanas/paleoproterozóicas da borda sul do Cráton São Francisco*. Boletim do Museu Nacional, Nova Série, Geologia, 50:1-30.
- Ávila C. A., 2000. *Geologia, Petrografia e Geocronologia dos corpos plutônicos paleoproterozóicos da borda meridional do Cráton São Francisco, Região de São João Del Rey, Minas Gerais*. Instituto de Geociências, UFRJ, Rio de Janeiro, Tese de Doutorado.
- Babinski M. et al. 1993. *Evolução geológica da porção sul da bacia do São Francisco baseada na geoquímica isotópica de Pb em rochas carbonáticas*. In: Simp. Sobre o Cráton São Francisco, II, 1993. Anais... Salvador: SBG BA-SE/SGM, p.182-185.
- Barbosa M. I. M. 1998. *Complexo Ultramáfico Acamadado Morro das Almas, região de Bom Sucesso e Ibituruna (MG): Geologia, Magmatismo e Metamorfismo*. Instituto de Geociências, UFRJ, Rio de Janeiro, Tese de Doutorado, 212p.
- Barbosa O. 1949. *Contribuição à geologia do centro de Minas Gerais*. Mineração e Metalurgia, 14(79): 3-19, Rio de Janeiro.
- Bernasconi A. 1985. *Archean gold mineralization in central-eastern Brazil: a review*. Mineralium Deposita, 20, pp. 277-283.
- Biondi J. C. 1986. *Depósitos de minerais metálicos de filiação magmática*. CBMM – T. A. Queiroz Ed., S. Paulo, 602 p.
- Blakely R.J. & Simpson R.W. 1986. *Approximating Edges Of Source Bodies From Magnetic Or Gravity Anomalies*. Geophysics, 51:1494-1498.
- Blakely R.J. 1996. *Potential Theory In Gravity & Magnetic Applications*. Cambridge University Press, 441p.

