

UNICAMP

UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

ÁREA DE METALOGÊNESE

**Processamento Digital de Imagens Aerogeofísicas,
Landsat/TM e Radar na Folha Presidente Médici/RO
com Ênfase na Caracterização Metalogenética
da Suíte Granítica Rio Pardo**

Cristina Prando Bicho

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

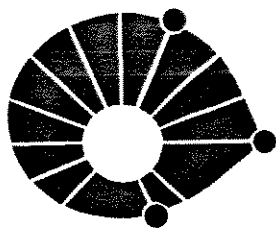
Este exemplar corresponde à
redação final do texto defendida
por Cristina Prando Bicho
e aprovada pela Comissão Julgadora
em 25/2/1994.

[Assinatura]
ORIENTADOR

CAMPINAS - SÃO PAULO

B471p
21278/BC

Fevereiro- 1994



UNICAMP

UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

ÁREA DE METALOGÊNESE

**Processamento Digital de Imagens Aerogeofísicas,
Landsat/TM e Radar na Folha Presidente Médici/RO
com Ênfase na Caracterização Metalogenética
da Suíte Granítica Rio Pardo**

Cristina Prando [Bicho 471]

Dissertação apresentada ao Instituto de Geociências como
requisito parcial para obtenção do título de Mestre em
Geociências.

Orientador: Álvaro Penteado [Crósta[†] - IG/UNICAMP

Co-Orientadora: Elizabete [Pascholati[†] - IG/UNICAMP

maria

CAMPINAS - SÃO PAULO

Fevereiro - 1994

B.471p.

Bicho, Cristina Prando

Processamento digital de imagens aerogeofísicas, Landsat/TM e radar na Folha Presidente Médici-RO com ênfase na caracterização metalogenética da Suíte Granítica Rio Pardo. Campinas:Universidade Estadual de Campinas - UNICAMP. Instituto de Geociências. Área de Metalogênese, 1994.

103p. (Dissertação de Mestrado)

Inclui bibliografia

1. Processamento digital de imagens
2. Aerogeofísica
3. Granitos/RO - Metalogênese

CDD - 621.3678



UNICAMP

UNIVERSIDADE DE CAMPINAS

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

PÓS- GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

ÁREA DE METALOGÊNESE

Processamento Digital de Imagens Aerogeofísicas,
Landsat/TM e Radar na Folha Presidente Médici/RO
com Ênfase na Caracterização Metalogenética da
Suíte Granítica Rio Pardo

AUTOR: Cristina Prando Bicho

ORIENTADOR: Álvaro Penteado Crósta

CO-ORIENTADORA: Elizabete Pascholati

COMISSÃO EXAMINADORA

PRESIDENTE: Álvaro P. Crósta

EXAMINADORES: Gilberto Amaral

Francisco J. F. Ferreira

Three handwritten signatures are present, each written over a horizontal line. The first signature is 'Álvaro P. Crósta', the second is 'Gilberto Amaral', and the third is 'Francisco J. F. Ferreira'.

CAMPINAS, DE DE

AGRADECIMENTOS

Ao orientador, Prof. Dr. Álvaro P. Crósta, pela viabilização do projeto.

À co-orientadora, Prof. Dra. Elizabete Pascholati, pelo incentivo, amizade, dedicação e empenho em discutir e solucionar os diversos problemas surgidos durante o trabalho.

Ao colega Prof. Dr. Francisco J. Ferreira (IG/UFPR) pelo estímulo, auxílio nas fases iniciais do projeto e pelos conhecimentos por mim adquiridos durante o período de trabalho conjunto.

Aos geólogos da CPRM/RO, Cássio R. Silva e Rui Bahia, pelo apoio na etapa de campo e, principalmente, pela cessão dos dados.

Ao Prof. Dr. Jorge S. Bettencourt (IG/USP), pela disposição em auxiliar nas questões referentes à geologia e aos granitos estudados.

Ao Prof. Dr. Gilberto Amaral (IG/UNICAMP), pelo empenho nas discussões dos diversos assuntos tratados neste trabalho.

Ao geólogo Ídio Lopes Júnior (CPRM/SP), pelo apoio logístico, de grande importância no intercâmbio entre a autora e a CPRM.

Ao Prof. Dr. Antônio Misson Godoy (IGCE/UNESP), pelo auxílio na petrografia.

Ao Prof. Dr. Vladimir Shukowsky (IAG/USP), pelo esclarecimento das questões relativas ao pré-processamento dos dados geofísicos.

Ao Prof. Washington Leite (IGCE/UNESP), pelo incentivo nas fases iniciais da pesquisa.

Ao geofísico Ricardo M. Vasconcellos (CPRM/RJ), pela elaboração das malhas dos dados aerogeofísicos.

Aos colegas geólogos da UNICAMP, Henrique L. Roig e Idemilson M. do Prado, pelo auxílio na elaboração do mapa geológico e de parte das figuras apresentadas no texto.

Aos analistas de sistema Moacir Cornetti e, em especial, Patrícia C. Leite, pela

amizade, paciência e disposição em auxiliar nas questões computacionais, que permitiram a finalização da tese no tempo devido.

À Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM), em especial aos geólogos Luis Sguissardi do Carmo e José C. Garcia Ferreira, pelo apoio e dados fornecidos.

À Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP), pelo apoio financeiro fornecido através do processo 91/3998-1.



UNICAMP

UNIVERSIDADE DE CAMPINAS

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

ÁREA DE METALOGÊNESE

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

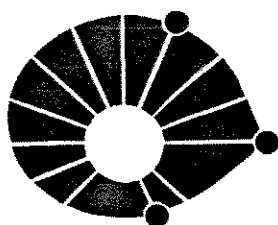
RESUMO

**Processamento Digital de Imagens Aerogeofísicas,
Landsat/TM e Radar na Folha Presidente Médici/RO
com Ênfase na Caracterização Metalogenética da
Suíte Granítica Rio Pardo**

Cristina Prando Bicho

O presente trabalho aborda o tratamento de dados aerogeofísicos, Landsat/TM e radar através das técnicas de processamento digital de imagens (PDI), elaborado no contexto da Folha Presidente Hermes (SC-20-Z-C)(escala 1:250.000), sudeste de Rondônia. O principal objetivo foi avaliar o uso das técnicas de PDI no mapeamento geológico e na análise metalogenética de áreas densamente florestadas da região Amazônica.

Os resultados mostram a grande vantagem de utilização destas técnicas em detrimento aos métodos convencionais de análise de dados geofísicos (mapas de contorno) e de satélite (imagens fotográficas). Na área, os melhores resultados foram obtidos através dos dados aerogeofísicos. A aerogamaespectrometria exibiu boa correlação com as unidades geológicas mapeadas enquanto que a aeromagnetometria mostrou grande eficácia no reconhecimento da estruturação geral da área. As imagens do TM não apresentaram bons resultados em virtude da interferência do padrão de ocupação da área; o mesmo acontecendo com a imagem de radar, em função grande quantidade de ruídos exibidos pela imagem fotográfica. A aerogamaespectrometria permitiu diferenciar fácies graníticas com variações significativas no conteúdo de U, Th e K. Na Suíte Granítica Rio Pardo, cujas fácies apresentam pequenas variações nestes elementos, o aumento nos níveis de radiação foram relacionados ao menor desenvolvimento da vegetação e do solo, em função da maior exposição das rochas. A análise conjunta dos dados magnetométricos e gravimétricos possibilitou a identificação, no sudeste da área, de uma zona de sutura associada a processos colisionais da área. Com relação à Suíte Granítica Rio Pardo, os altos valores de Sr, Ba, CaO, TiO₂, MgO e magnetita, o grau de deformação das rochas e a ausência de processos metassomáticos tardios a tornam pouco propícia ao desenvolvimento de depósitos minerais economicamente viáveis.



UNICAMP

UNIVERSIDADE DE CAMPINAS

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

ÁREA DE METALOGÊNESE

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

ABSTRACT

**Processamento Digital de Imagens Aerogeofísicas,
Landsat/TM e Radar na Folha Presidente Médici/RO
com Ênfase na Caracterização Metalogenética da
Suíte Granítica Rio Pardo**

Cristina Prando Bicho

This work was carried out on the Presidente Médici quadrangle (SC.20-Z-C) at an 1:250.000 scale, at the southeastern portion of Rondonia State, Brazil. It's main objective was to test digital imaging processing (DPI) techniques on remote sensing and geophysical data, for geological mapping and metallogenic analysis on a heavily forested basement area of the Amazon region.

DPI was applied on Landsat/TM, SLAR and aerogeophysical data. The best results were obtained for aeromagnetic and aerogammaspectrometric data, which showed good correlation, respectively, with structural and lithological field data. Large variations in the K, U e Th content of granitic facies are clearly discernible by aerogammaspectrometry. In the case of Rio Pardo Granitic Suite, where the facies shows a small variations of this elements, the increase on the radiation's level was explained by less dense vegetation cover and thinner soils. The images of Landsat/TM didn't present good results because of the interference of the human occupation pattern, with N-S parallel roads spaced 4Km on the whole area. The same happens with the radar image because of the high level of noise presented by the photographical image. In addition, gravimetric and geochemical data were used for testing preliminary models.

Magnetic and gravimetric data are indicative of a large E-W trending suture associated with collisional processes at southern part of the region.

High Ba, Sr, Ca, Mg and magnetite content, high deformation processes and absence of metasomatic processes are suggestive of a lower metallogenic potential for the Rio Pardo Suite.

ÍNDICE

LISTA DE FIGURAS	viii
LISTA DE TABELAS	x
LISTA DE FOTOS	xi
LISTA DE ABREVIATURAS	xiii

CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO

1.1 - Considerações Gerais	01
1.2 - Objetivos	01
1.3 - Localização da Área	03
1.4 - Vegetação	03
1.5 - Clima	05

CAPÍTULO 2 - REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1 - Contexto geotectônico e geológico	06
2.2 - Geologia local	12
2.3 - Características dos granitos mineralizados	15
2.4 - Principais condicionantes da formação dos depósitos de estanho	18

CAPÍTULO 3 - MATERIAIS E MÉTODOS

3.1 - Materiais Utilizados	21
3.2 - Metodologia	23
3.2.1 - Sensoriamento Remoto	23

3.2.2 - Gamaespectrometria	25
3.2.3 - Magnetometria	31
3.2.4 - Pré-Processamento	32
3.2.4.1 - Correções	33
3.2.4.2 - Geração das malhas	34
3.2.5 - Processamento digital de imagens	38
3.2.5.1 - Imagens digitais	38
3.2.5.2 - Técnicas de processamento digital de imagens	39

CAPÍTULO 4 - DISCUSSÕES E RESULTADOS

4.1 - Interpretação das imagens aerogamaespectrométricas	45
4.2 - Interpretação das imagens aeromagnetométricas	49
4.3 - Interpretação do mapa gravimétrico	55
4.4 - Análise das linhas de vôo	57
4.5 - Interpretação das imagens TM e Radar	58
4.6 - Interpretação das imagens aerogeofísicas, TM e radar integradas	62
4.7 - Mapeamento faciológico	67
4.7.1 - Introdução	67
4.7.2 - Fácies reconhecidas	67
4.7.2.1 - Petrografia	70
4.8 - Interpretação das anomalias aerogamaespectrométricas	73
4.9 - Litogeoquímica	77
4.9.1 - Introdução	77
4.9.2 - Litogeoquímica dos elementos maiores	79
4.9.3 - Litogeoquímica dos elementos traços	83
4.10 - Considerações Gerais - Suíte Granítica Rio Pardo	86

CAPÍTULO 5 - CONCLUSÕES	91
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	93
ANEXO 1	

LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1 - Mapa de localização da área.....	04
Figura 2.1 - Caracterização e subdivisão da Província Rio Branco.....	06
Figura 2.2 - Arcabouço Geotectônico do Cráton Amazônico segundo Tassinari <i>et al.</i> (1987)	08
Figura 2.3 - Localização do Gráben de Pimenta Bueno.....	11
Figura 2.4 - Subsistemas estruturais do Sistema de Cisalhamento Paulo Saldanha e Rio Pardo A - Frontal, B - Oblíquo, C - Direcional	15
Figura 3.1 - Posicionamento das bandas de absorção da clorofila, hidroxilas (OH), Fe, clorofila e dos sensores multiespectrais dos sensores Landsat/TM e MSS	24
Figura 3.2 - Espectro da aerogamaespectrometria mostrando as quatro bandas de energia potássio, urânio, tório e contagem total.	26
Figura 3.3 - Distribuição geral de urânio e tório em rochas sedimentares. Fonte: Roger & Adams (1969b)	29
Figura 3.4 - Ilustração do fenômeno do <i>aliasing</i>	35
Figura 3.5 - Etapas de geração da malha. Fonte: BIGRID (1986)	36
Figura 4.1 - Mapa geológico	53
Figura 4.2 - Mapa gravimétrico	56
Figura 4.3 - Mapa de pontos	68
Figura 4.4 - Diagrama SiO ₂ x elementos maiores	80
Figura 4.5 - Diagrama SiO ₂ x Log(CaO/K ₂ O+Na ₂ O)	82
Figura 4.6 - Diagrama da razão de alcalinidade (Wright, 1969).....	82
Figura 4.7 - Diagrama de aluminosidade (Maniar & Piccoli, 1989).....	82
Figura 4.8 - Diagrama dos minerais característicos (Debon & Le Fort, 1983).....	82

Figura 4.9 - Diagrama Q-A-P de Streickeisen (1976)	84
Figura 4.10 - Diagrama de classificação (Debon & Le Fort, 1983)	84
Figura 4.11 - Diagrama de classificação (Middlemost, 1987)	84
Figura 4.12 - Diagrama de posicionamento tectônico (Batchelor & Bowden, 1985)	84
Figura 4.13 - Diagrama de variação SiO ₂ x elementos traços	85
Figura 4.14 - Diagrama da razão Ba/Rb	87
Figura 4.15 - Diagrama da razão Rb/Sr	87
Figura 4.16 - Diagrama ternário Rb, Ba, Sr (El Bouseily & El Sokkary, 1975)	87
Figura 4.17 - Padrão dos ETR da Suíte Granítica Rio Pardo	89

LISTA DE TABELAS

Tabela 4.1 - Características macroscópicas das fácies dos granitos Rio Pardo e Alta Floresta	69
Tabela 4.2 - Características macroscópicas das fácies do Granito São Luiz	70
Tabela 4.3 - Análise química das amostras dos granitos Alta Floresta, São Luiz e Rio Pardo - Lote I	75
Tabela 4.4 - Análise química das amostras da Suíte Granítica Rio Pardo - Lote II	76
Tabela 4.5 - Análise química das duplicatas	76

LISTA DE FOTOS

Foto 4.1 - Potássio	50
Foto 4.2 - Urânio	50
Foto 4.3 - Tório	50
Foto 4.4 - Contagem Total (FVD)	50
Foto 4.5 - Razão U/Th	51
Foto 4.6 - Razão U/K	51
Foto 4.7 - Razão Th/K	51
Foto 4.8 - Composição colorida Th, U, K	51
Foto 4.9 - Contagem Total	51
Foto 4.10 - Campo Magnético Residual	51
Foto 4.11 - Redução ao pólo	51
Foto 4.12 - Componente regional	63
Foto 4.13 - Landsat/TM - banda 3	63
Foto 4.14 - Formação Palmeiral - Composição colorida 4,5,7	66
Foto 4.15 - Traçado do Rio São Miguel - Composição colorida 3,4,5	66
Foto 4.16 - Zona de cisalhamento Rio Branco - Composição colorida 4,5,7	66
Foto 4.17 - Imagem do Radar.....	63
Foto 4.18 - Contagem total (fvd) + TM/banda 5	66
Foto 4.19 - Radar + Contagem total	66
Foto 4.20 - Contagem total + Campo magnético residual	66
Foto 4.21 - Fácies Equigranular Rosa Hololeucocrática	71
Foto 4.22 - Fácies Inequigranular Rosa	71
Foto 4.23 - Fácies Inequigranular Cinza Rosada	71
Foto 4.24 - Fácies Inequigranular Cinza	71
Foto 4.25 - Fácies Equi/Inequigranular Cinza	71

Foto 4.26 - Fácies Equigranular Amarela	71
Foto 4.27 - Fácies Porfírica Castanho	71
Foto 4.28 - Fácies Mela-Porfíroide Rosada	71
Foto 4.29 - Fácies Porfíroide Rosada	71

LISTA DE ABREVIATURAS

SGRP - Suíte Granítica Rio Pardo
GAF - Granito Alta Floresta
GSL - Granito São Luiz
ERH - Equigranular Rosa Hololeucocrática (fácies)
IR - Inequigranular Rosa (fácies)
ICR - Inequigranular Cinza Rosada (fácies)
IC - Inequigranular Cinza (fácies)
E/IC - Equi-Inequigranular Cinza (fácies)
EA - Equigranular Amarela (fácies)
PC - Porfírica Castanha (fácies)
MPR - Mela-porfíroide Rosada (fácies)
PR - Porfíroide Rosada (fácies)
ETRP - Elementos terras raras pesados
ETRL - Elementos terras raras leves

CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO

1.1 - Considerações Gerais

Apesar do alto potencial mineral, a região norte do país ainda é pouco estudada do ponto de vista geológico. A Floresta Amazônica e o intenso intemperismo dificultam o acesso às informações de superfície, fazendo com que os métodos tradicionais de mapeamento geológico se tornem bastante onerosos.

Com o aperfeiçoamento dos sistemas sensores, um grande volume de dados referentes à superfície terrestre tem sido gerado sem a necessidade de um contato direto com o solo. Dentro deste contexto, destacam-se as imagens do Landsat/TM e MSS, de radar do Projeto RADAMBRASIL (SLAR), fotografias aéreas e os dados dos levantamentos aerogeofísicos.

Algumas características da região Amazônica impõem, no entanto, limitações ao uso destes dados. A densa cobertura vegetal, a presença de sedimentos quaternários sem feições geomorfológicas marcantes e, em algumas áreas, o padrão de ocupação humana dificultam a interpretação das imagens do satélite. Soma-se a isto o fato das imagens fotográficas do RADAMBRASIL apresentarem baixa qualidade em função do grande número de ruídos.

Diante destas limitações, os levantamentos aerogeofísicos passam a ter uma importância fundamental no estudo geológico destas áreas. Através das décadas, os dados tem sido analisados sob a forma de mapas de contorno que não permitem explorar integralmente o potencial dos métodos. O desenvolvimento das técnicas de processamento digital de imagens proporcionou um tratamento mais dinâmico e refinado dos dados aerogeofísicos, levando a uma melhor caracterização do arcabouço tectônico e das unidades litológicas em campanhas de mapeamento geológico.

Para testar a utilização das técnicas de processamento digital de imagens em regiões

cobertas por florestas tropicais, foi selecionada, como área teste, uma porção do sudeste de Rondônia. Este Estado abriga uma importante província metalogenética que se caracteriza pela ocorrência de intrusões graníticas mineralizadas a estanho e metais associados (Kloosterman, 1967; Amaral, 1974; Leal *et al.*, 1978; Isotta *et al.*, 1978). Apesar deste potencial, o grau de conhecimento geológico da região ainda é baixo, sendo a maior parte do Estado recoberta por mapas na escala 1:250.000.

Os trabalhos preliminares executados pela CPRM/RO na Folha Presidente Médici (SC.20-Z-C, escala 1:250.000) identificaram a presença de diversos corpos graníticos. A ocorrência destes corpos em uma região potencialmente favorável, aliada à disponibilidade de uma grande variedade de dados de sensoriamento remoto (SLAR, TM-Landsat, aeromagnetometria e aerogamaespectrometria) motivaram a escolha da área para desenvolvimento do projeto.

O trabalho foi realizado em conjunto com a CPRM que, através do Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PLGB), vem mapeando as folhas Rio Pardo e Paulo Saldanha (escala 1:100.000), que integram a Folha Presidente Médici (escala 1:250.000). Dentro da área total, foi dada ênfase às duas folhas acima referidas.

1.2 - Objetivos

O projeto foi executado visando atingir os seguintes objetivos:

1) Avaliar o uso das técnicas de processamento digital de imagens no auxílio ao mapeamento geológico da Folha Presidente Médici (escala 1:250.000), com ênfase nas Folhas Rio Pardo e Paulo Saldanha (escala 1:100.000);

2) estabelecer uma metodologia para o estudo de rochas granitóides na Região Amazônica através da aplicação destas técnicas em imagens aerogeofísicas, Landsat/TM e Radar;

- 3) analisar as vantagens e desvantagens dos diferentes dados de sensores remotos no auxílio ao mapeamento de regiões densamente vegetadas;
- 4) elaborar um mapa faciológico da Suíte Granítica Rio Pardo visando a localização de áreas favoráveis à ocorrências minerais;
- 5) avaliar o potencial metalogenético da Suíte Granítica Rio Pardo.

1.3 - Localização da Área

A área estudada situa-se no sudeste do Estado de Rondônia, estando delimitada pelos paralelos 11° 00' e 12° 00' de latitude sul e pelos meridianos 61° 30' e 63° 00' a oeste de Greenwich. Abrange na íntegra a Folha Presidente Médici (SC.20-Z-C), escala 1:250.000, totalizando uma superfície aproximada de 18.150 km². A localização desta folha, bem como das Folhas Rio Pardo e Paulo Saldanha, pode ser visualizada na Figura 1.1. O acesso à área se faz através da rodovia BR-364.

A região encontra-se intensamente recortada por estradas vicinais, trafegáveis por todo o ano, com direções preferenciais N-S e E-W. Estas estradas correspondem às antigas linhas de assentamento do Instituto Nacional de Colonização e Reforma Agrária (INCRA) e distam cerca de 4 km umas das outras, formando uma malha quase regular.