- Blum M. L. B. 1999. *Processamento e interpretação de dados de geofísica aérea no Brasil central e sua aplicação à Geologia regional e à prospecção mineral*. Tese de doutoramento, UnB, Brasília, DF.
- Blum M.L.B. & Pires A.C.B. 1995a. *Interpretação De Imagem Magnética Digital: Região Central De Goiás*. In: Congresso Internacional Soc. Bras. Geofísica, 4, Rio De Janeiro, 1995. Anais... Rio De Janeiro, SBGf, V.2, P.248-251.
- Boardman, J.W.; F.A. Kruse 1994. *Automated spectral analysis: a geological example using AVIRIS data, North Grapevine Mountains, Nevada*, in: Proceedings of the Tenth Thematic Conference on Geological Remote Sensing, Environmental Research Institute of Michigan, San Antonio, TX, pp. 407-18.
- Boardman J. W., Kruse F. A., Green R. O. 1995. *Mapping target signatures via partial unmixing of AVIRIS data*. In: Summaries, Fifth JPL Airborne Earth Science Workshop, JPL Publication 95-1, v. 1, p. 23-26.
- Bonham-Carter G. F. 1994. *Geographic Information Systems for geoscientists – Modeling with GIS*. Pergamon, 400 p.
- Bonham-Carter G. F., Reddy R. K. T., Galley A. G., 1993. *Knowledge-driven modeling of volcanogenic massive sulphide potential with a Geographic Information System*. In: Kirkham, R. V., Sinclair, W. D., Thorpe and R. I., Duke, J. M. (eds.), Mineral Deposit Modeling: Geological Association of Canada, Special Paper 40, p. 735-749.
- Boyd D. M. 1984. *Aeromagnetic surveys and gold*. In Doyle H. A. 1984 (ed.), Geophysical exploration for Precambrian gold deposits. The University of Western Australia, Publication n. 10.
- Braghin M. A., 1998. *Utilização das lógicas booleana e fuzzy para análise metalogenética na Folha Pilar do Sul (SP) via Sistemas de Informações Geográficas*. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências, UNICAMP, Campinas, SP.144p.
- Briggs I. C. 1974. *Machine contouring using minimum curvature*. Geophysics, 1, 39, p. 39-48.
- Brueckner et al. 1999. *Tectonic implications of Precambrian Sm-Nd dates from the southern São Francisco Craton and adjacent Araçuaí and Ribeira belts, Brazil*. Precambrian Research 99 (2000): 255-269.
- Carneiro M. A., Teixeira W., Carvalho Jr I. M. C., Oliveira A. H., Fernandes R. A. 1997. *Archean Sm/Nd isochron age from the Ribeirão dos Molas layered rock sequence, southern São Francisco Craton, Brazil*. In: South American Symposium on Isotope Geology, I, Campos do Jordão, Extended Abstract, 1:63-64.
- Chen J.Y.; Reed I.S. 1987. *A detection algorithm for optical targets in clutter*. IEEE Transactions on Aerospace and Electronic Systems, AES-23(1):46– 59, 1987.
- Chemale Jr.; F., Rosière C. A.; Endo I. 1991. *Evolução tectônica do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. Um modelo*. Pesquisas, 18 (2): 104-127.
- Chemale Jr.; F., Rosière C. A.; Endo I. 1994. *The tectonic evolution of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil*. Precambrian Research, 65: 25-54.
- Clark R. N. 1999. *Spectroscopy of rocks and minerals, and principles of spectroscopy*. In: John Wiley and Sons, Inc., A Rencz (eds.) Manual of remote sensing. NY.
- COMIG – Companhia Mineradora de Minas Gerais, 2001. *Mapa Geológico do Estado de Minas Gerais, Brasil*. CD-ROM, editado em 1994. Belo Horizonte, MG.
- COMIG – Companhia Mineradora de Minas Gerais, 2003. *Mapa Geológico do Estado de Minas Gerais, Brasil, escala 1:1.000.000*. Belo Horizonte, MG.
- Couto F. M. 2000. *Metadioritos, metaquartzo dioritos e metatonalitos (associação MDQT) e suas rochas encaixantes de greenstone belt Barbacena, na região de Lavras – Nazareno (sul do Estado de Minas Gerais)*. Instituto de Geociências, UFRJ, Rio de Janeiro, Dissertação de Mestrado, 75p.

- Cordani U. G., Kawashita K., Mueller G., Quade H., Reimer V., Roeser H. P. 1980. *Interpretação tectônica e petrológica de dados geocronológicos do embasamento da borda sudeste do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais*. Acad. Brás. Ciências, Anais... Rio de Janeiro, 52:785-799.
- Cordani U. G., Teixeira W., Siga Jr. O. 1989. *Geocronologia do Quadrilátero Ferrífero*. In: XXI Semana de Estudos de Ouro Preto, SICEG, Ouro Preto, Bol. 21: 27-44.
- Crósta A. P. 1992. *Processamento digital de imagens de sensoriamento remoto*. Instituto de Geociências, UNICAMP, 170p.
- Crósta A. P., Sabine C., Taranik J. V., 1998. *Hydrothermal alteration mapping at Bodie, Califórnia, using AVIRIS hyperspectral data*. Remote Sensing of the Environment, 65: 309-319.
- Dickson B. L., Scott K. M. 1997. *Interpretation of aerial gamma-ray surveys – adding the geochemical factors*: AGSO Jour. Australian Geology & Geophysics, v17, n° 2, p. 187-200.
- Dorr II J. V. N., Gair J. E., Pomerene J. G., Ryneerson G. A. 1957. *Revisão da Estratigrafia Pré-Cambriana do Quadrilátero Ferrífero*. DNPM – Divisão de Fomento da Produção Mineral, 81: 1-31 (Avulso).
- Dorr II J.V.N. 1969. *Physiographic, stratigraphic and structural development of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil*. Washington. U.S. Geol. Surv. Prof. Pap., 641-A.110p.
- Drury S.A. 2001. *Image Interpretation in Geology* (third edition), Chapman & Hall, London, 290p.
- ENVI – Research Systems, Inc. *Hyperspectral Image Analysis in ENVI*. ENVI User's group meeting, May 6, 2003, ASPRS, Washington DC.
- Eschwege, W. L. von 1833. *Pluto Brasiliensis*, 622 p. Berlin (Reimer Verlag).
- Figueiredo M. C. H., Barbosa J. S. F. 1993. *Terrenos metamórficos de alto grau do cráton São Francisco*. In: O Cráton São Francisco, eds. Dominguez J. M. L. & Misi A., II Simpósio Cráton São Francisco. Publ. Esp., Salvador, SBG/SGM/CNPq, 213, 99p.
- Fuck R. A. et al 1993. *As faixas de dobramentos marginais do Craton São Francisco: síntese dos conhecimentos*. In: Domingues J. M. L. & Misi A (eds) O Cráton do São Francisco. Salvador, SBG BA-SE. 215p, cap. 9.
- Grasty R.L., Glyn J.E., Grant J.A. 1985. *The Analysis Of Multichannel Airborne Gamma-Ray Spectra*. Geophysics, 50(12):2611-2620.
- Grasty R.L., St. John Smith B., Minty B.R.S. 1997. *Developments Un The Standardization And Analysis Of Airborne Gamma-Ray Data*. In: Proceedings of Exploration 97: Fourth Decennial International Conference on Mineral Exploration. Ed. Gubins, A.G., 1997, P. 725-732.
- Green A. A., Berman M., Switzer P., Craig M. D. 1988. *A transformation for ordering multispectral data in terms of image quality with implications for noise removal*. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, v. 26, n. 1, p. 65-74.
- Grossi-Sad J. H., Pinto C. P., Duarte C. L. 1983. *Geologia do distrito manganesífero de Conselheiro Lafaiete, MG*. Bol. SBG – Núcleo MG – Anais do II Simpósio Geol. De Minas Gerais, 3:259-270, Belo Horizonte.
- Groves D. I., Phillips N., Ho S. E., Houston S. M., Standing C. A. 1987. *Craton-scale distribution of archean greenstone belt gold deposits: predictive capacity of the metamorphic model*. Economic Geology, vol. 82, n° 8, pp. 2045-2058.
- Guild P. W. 1957. *Geology and mineral resources of the Congonhas District, Minas Gerais, Brazil*. USGS Prof. Paper, 190, 90 p.
- Herz N. 1970. *Gneissic and igneous rocks of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil*. U. S. Geological Survey Professional Paper, 641-B: 1-58.
- Herz N. 1978. *Metamorphic rock of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil*. USGS Prof. Paper 641-C, 78pp.