1.4 - Vegetação

A vegetação da área é constituída por uma Floresta Equatorial Latifoliada (Pinto Filho *et al.*, 1977) que pode apresentar variações de acordo com as características climáticas, topográficas e litológicas, podendo ser dividida em:

- 1) Floresta Tipo Equatorial ou Sempre Verde - caracterizada por permanecer sempre verde e pela diversidade das espécies formando um conjunto pouco homogêneo. A

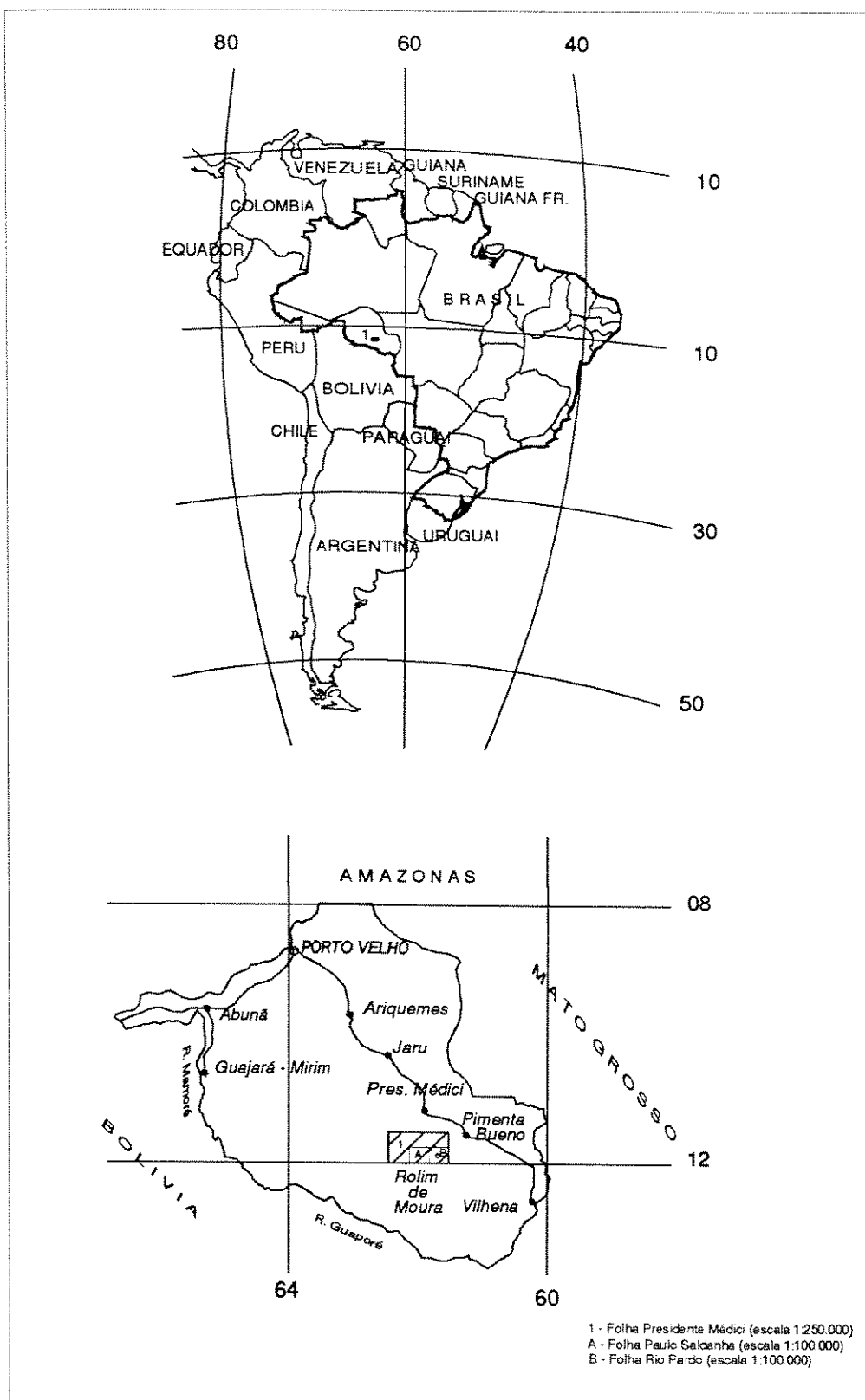


Figura 1.1 - Mapa de localização da área

ausência de um período de queda das folhas faz com que a vegetação de menor porte (cipós, orquídeas, samambaias, etc) seja pobre e se concentre em regiões de sombra. Este tipo de floresta ocorre em zonas onde as precipitações são maiores que 1500mm;

2) Floresta Semi-Sempre-Verde - corresponde à vegetação predominante da área. Sua flora é semelhante à do tipo equatorial, diferindo por apresentar um período de queda generalizada das folhas nas épocas de menor precipitação pluviométrica e pelo maior porte das árvores (cerca de 40 m de altura). Inclui-se neste tipo de floresta a mata de terra firme, encontrada nas partes mais elevadas, e a mata de igapó, nas partes mais baixas e alagadas durante o período das chuvas. Nestas florestas ocorrem as "madeiras de lei", de grande importância econômica para o Estado.

3) Campos Inundáveis - aparecem nas margens dos afluentes do Rio São Miguel onde ocorrem inundações periódicas durante o inverno. São formados por vegetais hidrófitos e por buritizais associados a taboca e taquaras.

1.5 - Clima

O clima predominante é o Equatorial Úmido, extensivo, de maneira geral, a todo o Estado de Rondônia (Pinto Filho, *op. cit.*). Apresenta precipitação média anual em torno de 2.200mm. Existem, basicamente, duas estações climáticas bem demarcadas: o verão, que se estende de maio a setembro com precipitações pluviométricas da ordem de 750 a 810mm; e o inverno, que se prolonga pelos meses de novembro a março e apresenta precipitações entre 1470 e 1500mm.

Segundo a classificação de Koppen, predomina o clima do tipo AM cuja temperatura média em qualquer época do ano se mantém acima dos 20° C (Pinto Filho, *op. cit.*).

CAPÍTULO 2 - REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1 - Contexto geotectônico e geológico

O arcabouço geotectônico regional corresponde ao Escudo Brasil Central, situado a sul da Sinéclise do Amazonas. Esta unidade tectônica enquadra-se na Província Tapajós (Almeida *et al.*, 1981), Subprovíncia Madeira (Amaral, 1984) (Figura 2.1).

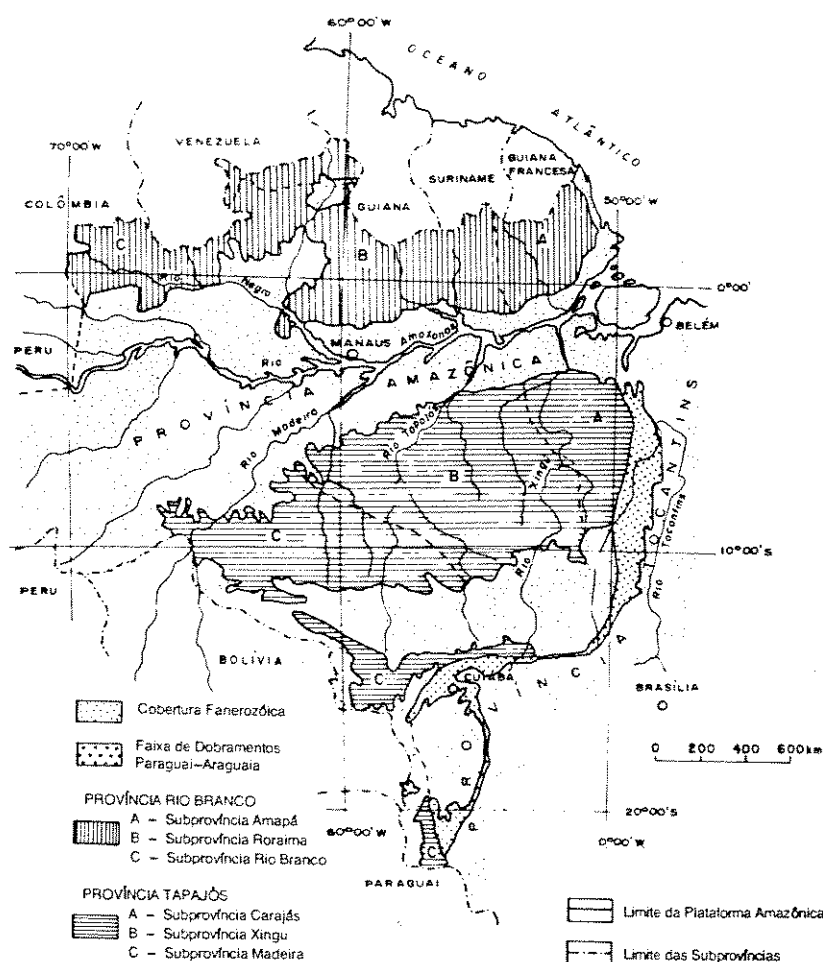


Figura 2.1 - Caracterização e subdivisão da Província Rio Branco

A evolução do Cráton Amazônico, a partir do Ciclo Transamazônico, tem sido enfocada sob duas maneiras distintas: a primeira o interpreta como sendo uma plataforma

Arqueana parcialmente retrabalhada e reativada durante o Proterozóico (Amaral, 1974; Almeida & Hasui, 1981; Santos & Loguércio, 1984; Hasui & Almeida, 1985), enquanto que a segunda considera uma evolução marcada por episódios de acreção crustal durante o mesmo período (Cordani *et al.*, 1979; Teixeira & Tassinari, 1984; Tassinari *et al.* 1987, Teixeira *et al.*, 1989).

De acordo com a primeira hipótese, a estabilização do cráton teria ocorrido ao final do Ciclo Transamazônico sendo o mesmo posteriormente afetado por três eventos de reativação autônoma denominados Uatumã (1.9Ga; Santos & Loguercio, 1984) ou Paraense (1.7-1.55Ga; Amaral, 1974), Parguazense (1.5+0.5Ga; Santos & Loguercio, *op. cit.*) ou Madeirense (1.4-1.25Ga; Amaral, *op. cit.*) e Rondoniense (1.0-1.3Ga; Amaral, *op. cit.*).

O início do evento Paraense (1.7-1.55Ga) é marcado por uma intensa fase de atividade granítica. Seguem-se manifestações de vulcanismo ácido a intermediário de grandes proporções, concomitantemente ao início de sedimentação clástica em pequenas bacias locais. Encerra o evento, o magmatismo básico datado em 1.55Ga. Uma segunda geração de granitos anorogênicos, predominantemente rapakivíticos (tipo Serra da Providência), tem lugar durante a reativação Parguazense. O evento Rondoniense afetou as regiões correspondentes aos estados de Rondônia e noroeste do Mato Grosso sendo caracterizado pelos Granitos Rondonianos, geralmente associados a rochas vulcânicas básicas.

A segunda hipótese considera o cráton como sendo constituído por um núcleo antigo (Província Amazônia Central) rodeado por faixas móveis desenvolvidas durante o Proterozóico Inferior a Médio. Estas faixas foram denominadas Maroni-Itacaiunas (2.2 - 1.8Ga), Rio Negro-Juruena (1.75 - 1.6Ga), Rondoniana (1.55 - 1.3 Ga) e Sunsás (1.25 - 1.0Ga) (Litherland & Bloomfield, 1981)(figura 2.2). O Cinturão Móvel Sunsás se superpõe, geograficamente, à Província Rondoniana e tem sido considerado como resultante da colisão continental da borda sudoeste do Cráton Amazônico com o Escudo Canadense (Bettencourt, 1993).

Eventos de acreção e diferenciação do manto teriam ocorrido nas províncias

Amazônia Central, Maroni-Itacaiúnas e Rio Negro-Juruena sendo seguidos por uma orogênese ensiálica intracontinental nas províncias Rondoniana e Sunsás. O desenvolvimento de cada uma das faixas móveis foi acompanhado por uma atividade magmática reflexa na área estável. Esta atividade é representada pela formação de efusivas ácidas a intermediárias e granitos pós tectônicos (Cordani *et al.*, *op. cit.*).