- Hildebrand J. D., Johnson I. 1993. *Projeto Rio Das Velhas - O Emprego De Um Multisistema Aerogeofísico Para Prospecção De Ouro Na Região Do Quadrilátero Ferrífero - MG*. 3º Congresso Internacional Da Sociedade Brasileira De Geofísica. Resumos Expandidos, 439-444.
- Hildebrand J. D., Perez Da Gama M. F. 1993. *Levantamento Aéreo Magnetométrico, Gamaespectrométrico e Eletromagnético, Projeto Rio Das Velhas*. Departamento Nacional Da Produção Mineral.
- Hodgson C. J., 1985. *Precambrian lode gold deposits*. Department of Geological Sciences, Queen's University, Ontario. 316 p.
- Hodgson C. J., 1993. *Mesothermal lode-gold deposits*, in Kirkham S.V., Sinclair W. D., Thorpe R. I., Duke J. M., eds., *Mineral Deposit Modeling: Geological Association of Canada, Special Paper 40*, p. 635-678.
- Hook S. J., Abbott E. ^o, Grove C., Kahle A. B., Palluconi F. 1999. *Use of multispectral thermal infrared data in geological studies*. In: N. R. Andrew (ed.) *Remote sensing for earth sciences: Manual of remote sensing*. Califórnia, vol. 3, 99. 59-110.
- Hoover D. B.; Pierce H. A. 1990. *Annotated bibliography of gamma-ray methods applied to gold exploration*: US Geol. Survey Open-File Report 90-203, 23p.
- Hutchinson R. W. 1987. *Metallogeny of precambrian gold deposits: space and time relationships*. *Economic Geology*, v. 82, n° 8, pp. 1993-2007.
- Hsu S.K., Sibuet J.C., Shyu C.T. 1996. *High-Resolution Detection Of Geological Boundaries From Potential-Field Anomalies: An Enhanced Analytical Signal Technique*. *Geophysics*, 61(2):373-386.
- Jost H., Seixas L. A. R., Roeser H. 1987. *Derrames komatíticos diferenciados do município de Conselheiro Lafayete, Minas Gerais*. *Anais do 4º Simpósio Geol. Dede Minas Gerais, Boletim n° 7*, pp. 273-285.
- Killeen P.G. 1979. *Gamma Ray Spectrometric Methods In Uranium Exploration - Application And Interpretation*. In: Hood, P.J. (Ed.) 1979. *Geophysics And Geochemistry In The Search For Metallic Ores*. *Economic Geology Report*, 31, GSC, P.163-229.
- Knox-Robinson C. M., Groves, D. I. 1997. *Gold prospectivity mapping using a Geographic Information System (GIS) with examples from the Yilgarn Block of Western Australia*. *Chronique de la Recherche Minière*, 529, p. 127-138.
- Kruse F. A., Lefkoff A. B., Boardman J. B., Heidebrecht K. B., Shapiro A. T., Barloon P. J., Gotees A. F. H. 1993. *The spectral image processing system (SIPS) - Interactive visualization and analysis of imaging spectrometer data*. *Remote Sensing of Environment*. Special issue on AVIRIS, May-June 1993, v. 44, pp. 145-163.
- Ladeira E. A. 1980. *Metallogenesis of gold at the Morro Velho Mine and in Nova Lima District, Minas Gerais, Brazil*. Unpubl. PhD Thesis, University of Western Ontario, London, 272pp.
- Ladeira E. A. 1981. *Primeiras Lavas com Almofadas (pillows) encontradas no Supergrupo Rio das Velhas de Idade arqueana, Quadrilátero Ferrífero e Distrito de Pitangui, Minas Gerais*. *Ciências da Terra*, 1 (1); 12-14.
- Ladeira E. A. 1988. *Geologia do Distrito Aurífero de Nova Lima, Minas Gerais*. In: Schobbenhaus, C. & Coelho, C. E. S. (coord.) *Principais Depósitos Minerais do Brasil*. Brasília, DNPM/CPRM, 3: 301-375.
- Ladeira E. A. 1985. *Metalogênese do ouro na mina de Morro Velho e no Distrito de Nova Lima, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brasil*. *Contribuições à Geologia e à Petrologia*. Núcleo de Minas Gerais, SBGM 1985, p. 95-151.
- Ladeira E. A., Viveiros J. F. M. 1984. *Hipótese sobre a estruturação do Quadrilátero Ferrífero com base nos dados disponíveis*. Belo Horizonte, SBG - Minas Gerais, Bol. 4, P. 19.
- Lasa Engenharia e Prospecções S.A. 2001. *Relatório final do levantamento e processamento dos dados magnetométricos e gamaespectrométricos*. Levantamento Aerogeofísico de Minas Gerais, Área 2. Projeto Pitangui - São João Del Rey - Ipatinga. Volume 1, Texto técnico.

- Lima, V. S. 2003. *Assinaturas Espectrais de gossans associados a mineralizações de Pb-Zn-Ba na Bacia do Irecê (BA): um estudo baseado em dados de sensores TM e ASTER*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, UNICAMP. Campinas, SP.
- Luiz J.G., Silva, L.M.C. 1995. *Geofísica De Prospeção*. Belém, Ufpa, Cejup, 311p.
- Machado N., Noce C. M., Ladeira E. A., Belo de Oliveira O. 1992. *U-Pb geochronology of Archean magmatism and Proterozoic metamorphism in the Quadrilátero Ferrífero, southern São Francisco Craton, Brazil*. Geological Society of America Bulletin,
- Machado N., Carneiro, M. 1992. *U-Pb evidence of late Archean tectono-thermal activity in southern São Francisco shield, Brazil*, Can. J. Earth Sci., 29.
- Machado N., Noce C. M. 1993. *A evolução do setor sul do craton São Francisco entre 3,1 e 0,5 Ga baseada em geocronologia U-Pb*. In: SBG, Simpos. Craton São Francisco, 2, Salvador, Anais, 100-102.
- Machado N., Schrank A. 1989. *Geocronologia U-Pb no maciço de Piumhi: Resultados preliminares*. In: SBG, Simpósio de Geologia Minas Gerais, 5, Belo Horizonte, 1.
- Machado N., Schrank A., Noce C. M., Gauthier G. 1996. *Ages of detrital zircon from Archean-Paleoproterozoic sequences: implications for Greenstone Belt: setting and evolution on a Transamazonian foreland basin in Quadrilátero Ferrífero, Southeast Brazil*. Earth and Planetary Science Letters, 141: 259-276.
- Macleod I.N., Vieira S., Chaves A.N. 1993. *Analytic Signal And Reduction-To-The-Pole In The Interpretation Of Total Magnetic Field Data At Low Magnetic Latitudes*. In: Congr. Int. Soc. Bras. Geof., 3, Rio De Janeiro, 1993. Anais... Rio De Janeiro, Sbgf, V.2, P. 830-835.
- Marshak S., Alkmim F.F. 1989. *Proterozoic Contractional Extension Tectonics of the Souther São Francisco Region, Minas Gerais, Brazil*. Tectonics, 8 (3): 555-571.
- Meneses, P.R.; Assad, E.D. & Sano 1991. *Introdução Ao Processamento De Imagens Digitais De Satélites De Sensoriamento Remoto*. Edunb, Textos Universitários, 96p.
- Menezes Filho M. R. 1977. *Projeto Três Marias*. Belo Horizonte, DNPM/CPRM (Relatório Final).
- Miethke C. 2003. *Processamento, interpretação e integração de dados geológicos e geofísicos da região de Pitangui – São João de Rey – Ipatinga, Minas Gerais*. Relatório de Iniciação Científica, PIBIC/CNPq, UNICAMP.
- Miethke C. 2004. *Geração de produtos para a interpretação da evolução tectônica da região Sul de Minas Gerais a partir de dados aerogeofísicos e de sensoriamento remoto*. Relatório de Iniciação Científica, PIBIC/CNPq, UNICAMP.
- Minty B.R.S. 1991. *Simple Micro-Levelling For Aeromagnetic Data*. Expl. Geoph. 22:591-592.
- Murthy I.V.R. 1985. *Magnetic Interpretation Of Dike Anomalies Using Derivatives*. PAGEOPH, 123:232-238.
- Nabighian M.N. 1972. *The Analytic Signal Of Two-Dimensional Magnetic Bodies With Polygonal Cross-Section: Its Properties And Use For Automated Anomaly Interpretation*. Geophysics, 37:507-517.
- Nabighian M.N. 1974. *Additional Comments On The Analytic Signal Of Two-Dimensional Magnetic Bodies With Polygonal Cross-Section*. Geophysics, 39:85-92.
- Nabighian M.N. 1984. *Toward A Three-Dimensional Automatic Interpretation Of Potential Field Data Via Generalized Hilbert Transforms: Fundamental Relation*. Geophysics, 49:957-966.
- Nóbrega R. P. 2001. *Análise espacial "knowledge-driven" e "data-driven" uso das lógicas booleana, fuzzy e redes neurais para geração de mapas de favorabilidade mineral na região centro-leste da Bahia*. Dissertação de Mestrado, UNICAMP, Instituto de Geociências, Campinas, SP.