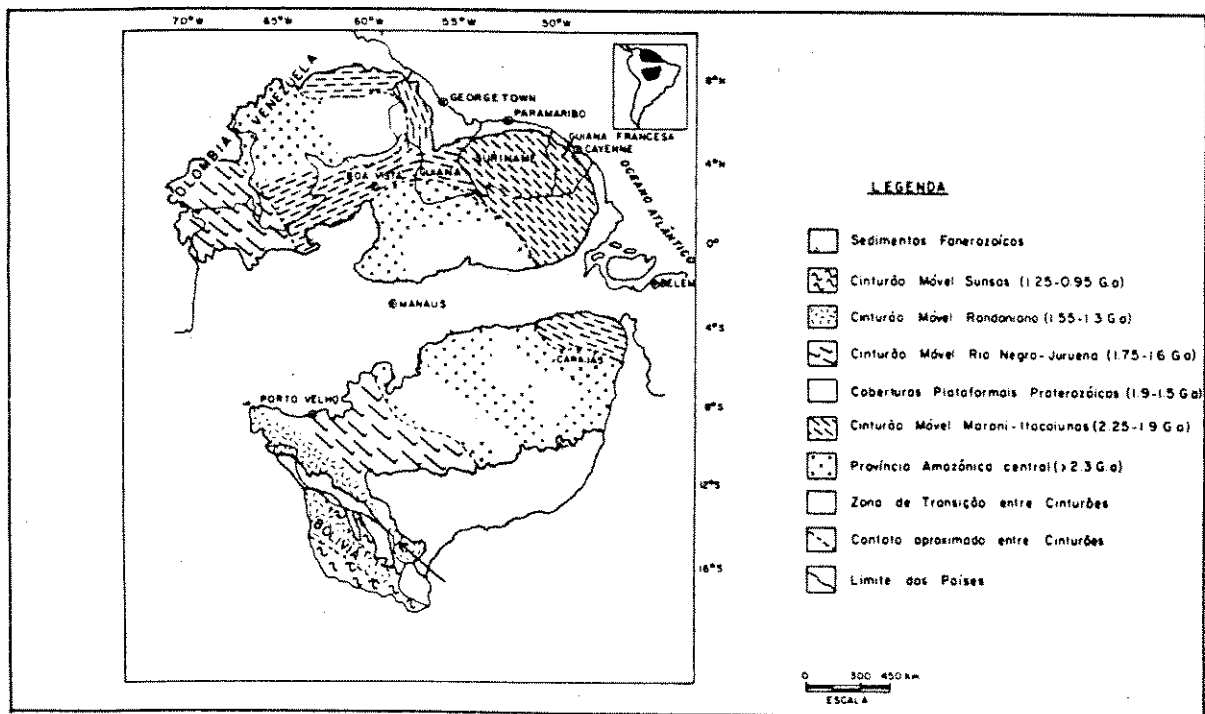


Figura 2.2 - Arcabouço Geotectônico do Cráton Amazônico segundo Tassinari *et al.* (1987)

Na região estudada ocorrem litologias associadas ao Complexo Xingu, Epimetamorfitos Comemoração, Formações Mutumparaná e Palmeiral, Granitos Rondonianos, sedimentos do Gráben de Pimenta Bueno e aluviões recentes.

O Complexo Cristalino, denominado Complexo Xingu (Leal *et al.*, 1987) e Complexo Jamari (Isotta *et al.* 1978, in Almeida & Hasui, *op. cit.*), compreende as rochas mais antigas

desta porção do cráton. Amaral (1974), Leal *et al.* (1978) e Santos & Loguécio (1984) creditam idade Arqueana ou Proterozóica Inferior para a totalidade das rochas do embasamento nesta parte do cráton enquanto que, Cordani (1979), Teixeira & Tassinari (1984) assumem idades ao redor de 1.75Ga para a Província Rio Negro-Juruena e 1.4Ga para as rochas do embasamento da Faixa Móvel Rondoniana.

As rochas do Complexo Xingu são constituídas essencialmente por metamorfitos de alto grau (fácies anfibolito e granulito) e granitóides anatóticos e sincinemáticos associados. Os representantes mais comuns são biotitas-gnaisses, biotita-hornblenda-gnaisses, anfibolitos, granulitos, gabros e noritos. Em porções restritas ocorrem enclaves de rochas metamórficas da fácies xisto verde pertencentes ao Grupo Jiparaná (Isotta *et al.*, *op. cit.*) e Epimetamorfitos Comemoração (Leal *et al.*, *op. cit.*). Esta unidade representa uma sequência de baixo grau metamórfico caracterizada pela ocorrência de xistos, quartzitos, metarcóseos, metavulcânicas e jaspilitos. Sua posição estratigráfica é incerta, sendo possível que corresponda a sequências vulcano-sedimentares deformadas e metamorizadas por eventos posteriores (Amaral, 1984).

A Formação Mutumparaná (Lobato *et al.*, 1966) é atribuída por Pinto Filho *et al.* (1977) às rochas epimetamórficas de natureza vulcano-sedimentar que constituem a primeira deposição sedimentar pós-orogênica no embasamento. Esta formação é constituída por arenitos, arcóseos, siltitos e tufos ácidos dobrados e metamorizados. As exposições destas rochas normalmente destacam-se na topografia formando espigões orientados segundo as principais direções de falhamentos. Na Folha Presidente Médici, os metarenitos silicificados sustentam as cristas da Serra dos Reis Magos. Segundo Adamy & Romanini (1990), as rochas relacionadas aos eventos vulcano-sedimentares da Folha Presidente Médici foram incorretamente relacionadas à Formação Mutumparaná, sendo agora reinterpretadas como uma sequência distinta, posicionada cronologicamente no Proterozóico Inferior. Os quartzarenitos, siltitos e argilitos epimetamorfizados foram englobados na Fm. São Lourenço (Isotta *et al.*, 1978) em detrimento à Fm. Mutumparaná (Adamy & Romanini, *op. cit.*).

Lobato *et al.* (*op. cit.*) criaram a designação Formação Palmeiral para caracterizar sedimentos essencialmente arcoseanos, com idade anterior aos granitos estaníferos, observados na ferrovia Madeira-Mamoré. Verschure & Bon (1972 in Pinto Filho *et al.*, *op. cit.*) reúnem as formações Mutumparaná e Palmeiral em um mesmo pacote sedimentar, considerando-as como simples variações de fácies. Leal *et al.* (1978) abandonam ambas as denominações em favor do Grupo Beneficente. Santos & Loguécio (1984) recomendam evitar a fusão das formações em vista das características serem completamente distintas. Na Folha Presidente Médici, a Formação Palmeiral é constituída por arcóseos conglomeráticos e arcóseos de ambiente tipicamente continental, depositados em zona de subsidência rápida (Pinto Filho *et al.*, *op.cit.*).

Nesta região do cráton, as rochas granitóides são de grande interesse pois muitos corpos estão associados a importantes mineralizações estaníferas. Estes granitos são resultantes de um extenso magmatismo que afetou o Complexo Xingu entre 1.4 e 0.95 Ga (Teixeira & Tassinari, *op. cit.*, Leal *et al.*, *op. cit.*, Bettencourt *et al.*, 1987) possuindo várias denominações, dentre elas, Complexos Vulcano Plutônicos (Verschure & Bon, *op. cit.*), Evento Rondoniense (Amaral, 1974), Granitos Rondonianos (Leal *et al.*, 1978) e Suíte Rondoniana (Tassinari *et al.*, 1984).

Bettencourt *et al.* (1987) propuseram a divisão dos plútons anorogênicos em três grupos: Suíte Serra da Providência (1.4-1.2Ga), Granitos Rapakivi Mais Jovens (1.27 - 1.18Ga) e Granitos Últimos de Rondônia, abrangendo dois cronogrupos; Grupo Mais Antigo (1.05 Ga) e Grupo Mais Jovem (0.95 Ga.). Os maiores depósitos de estanho encontram-se associados aos Granitos Últimos embora mineralizações menores também ocorram em outras intrusivas anorogênicas.

Priem *et al.* (1989) definem quatro eventos magmáticos: um ou mais com idades entre 1545 - 1300Ma (*Oldest Group*) e três eventos sucessivos a 1.27, 1.025 e 0.955Ga. Os granitos com idades entre 1.545 - 1.3Ga apresentam tendência calco-alcalina sendo

considerados como pós tectônicos ao desenvolvimento da Faixa Móvel Rondoniana. Os granitos resultantes dos três últimos eventos possuem afinidades alcalinas sendo anorogênicos e de colocação rasa. Segundo Bettencourt *et al.* (1987), as intrusões foram controladas por reativações de fraturas profundas nos flancos ou próximos às bordas dos *grábens*. Em geral, associam-se a intrusões máficas e extrusivas ácidas e básicas. As razões $Sr^{87}/^{86}Sr$ indicam o envolvimento de componentes da crosta antiga na gênese do magma. De acordo com os autores, estas evidências são típicas de granitos intraplaca.

As rochas sedimentares da área pertencem ao Gráben de Pimenta Bueno (Pinto Filho *et al.*, 1977) que corresponde ao *gráben* setentrional da Fossa Tectônica de Rondônia (Siqueira, 1989)(Figura 2.3). Este *gráben* possui cerca de 225x40km sendo limitado a norte e a sul pelas falhas Presidente Hermes (Pinto Filho *et al.*, *op.cit.*) e São Pedro (Ferreira *et al.*, 1992), respectivamente.

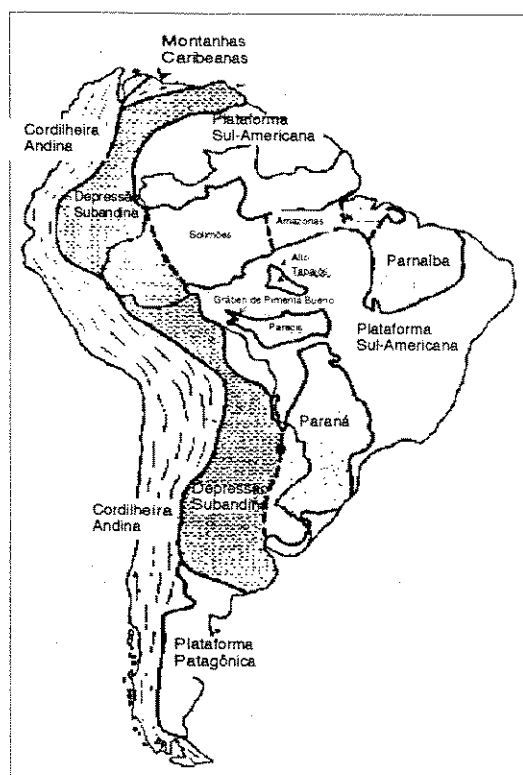


Figura 2.3 - Localização do Gráben de Pimenta Bueno

A coluna sedimentar do *gráben* está representada, da base para o topo, pelas formações Cacoal, Pimenta Bueno e Fazenda Casa Branca (Siqueira, *op. cit.*), correspondentes às unidades PCI, PCII e PCIII de Pinto Filho *et al.* (*op. cit.*). A Formação Cacoal, com espessura mínima estimada em 230m, é constituída por conglomerados polimíticos, calcários dolomíticos e folhelhos. A Formação Pimenta Bueno por sua vez, compreende arcóseos conglomeráticos, arenitos, lentes de carvão além de gipsita e carbonatos. A estas unidades sobrepõe-se, em contato nitidamente discordante, a Formação Casa Branca, composta por sedimentos continentais subaquáticos. Estas unidades são colocadas respectivamente no Siluriano, Carbonífero Inferior e Permiano.

2.2 - Geologia Local

Como citado anteriormente, este trabalho foi desenvolvido simultaneamente ao mapeamento das folhas Rio Pardo e Paulo Saldanha (escala 1:100.000). A checagem em campo das informações extraídas das imagens se deu essencialmente no contexto destas duas folhas. Por este motivo, serão descritos aqui, os resultados obtidos nos mapeamentos executados pelos geólogos da CPRM/RO Cássio R. Silva/Rui Bahia, na Folha Rio Pardo, e Jaime E. Scandolara e Gilmar J. Rizzotto, na Folha Paulo Saldanha. O mapeamento faciológico da Suíte Granítica Rio Pardo foi elaborada pela autora e será descrito no item 4.7 e no anexo 1.

O quadro geológico da região mapeada insere-se no contexto do Cinturão de Alto Grau Guaporé (Hasui *et al.*, 1984), denominado por Scandolara *et al.* (1992a) Cinturão de Cisalhamento Guaporé. Com direção NW-SE, o cinturão se estende por aproximadamente 1000km desde o Rio Madeira até Mirassol do Oeste - MT, apresentando largura média em torno de 100 km. À esta estrutura vinculam-se rochas de alto grau metamórfico, incluindo corpos básicos e áreas granitóides, envoltas por sequências supracrustais com vulcânicas

associadas, metamorizadas em médio grau (Scandolara *et al*, *op.cit.*).