- Noce C. M., Carneiro A. M., Machado N., Teixeira W. 1996. *Late Archean granitoids of the Quadrilátero Ferrífero region: U-Pb geochronology and implications on crustal evolution*. In: Symp. Archean terranes of the South American platform. Ext. Abstract, Brasília, SBG.
- Noce C. M. 1995. *Geocronologia dos eventos magmáticos, sedimentares e metamórficos na região do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais*. Instituto de Geociências da USP, São Paulo, Tese de Doutorado.
- Oliveira G. A. E., Clemente P. L. C., Vial D. S. 1983. *Excursão à Mina de Morro Velho*. In: Simpósio de Geologia de Minas Gerais, 2, Belo Horizonte, SBG/NMG, p.237-253.
- Oliveira O. A. B., 1986. *As falhas de empurrão e suas implicações na estratigrafia e metalogênese do Quadrilátero Ferrífero, MG*. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 34, Goiânia, Anais SBG, 2: 1074-1087.
- Padilha A. V. 1984. *Formação Córrego dos Boiadeiros – Uma sequência komatítica na base do Grupo Nova Lima, Supergrupo Rio das Velhas, Quadrilátero Ferrífero, MG*. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 33., Rio de Janeiro, Anais, 6: 2668-2679.
- Pinese J. P. P. 1997. *Geoquímica, geologia isotópica e aspectos petrológicos dos diques máficos pré-cambrianos da região de Lavras (MG), porção Sul do Cráton São Francisco*. Instituto de Geociências, USP, São Paulo, Tese de Doutorado, 178p.
- Pinto P. C., Silva, L. C. 1996. *Contrasting Tectonostratigraphic domains in the Rio das Velhas greenstone belt (RVGB), MG, Brazil*. In: SBG, Symposium Archean Terranes of the South American Platform. Brasília, Anais, 23-25.
- Pires A. C. B. 1995. *Identificação Geofísica De Áreas De Alteração Hidrotermal, Crixás-Guarinos, Goiás*. Rev. Bras. Geoc., 25(1): 61-68.
- Pires F. R. M. 1977. *Geologia do distrito manganosífero de Conselheiro Lafayete*. Tese Inst. Geoc. Univ. Fed. Rio de Janeiro, Rio de Janeiro. 244 p. (Inédito).
- Pires F. R. M., Ribeiro A., Barbosa M. I. M. 1990. *Distribuição do greenstone belt Barbacena na Região de São João Del Rey, MG*. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 36, Natal, Anais 6.
- Quadros T. F. P., Koppe J. C., Strieder A. J., Costa, J. F. C. L. 2003. *Gamma-ray data processing and integration for Iode-Au deposits exploration*. Natural resources research, vol. 12, N° 1, March 2003.
- Quéméneur J. J. G. 1987. *Esboço estratigráfico, estrutural e metamórfico da Serra do Bom Sucesso*. In: SBG, Simpósio de Geologia de Minas Gerais, 4, Belo Horizonte, Anais, 1.
- Quéméneur J. J. G., Vidal P. H. 1989. *Primeiras datações radiométricas dos granitos de São João Del Rey*. In: Simpósio de Geologia de Minas Gerais, Anais 1.
- Quéméneur J. J. G., Baraud E. R. 1983. *Estrutura do embasamento arqueano e geologia econômica da área pegmatítica de São João Del Rey, MG*. In SBG, Simpósio de Geologia de Minas Gerais, 3, Belo Horizonte, Anais, 1:449-460.
- Rao D.A., Babu H.V., Narayan P.V. 1981. *Interpretation Of Magnetic Anomalies Due To Dikes: The Complex Gradient Method*. Geophysics, 46:1572-1578.
- Renger F. E., Noce C. M., Romano A. W., Machado N. 1994. *Evolução Sedimentar do Supergrupo Minas; 500 Ma de registro geológico no Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brasil*. Geonomos, 2: 1-11.
- Ribeiro A., Trouw R. A. J., Andreis R.R., Paclullo F. V. P., Valença J. G. 1995. *Evolução das Bacias proterozóicas e termo-tectonismo brasileiro na margem sul do Cráton São Francisco*. Revista Brasileira de Geociências, 25.
- Rodrigues A. C. P. 2000. *Rochas metamórficas máficas e ultramáficas do greenstone belt Barbacena na região de Itutinga, MG*. Instituto de Geociências, UNICAMP, Campinas, Dissertação de Mestrado, 114p.

- Roest W.R., Verhoef J., Pilkington M. 1992. *Magnetic Interpretation Using The 3-D Analytical Signal*. *Geophysics*, 57(1):116-125.
- Rowan, L.C., Hook, S.J., Abrams, M.J., and Mars, J.C., 2003, *Mapping hydrothermally altered rocks at Cuprite, Nevada, using the Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflected Radiometer (ASTER), a new satellite-imaging system*. *Economic Geology*, v. 98, p. 1019-1027.
- Sabins F. F. 1997. *Remote Sensing – Principles and interpretation*. Third Edition, WH Freeman, New York, 494p.
- Sattel D. 1998. *Conductivity information in three dimensions*, 1998. *Exploration Geophysics* 29, 157-162.
- Saunders D.F., Potts M.J. 1978. *Manual For The Application Of NURE 1974-1977 Aerial Gamma-Ray Spectrometer Data*. U.S. Dept. Of Energy, Grand Junction Office, Report GJBX-13(78).
- Schobbenhaus C. et al. (coord.) 1984. *Geologia do Brasil, texto explicativo do mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais*, escala 1:2.500.000. Brasília, DNPM.
- Schorscher H.D. 1978. *Komatiitos Na Estrutura Greenstone Belt Série Rio Das Velhas. Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brasil*. XXX Congr. Bras. Geol., Anais...Recife, Bol. Esp. 1:292-293.
- Schorscher H.D. 1979. *Evolução Geotectônica e Petrogenética do Embasamento Arqueano do Quadrilátero Ferrífero*. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 51: 767-768.
- Schorscher H.D. 1980. *Geotectonic Evolution of the Quadrilátero Ferrífero, Brazil*. In: *International Geological Congress. Paris. Exp. Abstract 2: 613*
- Schrank A., Souza Filho C.R. 1998. *The Tectonic Evolution of the Quadrilátero Ferrífero Region from the Archean to the Neoproterozoic: Revision, Problems and Prospects*. 14 International Conference on Basement Tectonics. Ouro Preto, Brazil, p. 122-125.
- Seixas L. A. R. 1988. *Geologia e metalotectos de ouro de uma fração do Lineamento Congonhas, Minas Gerais*. Instituto de Geociências, UnB, Brasília, Dissertação de Mestrado, 119p.
- Silva A. M. 1999. *Integração de dados geológicos e geofísicos utilizando-se uma nova técnica estatística para seleção de alvos para exploração mineral, aplicada ao Greenstone Belt Rio das Velhas, Quadrilátero Ferrífero*. Tese doutorado nº 29, UnB/ Instituto de Geociências, 195 p.
- Silva A. M., Souza Filho C. R., Toledo C. B. T., Dantas E. L. 2003. *Amalgamation of Different Crustal Blocks in the Southernmost Part of the São Francisco Craton, Constrained by Airborne Geophysical Data, Brazil*. Eight International Congress of the Brazilian Geophysical Society, Rio de Janeiro, RJ.
- Shives R.B.K., Charbonneau B.W., Ford K.L. 1997. *The Detection Of Potassic Alteration By Gamma-Ray Spectrometry – Recognition Of Alteration Related To Mineralization*. In: *Proceedings of exploration 97: Fourth decennial international conference on mineral exploration*. Ed. Gubins, A.G., 1997, P. 741-752.
- Souza Filho, C. R. 2003. *Aster à vista*. *Infogeo*, V. 29, p. 62-64, 2003.
- Teixeira A. A. 2003. *Integração de dados multifontes para exploração de ouro no greenstone belt Rio das Velhas, Quadrilátero Ferrífero, MG*. Dissertação de Mestrado, UnB. Brasília, DF.
- Teixeira N. A., Franke N. D., Brenner T. L., Marchetto C. 1996. *Polymetallic sulfides and manganese deposits of Itumirim-Nazareno greenstone belt. An example of sub-seafloor geothermal system*. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 39, Salvador, Anais: 326-328.
- Teixeira W. 1985. *A evolução tectônica da porção meridional do Cráton do São Francisco com base em interpretações geocronológicas*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, USP, São Paulo.
- Teixeira W., Cordani U. G., Nutman A. P., Sato K. 1998. *Poliphase archean evolution in the Campo Belo Metamorphic Complex, southern São Francisco Craton, Brazil: shrimp and U-Pbzircon evidence*. *Journal of South American Earth Science*, 11.