As rochas cartografadas na região (Silva *et al.*, 1992; Scandolara *et al*, 1992b), fortemente condicionadas pelas estruturas resultantes deste cinturão, estão representadas pelas seguintes unidades:

- Complexo Granulítico Santa Luzia - constituído por metagabros granulitizados, thondjemitos, enderbitos e supracrustais alóctones (gnaisses calcissilicáticos);

- Complexo Metamórfico São Felipe - representado por ortognaisses de composição granodiorítica e migmatitos;

- Granitóides São Pedro - compostos por corpos estratóides imbricados no Complexo Granulítico Santa Luzia, com termos petrográficos cuja composição varia de sienito a granodiorito, tendo como máfico principal a hornblenda;

- Associação Metavulcano-Sedimentar Nova Brasilândia - constituída por sedimentos químico-exalativos (calcissilicáticas maciças), vulcanogênicos (anfíbolitos, biotita-gnaisses, metabasaltos e possíveis tufos) e psamopelíticos (quartzitos, quartzo-mica xistos, sillimanita-biotita-muscovita-quartzo xistos);

- Suíte Granítica Rio Pardo - constitui uma unidade de dimensões batolíticas com rochas de composição predominantemente monzograníticas, tendo como máfico principal, a biotita;

- Suíte Intrusiva Básica Novo Mundo - composta por olivina-gabros, hornblenditos a plagioclásio além de traqui-basaltos, dioritos e leuco-gabros;

- Cobertura Proterozóica - composta por associações de quartzitos nas bordas da bacia, com conglomerados, arenitos arcoseanos, arenitos ortoquartzíticos, pelitos e piroclásticas ácidas no topo;

- Formação Pimenta Bueno (Pinto Filho *et al.*, 1977) é constituída por paraconglomerados próximos às bordas do *gráben*, gradando para arenitos arcoseanos e folhelhos intercalados;

- Cobertura Terciária-Quaternária (sedimentos fluviais antigos e materiais coluvionares;

- Aluviões recentes, representados por cascalhos, areias, siltes e argilas inconsolidadas que acompanham os cursos dos rios e igarapés .

Scandolara *et al.* (1992a) dividem o Sistema de Cisalhamento Paulo Saldanha-Rio Pardo, que condiciona as feições estruturais da área, em três subsistemas (Figura 2.4):

- Subsistema A: caracteriza-se por uma geometria imbricada formada por lanços listricos frontais que proporcionaram a ascensão de rochas de infraestrutura em função de um provável adelgaçamento crustal. O transporte tectônico deste bloco se deu de SSW pra NNE. Durante a ascensão, as rochas granulíticas englobaram fragmentos de supraestrutura representados pelos gnaisses calcissilicáticos;

- Subsistema B: é caracterizado por um padrão anastomosado imposto por um evento de cisalhamento dúctil de caráter oblíquo, de baixo a médio ângulo. A componente direcional é dextral e o cavalgamento mostra transporte de NNW para SSE;

- Subsistema C: denominado Zona de Cisalhamento Rio Branco, é formado por vários feixes de cisalhamento transcorrente E-W. A movimentação ao longo deste segmento obedeceu a esforços impostos por um binário dextral.

Segundo Scandolara *et al.* (1992a), as evidências estruturais levam a admitir a existência de dois blocos continentais a SW e NE do cinturão, cujo limite do lado ocidental se faz por extensa descontinuidade de orientação WNW através da qual o bloco SW cavalgou o NE. Neste contexto, as transcorrências podem ser entendidas como estruturas atreladas ao escoamento lateral de massas nos estágios finais da evolução do cinturão.

As rochas do Complexo Granulítico Santa Luzia, os Ortognaisses São Felipe e os Granitóides São Pedro são considerados produtos dos processos de acreção ocorridos desde o Arqueano Superior até o Proterozóico Inferior. Neste período tem-se a deposição das supracrustais da Associação Metavulcano-Sedimentar Nova Brasilândia.

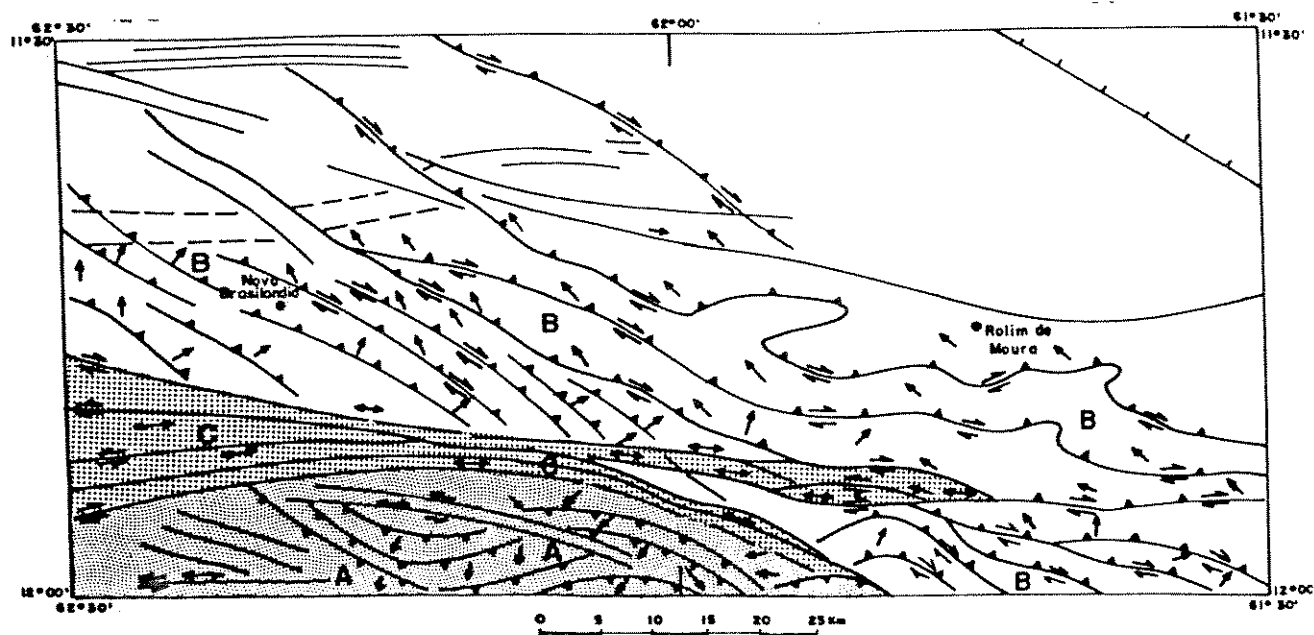


Figura 2.4 - Subsistemas estruturais do Sistema de Cisalhamento Paulo Saldanha e Rio Pardo

A - Frontal, B - Obliquo, C - Direcional Fonte: Scandolara *et al.* (1992a).

Concomitantemente ao esforço tangencial de NW para SE e de SW para NE, ainda no Proterozóico Inferior, ocorreu a intrusão da Suíte Granítica Rio Pardo. Este esforço culmina com a acomodação de massas originando a Zona de Cisalhamento Rio Branco. Finalmente, no Paleozóico, sob regime essencialmente rúptil, dá-se a formação do Gráben de Pimenta Bueno (Silva *et al.*, *op.cit.*).

2.3 - Características dos granitos mineralizados

Os ambientes tectônicos considerados importantes para a gênese dos granitos mineralizados correspondem àqueles de subducção, colisionais e rifts (Mitchell, 1979). Em ambientes de subducção, os granitóides resultam da evolução de magmas calco-alcalinos. São predominantemente do tipo I (Chappel & White, 1974), ou a magnetita (Ishihara, 1981)

embora associações do tipo S também possam ocorrer (Hutchinson, 1988). Nos rifts, os granitos mineralizados são essencialmente do tipo A (White & Chappell, 1983) ou tipo MD (Chaoqun, 1982). Correspondem a granitos anorogênicos gerados a partir da fusão parcial de granulitos félsicos. Em ambientes colisionais, as mineralizações relacionam-se aos granitos tipo S de Chappel & White (1974), aos ilmenita granitos de Ishihara (1977, in Ishihara, 1981) e aos granitos tipo CR de Chaoqun (*op. cit.*). Estes granitóides tem como fonte as rochas sedimentares.

A maior parte dos depósitos mundiais de estanho ocorrem associados a rochas graníticas tardi-orogênicas ou anorogênicas. Estas rochas são discordantes com relação à estrutura, acamamento e isógradas metamórficas regionais (Plimer, 1987). Com relação ao mecanismo de intrusão, a ausência de feições de "emplacement" forçado, a baixa viscosidade e o alto nível de intrusão sugerem uma ascensão rápida do magma, fortemente controlada por feições estruturais. Os granitos portadores de mineralizações de estanho apresentam altos conteúdos de SiO_2 (>70%) (Taylor, 1979), alcalis, F, Li, B, Be, Sn, Ta, Nb, Rb, Ga, Y, REEs leves, U, Th, W e Pb estando empobrecidos em TiO_2 , Al_2O_3 , MgO, CaO, FeO, H_2O , P_2O_5 , Sr, Ba, Co, Ni e Eu (Plant *et al.*, 1985).

Os depósitos de Sn, W, Nb e Ta são mais abundantes em ambientes tectônicos caracterizados por elevados fluxos termal e fluidal, dentre os quais se destacam as áreas de distensão continental, os orógenos colisionais e os arcos magmáticos. Segundo Bettencourt (1993) as porções dos terrenos Proterozóicos de Rondônia podem ser enquadradas nos ambientes de distensão continental ou mesmo orógenos colisionais.

Segundo Taylor & Pollard (1988 in Bettencourt, *op. cit.*), os granitos estano-wolframíferos ocorrem em ambientes anorogênicos e pós-orogênicos sendo caracterizados por concentrações anômalas de F, Li, B, Sn, Y, U, Th e Rb, altas porcentagens de zircão, monazita, ilmenita, fluorita e topázio, baixas taxas de Sr, Be, Eu, e por conterem ilmenita ao invés de magnetita. A característica marcante destas rochas é a presença generalizada de

alteração metassomática pervasiva e fissural de alta temperatura.

Dall'Agnol et al (1993) discutem, de forma sucinta, os aspectos mais relevantes para identificação dos granitos estaníferos da região E do Cráton Amazônico. De acordo com estes autores:

1) Não existem mineralizações significativas associadas a granitos com anfibólios, granitos estéreis em biotita, granitos peralcalinos hypersolvus, viborgitos e piterlitos. Os granitos estaníferos são constituídos por rochas hololeucocráticas equigranulares médias contendo biotita como máfico principal. São geralmente sienos granitos ou alkali-feldspato granito subsolvus;

2) as alterações hidrotermais são marcantes. A ocorrência de greisens e rochas ricas em albita representam importantes evidências a favor de depósitos econômicos de Sn;

3) os granitos especializados a Sn apresentam baixo conteúdo de minerais de óxidos de ferro e possuem susceptibilidade magnética muito baixa ($< 6.3 \times 10^{-4}$ SI);

4) excluindo-se as rochas albitizadas, os granitos estaníferos possuem alta SiO_2 , conteúdos de CaO, MgO, Sr e Ba muito baixos, altas razões $\text{FeO}t/\text{MgO}$ e razão $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ maior que 1. São ricos em Rb, F e REE pesadas e, algumas vezes, em Y, Nb e Zr. O conteúdo de REE leves é baixo, o que resulta em uma assinatura plana com forte anomalia negativa de Eu. As razões K/Rb e Rb/Sr são, respectivamente, muito mais baixas e mais altas que aquelas encontradas em granitos normais. As razões iniciais $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ são geralmente maiores que 0.710;

5) os granitos especializados são derivados de líquidos bastante evoluídos, enriquecidos em água, F e outros voláteis. Durante a cristalização destas rochas, a $f\text{O}_2$ é baixa.

2.4 - Principais condicionantes da formação dos depósitos de estanho.

As características químicas primárias dos magmas graníticos representam somente um dos fatores que influenciam na formação de depósitos metálicos em sistemas graníticos. Para diagnosticar o potencial de um determinado plúton é necessário analisar o processo metalogenético global que inclui o estudo da compartimentação tectônica, origem dos magmas, formação de complexos metálicos, alteração magmática, efeitos pós magmáticos de interação fluido-rocha, etc (Hannah & Stein, 1990 in Bettencourt, 1993).