Teixeira W., Sabaté P., Barbosa J., Noce C.M., Carneiro C.A. 2000. *Archean and Paleoproterozoic evolution of the São Francisco Craton, Brazil*. In: Cordani U.G., Milani E.J., Thomaz Filho A., Campos A. (eds.), *Tectonic Evolution of South America*, p101-137.

Telford W.M., Geldart L.P., Sheriff R.E. 1990. *Applied Geophysics*. 2nd Ed., Cambridge, 770p.

Toledo C. L. B. 2002. *Evolução Geológica das Rochas Máficas e Ultramáficas no Greenstone belt Barbacena, Região de Nazareno, MG*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, UNICAMP.

Vial D. S. 1988. *Geology of the Culabá gold mine, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil*. Bicentennial Gold 88, Melbourne, Poster programme. Vol. I, pp. 134-136.

Vieira F. W. R., Oliveira G. A. 1988. *Geologia do Distrito Aurífero de Nova Lima, Minas Gerais*. In: Schobbenhaus, C. & Coelho C. E. S. (coord). *Principais depósitos minerais do Brasil*. Brasília, DNPM/CVRV, V (3): 377-391.

Woodall R. 1979. *Gold – Australia and the World*. In Glover J. E., Groves D. I., eds., *Gold Mineralization: Geology Department and Extension Service, University of Western Australia, Perth, Publication 3*, p. 1-34.

Zimmermann H.J.; Zysno P. 1991. *Fuzzy set theory and its application*. 2nd ed. Kluwer Academic Publishers, Boston.

Zucchetti M., Baltazar O. F., Raposo F. O. 1996. *Estratigrafia. Projeto Rio das Velhas, Mapa Geológico Integrado. Escala 1:100.000. Texto Explicativo*. Programa de Estudos Mineiros. Convênio DNPM/CPRM. Belo Horizonte, 1996, p.13-42.

<http://edc.usgs.gov/products/satellite/band.html>

<http://landsat7.usgs.gov>

www.fugro.com

www.jpl.nasa.gov/srtm

www.feut.uni-trier.de:8080/pdf/Kursbegleitung/hyper/MTMF.pdf

http://ntserv.gis.nrcan.gc.ca/sdm/default_e.htm