O enriquecimento do magma em B, F e Li nos estágios finais do magmatismo é considerado como um dos fatores cruciais para a formação de depósitos minerais. Estes elementos estão envolvidos nos vários processos magmáticos e pós magmáticos dos sistemas estaníferos incluindo fracionamento/ cristalização, evolução da fase fluida, transporte e deposição dos metais. (Pollard *et al.*, 1987).

Estudos experimentais tem demonstrado que o aumento no conteúdo de F, B e Li, em um sistema Qz-Ab-O promove o deslocamento do mínimo para o vértice da Ab, além de reduzir de forma marcante a temperatura do solidus e liquidus. Os fundidos graníticos são caracterizados por uma mistura de aluminossilicatos $(\text{AlSi}_3\text{O}_8)_n$ e silicatos $(\text{Si}_4\text{O}_8)_n$ que podem estar polimerizados $[(\text{AlSi}_3\text{O}_8)_n (\text{Si}_4\text{O}_8)_n]$. A proporção relativa destes componentes determina o limite do campo Qz-alkalifeldspato. Com a adição do F e B, a expansão no campo de estabilidade do Qz sugere modificações nas espécies polimerizadas através da reação dos voláteis com os aluminossilicatos. No caso do flúor, esta expansão se deve à formação de complexos aluminofluorídricos (AlF_6) que envolvem a mudança na coordenação do Al de 4 para 6. No que diz respeito ao boro, o aumento em seu conteúdo promove a formação de complexos com elementos formadores de feldspatos (Na, K, Al) reduzindo a atividade dos feldspatos no fundido. Os átomos de Na parecem ser complexados preferencialmente ao K, como evidenciado pelo deslocamento do mínimo para o vértice da

albita (Manning & Pichavant, *op. cit.*).

A diminuição da temperatura de cristalização é considerada como sendo uma resposta à mudança no grau de polimerização. Este processo permite a criação de novos complexos que aumentam a quantidade de sítios estruturalmente favoráveis a incorporação de elementos litófilos e diminuem a viscosidade do magma, facilitando o transporte dos elementos.

As mineralizações de elementos raros estão associadas à regiões afetadas por processos de greisenização, K-feldspatização e albitização. Os dois últimos ocorrem nos estágios magmáticos ou pós-magmáticos enquanto que, a greisenização, é considerada como sendo um processo exclusivamente pós-magmático (Pollard, 1983).

K-feldspatização

Durante o fracionamento do magma, o aumento no conteúdo de flúor torna o resíduo mais rico em Na. Isto é obtido através da cristalização de granitóides ricos em Qz e FK, precursores de granitos mais sódicos e ricos em flúor. Este processo representa a K-feldspatização no estágio magmático.

Em um processo pós magmático, a K-feldspatização ocorre quando o fundido se torna saturado na fase aquosa. Esta fase, ao migrar para gradientes de temperatura mais baixos, através do granito já cristalizado, promove um desequilíbrio na razão K/Na do fluido, causando a troca do K pelo Na na rocha cristalizada. Os processos de K-feldspatização representam os estágios iniciais, de mais alta temperatura, na formação de depósitos de elementos raros (Pollard, *op. cit.*).

Na-feldspatização

No estágio magmático, este processo é marcado pela cristalização de fundidos ricos

em Na gerados durante o fracionamento pelo aumento na quantidade de voláteis.

O estágio pós-magmático é denominado albitização sendo frequente em depósitos de elementos raros. Ocorre quando há uma redução na concentração de F do fluido tanto pela precipitação de minerais ricos neste elemento como pela diluição por outros fluidos. Uma vez que o estanho pode ser transportado sob a forma de complexos com Na e F, a quebra destes complexos resulta na deposição do Sn associada a albitização das rochas (Pollard, *op. cit.*).

Greisenização

A greisenização não se restringe, necessariamente, a uma zona em particular, embora sua intensidade seja maior nas porções apicais e nas zonas de exocontato. É expressa pela substituição dos feldspatos e micas por quartzo, micas brancas e minerais de fluor. Os greisens apresentam um grupo diverso de minerais, sendo os mais importantes, além dos citados acima, os minerais de elementos raros (cassiterita, wolframita, molibdenita, minerais de nióbio e tântalo).

A solubilidade do quartzo em fluidos hidrotermais é sensível à temperatura, pressão e composição do fluido. A diminuição da temperatura entre 450° e 360°C a baixas pressões aumenta significativamente a solubilidade do quartzo. A presença de complexos de F e carbonatos também contribui para o aumento da solubilidade. Estes processos dissolvem grandes quantidades de quartzo durante a alteração hidrotermal e ajudam a explicar a ausência deste mineral nas rochas ricas em FK e albita nos depósitos de metais raros.

O metassomatismo hidrogeniônico corresponde ao processo predominante de alteração, sendo a substituição do feldspato K e/ou Na pela mica uma função da atividade dos íons H^+ (OH), K^+ e Na^+ em fluidos de circulação hidrotermal. A grande quantidade de íons H^+ consumidos durante a greisenização sugere um sistema aberto e o estudo de isótopos de oxigênio indica a presença de águas não magmáticas (Pollard, *op.cit.*)

CAPÍTULO 3 - MATERIAIS E MÉTODOS

3.1 - Materiais Utilizados

- Imagens Satélite

* Imagens multiespectrais TM Landsat 5 gravadas em fitas ccts; bandas 1 a 7, órbita/ponto 231/68 e 231/69 obtidas em 02/08/89 e 10/09/89, respectivamente;

* Imagem Radar do Projeto RADAMBRASIL, escala 1:250.000, em papel, GEMS 1000 tipo abertura sintética, banda X - obtida em 1975/76.

- Dados Aerogeofísicos

As imagens geofísicas foram geradas a partir dos dados provenientes dos levantamentos aerogeofísicos Parecis e Pacaás Novos executados pela LASA/1979 e GEOFOTO/1978, respectivamente. Em ambos os casos as linhas de voo estão posicionadas segundo a direção N-S, com espaçamento médio de 2km. As medidas do campo magnético total, do potássio (K), do urânio (U), do tório (Th) e da contagem total (CT) foram efetuadas a cada 100m ao longo das linhas de voo. Com base nestes dados, os executores dos projetos elaboraram as razões U/Th, U/K e Th/K. Segundo informações descritas nos relatórios (CPRM, 1978 e CPRM, 1979), os valores foram obtidos a uma altura média de 150m do terreno. No entanto, esta altura foi determinada através do radar altímetro. Como, nesta frequência, o pulso do Radar não penetra a copa das árvores, presume-se que a altura correta seja de 150m acima do topo das árvores. Foram utilizados ainda, os perfis, confeccionados em papel, de cada uma das linhas de voo. Estes perfis constam dos valores da CT, U, Th, K, razões U/Th, Th/K e U/K, além do campo magnético total.

É importante ressaltar que os valores em cps obtidos por estes levantamentos não podem ser transformados em ppm (Th e U) ou porcentagem (K), uma vez que não foi

executada a calibração do sistema. Por este motivo, valores iguais nas janelas do U, Th e K não indicam mesmos teores. Este fato deve ser levado em consideração, principalmente, durante a análise das razões.

- Mapa gravimétrico

- * O mapa gravimétrico, de anomalia "Bouguer", foi elaborado pelo Instituto Astronômico e Geofísico (IAG)/USP, em convênio com a CPRM. Os dados encontram-se disponíveis para as Folhas Rio Pardo e Paulo Saldanha.

- Fotografias Aéreas

- * Fotografias aéreas escala 1:120.000 obtidas pelo Serviço Aerofotogramétrico Cruzeiro do Sul S.A., 1978.

- Folhas Topográficas

- * Folha Topográfica Rio Pardo (SC.20-Z-C-V) escala 1:100.000 editada pelo Ministério do Exército - Diretoria de Serviço Geográfico em 1977;

- * Folha Topográfica Paulo Saldanha (SC.20-Z-C-IV) escala 1:100.000 editada pelo Ministério do Exército - Diretoria de Serviço Geológico em 1978.

- Equipamentos

Os equipamentos utilizados pertencem ao Laboratório de Processamento de Imagens Geo-Referenciadas (LAPIG) do Instituto de Geociências da UNICAMP e estão representados por:

- * SUN SparcServer 4-470 e SparcStation 1+;

- * Plotter VERSATEC

- * Scanner EIKONIX

- * Mesas digitalizadoras

- * Registrador de filmes fotográficos
- * PC 386, impressoras laser e matricial

- Softwares

Dentre os softwares, foram utilizados, para processamento de imagens o I2S/System 600 e o ER-Mapper; para digitalização dos mapas, o AutoCad, além do editor de texto WordPerfect e CorelDraw para confecção das figuras.

3.2 - Metodologia

A metodologia utilizada procurou seguir uma ordem lógica dentro das expectativas do projeto. De maneira geral caracterizou-se pela revisão bibliográfica, pré-processamento e processamento de dados digitais, trabalho de campo, fotointerpretação e definição faciológica dos granitos.

3.2.1 - Sensoriamento Remoto.

O sensoriamento remoto consiste em um conjunto de técnicas e equipamentos que permite obter à distância, informações de alvos na superfície da terra através da captação da radiação eletromagnética (REM) emitida ou refletida pelos mesmos. Dentro deste contexto, os intervalos de maior importância são aqueles compreendidos pelas radiações visível, infravermelho e microondas .

As imagens de satélite tem como princípio básico o fato de que a REM emitida pelo sol, ao incidir sobre a superfície, interage com os diversos objetos através de fenômenos (absorção, reflexão e transmissão) que modificam suas características originais. Os comprimentos de onda refletidos são dependentes das características químicas e estruturais dos objetos. A radiação refletida é captada pelos sistemas sensores e transformada em sinais,

posteriormente convertidos em imagens.

Na região do visível e infravermelho as interações da REM com os materiais ocorrem a níveis atômicos e moleculares e são dependentes da estrutura e composição química dos minerais. No intervalo do visível até $1\mu\text{m}$, as feições diagnósticas na reflectância espectral resultam de processos eletrônicos que ocorrem em metais de transição (Hunt, 1977). Por este motivo, esta região do espectro é bastante utilizada para determinar a presença ou ausência de óxidos e hidróxidos de ferro. Outro intervalo de grande importância para a geologia é o do infravermelho próximo, cujas feições de absorção refletem processos vibracionais do grupo das hidroxilas (OH) e a presença de carbonatos (Figura 3.1).

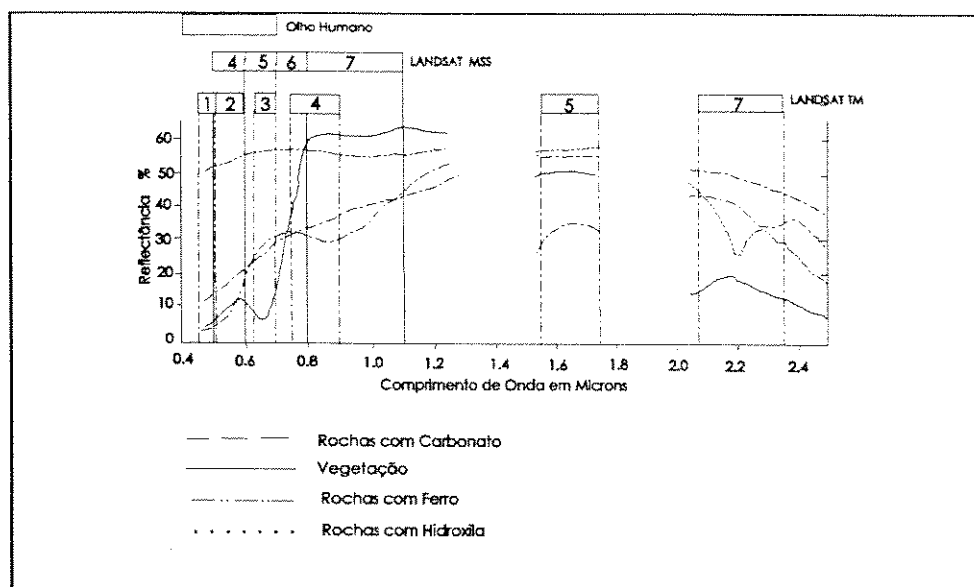


Figura 3.1 - Posicionamento das bandas de absorção da clorofila, hidroxilas (OH), Fe, clorofila e dos sensores multiespectrais dos sensores Landsat TM e MSS.

Nas imagens TM e MSS, a resolução espectral não permite a distinção entre minerais. Entretanto, através da análise das curvas de reflectância é possível detectar quase todos os grupos de minerais que contenham os íons e moléculas acima mencionados. Como,

em geral, as argilas e os óxidos/hidróxidos de ferro associam-se a zonas de alteração hidrotermal, sua detecção se torna de grande importância na prospecção de metais base.

Vários autores utilizaram-se das características espectrais acima descritas para prospecção, entre eles, Rowan *et al.* (1977), Almeida Filho (1983), Abrams *et al.* (1983), Segal (1983), Fraser *et al.* (1986), Abrams *et al.* (1988), Drury e Haunt (1988), Kaufmann (1988), Podwysocki *et al.* (1983), Lamb & Pendock (1989) e Crósta (1989).

Acima do infravermelho, o processo de interação dominante corresponde à vibração molecular da Si-O que produz radiação térmica. O intervalo de 8 a 14 μm é coberto pela banda termal do TM. Na região do microondas ($>1\text{mm}$), a interação do sinal passa a ser função das características geométricas, das propriedades elétricas e de umidade da superfície, não sendo mais relacionada diretamente à composição e estrutura dos materiais.

3.2.2 - Gamaespectrometria

- Considerações básicas

A radiação gama detectada próximo à superfície terrestre resulta da desintegração de radionuclídeos. A desintegração é um fenômeno decorrente da instabilidade do núcleo que, para adquirir uma configuração estável, libera energia através da emissão de partículas alfa, beta e radiação gama.

As partículas α e β equivalem a núcleos de He e a elétrons, respectivamente. Ao emitir estas partículas, o núcleo pode permanecer ainda num estado excitado, com energia restante sendo liberada sob a forma de raios γ . Os raios γ correspondem a uma forma de radiação eletromagnética com frequência na ordem de 10^8 a 10^{16} Hz. Em adição às emissões α , β e γ , um outro tipo de transmutação nuclear, denominado captura K, pode ocorrer. Neste processo, o raio γ é emitido quando um elétron do orbital K entra dentro do núcleo (Telford, 1990).

As principais fontes de radiação gama são provenientes da desintegração do K^{40} e das séries do U^{238} e Th^{232} . O K^{40} representa 0,0119% do K total e decai para Ar^{40} por captura- K . Nas séries do U^{238} e Th^{232} , o decaimento se dá pela emissão de partículas α e β . O urânio é constituído por 99,28% de U^{238} , 0,71% de U^{235} e 0,006% de U^{234} . Com relação ao tório, o Th^{232} corresponde ao único isótopo natural.

Na gamaespectrometria, a radioatividade do K, Th e U é determinada em função da radiação produzida pelos isótopos K^{40} , Tl^{208} e Bi^{214} . As emissões de raios γ provenientes destes elementos são aceitas como as mais adequadas para determinação da atividade do U, Th e K por serem relativamente abundantes, possuírem altas energias e serem facilmente individualizadas no espectro (Figura 3.2). A radioatividade total é obtida através da medida de todos os raios γ produzidos na janela da contagem total. Esta janela é bastante utilizada no mapeamento geológico pois reflete, de maneira geral, as variações litológicas. (Grasty *et al.* 1985).

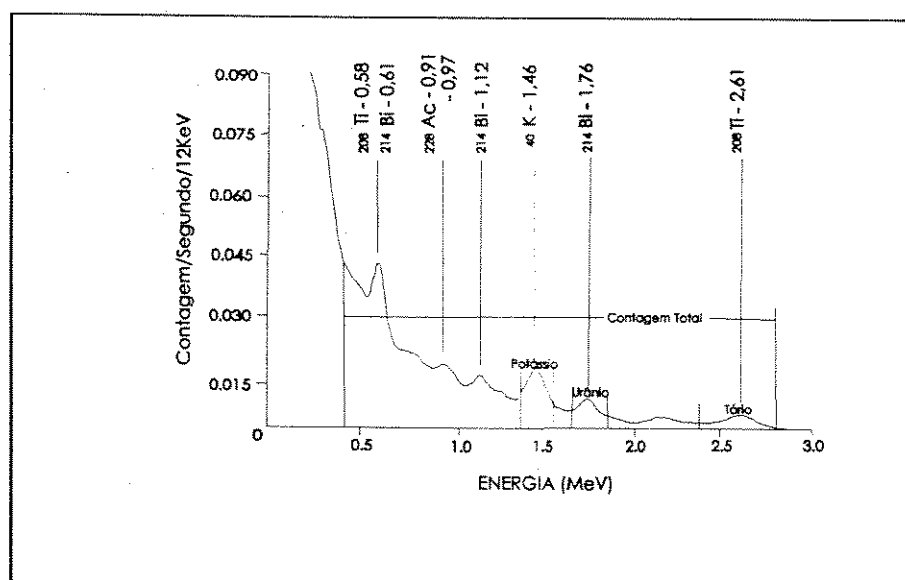


Figura 3.2 - Espectro da aerogamaespectrometria mostrando as quatro bandas de energia - potássio, urânio, tório e contagem total.

Informações referentes aos parâmetros utilizados na aerogamaespectrometria (espaçamento das linhas, área de investigação, tamanho das janelas, etc) podem ser encontrados em Darnley (1971), Richards & Walraven (1975), Pitkin & Duval (1980) e Grasty *et al.*(1985).

- Atenuação dos Raios Gama pelos Materiais

A quantidade de fótons primários que atinge o espectrômetro é fortemente influenciada pela presença de obstáculos entre a fonte radioativa e o detector. Dentre os materiais que frequentemente interferem na radiação estão o ar, o solo, a umidade e a biomassa.

A radiação γ é completamente absorvida em um intervalo entre 10cm e 100cm de rocha, ou seja, o limite máximo de investigação da técnica é de cerca de 1 metro. Segundo Beck (1972 in Grasty *et al.*, 1984), 90% da radiação é proveniente dos primeiros 20 cm da superfície. Deste modo, embora o tipo de rocha seja o principal fator controlador do nível de radiação, a presença de solos e a porcentagem de rocha aflorante podem causar modificações na radiação produzida em um mesmo domínio litológico. Apesar de atenuarem os raios gama, os solos apresentam boa correlação com a radioatividade da rocha sotoposta (Darnley *et al.*, 1971).

Outro fator que influencia a medida das contagens é o grau de saturação dos solos. Um aumento de 20% na umidade causa um decréscimo também de 20% na contagem do potássio e do tório. Na série do urânio o efeito é inverso, pois a presença da água inibe a emissão de radônio, aumentando assim, a atividade dos raios γ . Segundo Grasty (*op. cit.*), a atividade do urânio pode aumentar em quase 50% quando o solo se torna saturado. Como, em geral, o urânio contribui com apenas 10% da radiação total, grandes flutuações não afetam de forma significativa a janela da contagem total. Kogan *et al.* (1971) obtiveram, para as rochas de uma determinada região da URSS, um erro máximo nas contagens em torno de

10-12% em função da variação sazonal da umidade.

A atenuação dos raios γ pelas florestas tem sido pouco estudada. Kogan et al (1971) e Travasso & Figueiredo (1992) analisaram o problema através de modelamentos numéricos. Segundo Grasty *et al.* (1984), a vegetação pode reduzir em 15% ou mais o valor das exposições. Além do fato da vegetação absorver parte da radiação, sua presença pode causar erros na estimativa da altitude do voo. Isto ocorre porque o pulso do radar altímetro reflete na copa das árvores e não no solo. Com isto, o altímetro registra uma altitude aparente acima do terreno que é menor do que o valor real (Grast *et al.*, *op. cit.*). Consequentemente, ao se efetuar a correção altimétrica os dados sofrerão uma atenuação menor que a correta.

Alguns experimentos utilizando o radar altímetro associado a um barômetro foram realizados nas Guianas e Suriname com intuito de eliminar os erros na estimativa da altitude. Os resultados, descritos por Nielsen & Aldred (1977) e Sayn-Wittgenstein (1978), mostram que a análise conjunta dos dois instrumentos permite estabelecer a altura das árvores e a altitude correta do avião em relação ao solo.

Outro problema relacionado à cobertura florestal diz respeito à presença do potássio na vegetação. A concentração deste elemento na biomassa pode atingir até 200 kg/ha, ou seja, cerca de $2 \cdot 10^{-3}$ g/cm³. A uma altura de 50 metros, para um solo com concentração de K igual a 10^{-2} ppm, o potássio da biomassa contribui com cerca de 15% do valor total (Kogan *et al.*, *op. cit.*).

- Distribuição dos radioisótopos em rochas sedimentares

Nas rochas sedimentares, as relações entre os radioelementos são determinadas não só pela mineralogia como também pelas condições de oxi-redução atuantes durante a deposição. O tório, por apresentar o estado de oxidação tetravalente, é relativamente imóvel e se concentra em materiais residuais tais como solo e rochas alteradas. Nestes casos, ele é adsorvido pelas argilas ou retido nos minerais pesados. O urânio se torna solúvel em

condições oxidantes podendo ser transportado e posteriormente reprecipitado em ambientes redutores (Rogers & Adams, 1969).

Os folhelhos negros possuem quantidades distintas de U e Th em relação aos cinzas e verdes. Os primeiros apresentam altas quantidades de U e baixas razões Th/U resultantes da absorção do urânio pela matéria orgânica. Os folhelhos cinzas e verdes são comparativamente enriquecidos em tório, possuindo altas razões Th/U. Nos folhelhos, o conteúdo do K é proporcional à quantidade de argila.

Nos carbonatos, a concentração de Th é baixa, pois o elemento não entra com facilidade na estrutura dos minerais; o mesmo não ocorre com o U que pode aparecer substituindo o cálcio. O conteúdo de Th destas rochas aumenta com o aumento das impurezas (Rogers & Adams, 1969b).

Uma visão geral das quantidades de U e Th em rochas sedimentares pode ser observada na Figura 3.3.

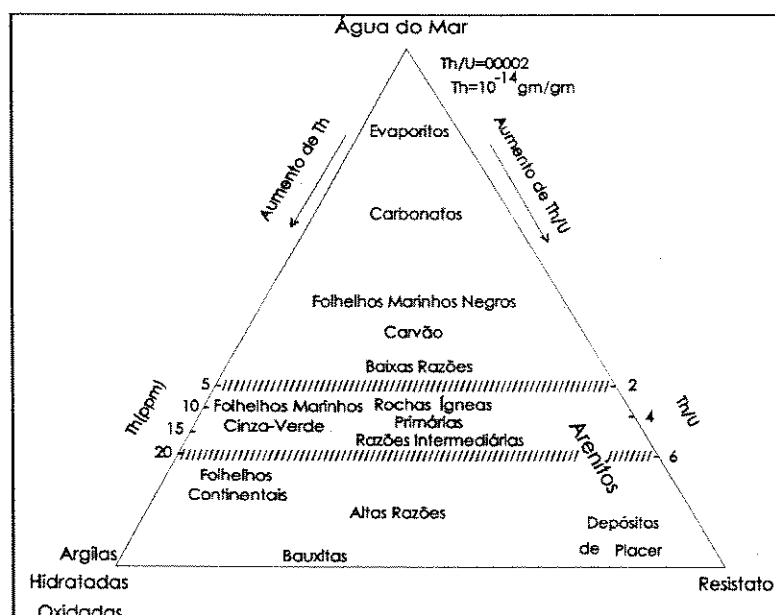


Figura 3.3 - Distribuição geral de urânio e tório em rochas sedimentares. Fonte: Roger & Adams (1969b)

- Distribuição dos Radioisótopos em Rochas Ígneas e Utilização da Gamaespectrometria na Prospeção de Granitóides

As rochas granitóides apresentam as maiores concentrações de radioisótopos naturais da crosta. Isto se deve às características geoquímicas do U, Th e K, que facilitam suas concentrações nas séries mais diferenciadas do magmatismo. Por este mesmo motivo, as rochas básicas e ultrabásicas possuem pequenas quantidades destes elementos.

Nas rochas ígneas, o K é o elemento radioativo mais abundante, sendo encontrado principalmente nos feldspatos alcalinos, micas, leucita e nefelina. U e Th podem aparecer como elementos traços em minerais maiores como quartzo e feldspato. No entanto, as maiores concentrações ocorrem em minerais acessórios tais como zircão, hornblenda, apatita, esfeno, allanita, monzita, etc.

A gamaespectrometria é largamente utilizada na diferenciação faciológica de rochas granitóides e na prospeção de Sn, W e U. Estes elementos, juntamente com o Th, tendem a se concentrar nas porções residuais enriquecidas em K.

As mineralizações estão intimamente associadas às fases residuais que foram afetadas por alterações magmáticas tardias (greisenização, albitização e feldspatização). A delimitação destas fases representa um importante passo para a prospeção dos granitos. Na gamaespectrometria, as regiões afetadas por estes processos são marcadas pelo aumento no conteúdo de U e da razão U/Th (Yeates *et al.*, 1982, Ford *et al.*, 1985 e Plant *et al.*, 1985). Este enriquecimento ocorre em virtude do urânio possuir um grande número de complexos estáveis em solução aquosa e apresentar um estado de oxidação hexavalente, tendendo a ser mais solúvel que o tório e a se concentrar em áreas mais especializadas. Os processos de albitização são também identificados pela diminuição do conteúdo de K.

Yeates *et al.* (*op.cit.*), com base na gamaespectrometria, definiram várias fácies nos plútons graníticos de New South Wales, Austrália, bem como processos de albitização, empobrecimento em Th e destruição de feldspatos associados à mineralizações de Sn e W.

Ford & Reilly (1985) identificaram diferentes intrusões graníticas e processos de alteração pós magmáticos em granitos do Canadá.

Killen & Heier (1975) avaliaram três plútons em South Norway com base na distribuição dos elementos radioativos.

Pascholatti (1990), utilizando gamaespectrometria terrestre e de laboratório, divide a Suíte Intrusiva de Itu em vários corpos.

Ferreira (1991) analisa os granitos do sudeste do Estado de São Paulo utilizando gamaespectrometria aérea e terrestre.

Galbraith & Saunders (1983), baseando-se nos conteúdos de U, Th e K fornecidos pela literatura, elaboraram um mapa preliminar das litologias em uma região do Colorado, com vistas ao mapeamento geológico e a identificação de províncias uraníferas.

3.2.3 - Magnetometria

O magnetismo das rochas é causado pela presença de minerais magnéticos sendo os mais importantes a magnetita, a ilmenita, a pirrotita e a hematita. A facilidade com que estes minerais são magnetizados é determinada pela sua susceptibilidade. A magnetita, além de ser o acessório mais comum, possui susceptibilidade 10 vezes maior que os outros minerais. Por este motivo, as anomalias são controladas essencialmente pelas variações no conteúdo de magnetita das rochas (Telford, 1990).

De maneira geral, as rochas básicas possuem magnetismo maior que suas variedades ácidas. Os sedimentos normalmente apresentam baixas susceptibilidades com exceção das formações ferríferas e folhelhos. A magnetita pode se formar a partir de sedimentos ferruginosos em baixo grau metamórfico ou ser absorvida pelos piroxênios em graus mais altos. Piroxenitos, anfibolitos e rochas ultrabásicas metamorizadas possuem elevadas susceptibilidades. Em terrenos metamórficos, os valores mais altos associam-se a magnetita quartzitos e itabiritos (Richards & Walraven, 1975).

Em contraposição à gamaespectrometria, que fornece apenas dados de porções superficiais da crosta, a magnetometria possibilita a obtenção de dados de até 20 km de profundidade. A partir desta profundidade, para um gradiente geotérmico normal de 33°C, as substâncias magnéticas atingem o ponto Curie (750°C- Fe, 580°C - magnetita e 360°C-Ni, etc) e perdem suas propriedades magnéticas (Telford, *op. cit.*).

As altas profundidades atingidas pela técnica permitem o mapeamento de estruturas de grande expressão e fazem do método um importante aliado nos mapeamentos regionais. É importante salientar que, para a detecção dos limites entre duas litologias, o método exige que a magnetização de ambas seja diferente. Assim, o contato entre duas litologias que possuam quantidades iguais de minerais magnéticos poderá ser detectado se a direção de magnetização de ambas for diferente. De forma inversa, se a magnetização for a mesma, ainda que as rochas apresentem susceptibilidades diferentes, o limite não poderá ser estabelecido (Richards & Walraven, *op.cit.*).

As medidas aeromagnetométricas podem sofrer interferência do campo magnético externo, originado pela ação de correntes elétricas nas camadas ionizadas da atmosfera. As variações neste campo são bastante rápidas e ocorrem em função da atividade solar (ciclos de 11 anos), interações da ionosfera com o Sol e a Lua (variações diurnas), e tempestades magnéticas (em média a intervalos de 27 dias). Estas últimas podem gerar distúrbios maiores que 1000Y e são responsáveis pelas auroras boreais (Telford, 1990).

3.2.4 - Pré-Processamento

A utilização dos dados aerogeofísicos sob a forma de imagens exigiu uma etapa de pré-processamento dos dados brutos envolvendo a geração de malhas e correções relativas a cada método. O pré-processamento foi realizado pelos geólogos da CPRM, no escritório da empresa no Rio de Janeiro.

3.2.4.1 - Correções

Os dados gamaespectrométricos foram submetidos a correção de background, efeito Compton e altitude de voo, e os magnetométricos a correções das variações temporais e redução do campo geomagnético (IGRF).

Boa parte da radiação medida no espectrômetro provém de elementos radioativos da estrutura da plataforma, da radiação cósmica e, principalmente, do Rn^{222} . Este isótopo, por ser um gás, escapa para a atmosfera onde se desintegra para Bi^{214} que permanece como poeira em suspensão. Segundo Darnley (1971), entre 60 e 80% da radiação medida no canal do Bi^{214} (120m de altura) é resultante da contribuição da atmosfera. A correção é feita através da calibração do sistema com base na radiação de fundo.

No efeito Compton, um fóton de raio γ ao colidir com um elétron tem parte de sua energia absorvida e o restante espalhada em direções relacionadas com o ângulo original de incidência. Os raios γ do Tl^{208} , ao sofrerem espalhamento Compton, originam fótons com energias menores que interferem nas janelas do U e K. O mesmo ocorre com o Bi^{214} na janela do K.

A radiação γ sofre atenuações nas camadas de ar e suas medidas variam com a altitude de voo. A correção altimétrica é aplicada a fim de que se possa obter valores para uma altura constante. A fórmula utilizada é a que se segue:

$$N = N_0 \cdot e^{-\mu H}$$

onde N é igual à radiação medida a altura H sobre o terreno, N_0 radiação medida ao nível do solo e μ o coeficiente de atenuação medido experimentalmente. Conforme Darnley (1971), a atenuação é de cerca de 20% a cada 30m de altura.

A correção das variações temporais da magnetometria refere-se à eliminação das interferências causadas pela ação do campo externo. Os valores são registrados em estações base durante o intervalo de tempo de voo.

A redução do campo geomagnético consiste na subtração do campo

geomagnético teórico, definido por uma superfície de 2º grau da forma: $AX^2 + By^2 + Cxy + Dx + Ey + F$. O MAGMAP, programa utilizado na elaboração dos dados magnetométricos, calcula os coeficientes da equação a partir dos valores das coordenadas de origem, do ano do levantamento e da altitude média de voo. A superfície de 2º grau é ajustada aos valores do campo principal da Terra, obtidos pelo *International Geomagnetic Reference Field* (IGRF) em relação ao ano de levantamento. Uma vez determinados os coeficientes, a superfície é subtraída das medidas aéreas obtidas para os diversos pontos da área (Ferreira, 1991).

3.2.4.2 - Geração das malhas

As etapas e parâmetros descritos a seguir baseiam-se em Vasconcellos *et al.* (1993), e nos manuais dos programas MAGMAP (GEOSOFTE, 1986a) e BIGRID (GEOSOFTE, 1986b), utilizados na elaboração das malhas dos dados aerogeofísicos.

O procedimento inicial para a interpolação dos dados consiste em estabelecer o tamanho ideal da célula da malha, em função do espaçamento das linhas de voo (2km) e da escala do mapa (1:100.000). Segundo Vasconcellos *et al.* (1993), a célula quadrada deve apresentar lado equivalente a um valor entre 1/4 e 1/8 do espaçamento médio das linhas de voo. Este intervalo parece ser adequado para evitar a grande perda de informações e a degradação da imagem em virtude do aparecimento do *aliasing*.

O tamanho da célula caracteriza o intervalo de amostragem e deve ser definido em função da ordem de grandeza dos comprimentos de onda que se pretende detectar. De acordo com o Teorema de Amostragem, a frequência máxima passível de representação será igual à metade da frequência de amostragem - Frequência de Nyquist. Um intervalo menor não traduz em uma melhoria de resultados, mas sim, em uma perda de tempo, enquanto que intervalos maiores irão produzir amostragens deficientes. Esta amostragem origina o fenômeno denominado *aliasing* que faz com que as altas frequências apareçam como baixas frequências, distorcendo o conteúdo espectral da função (Figura 3.4).

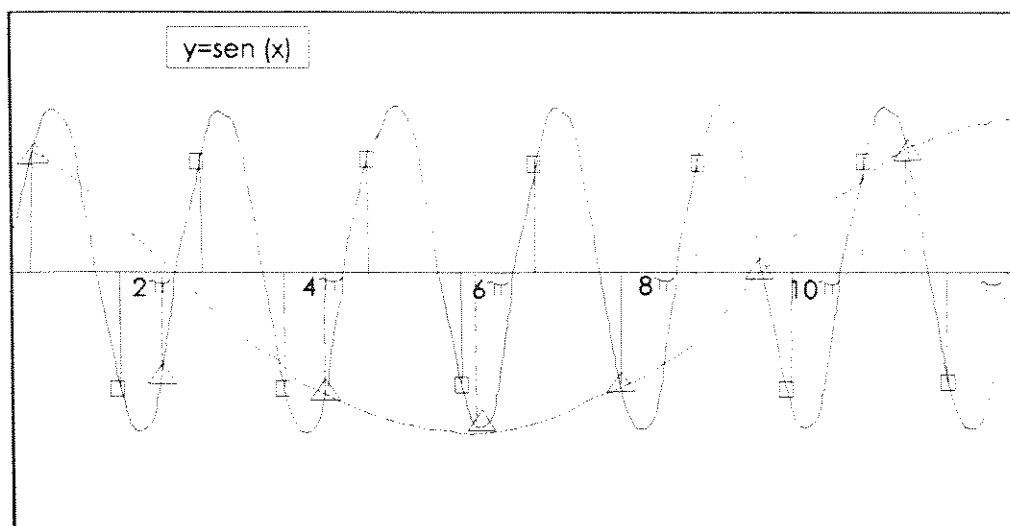


Figura 3.4 - Ilustração do fenômeno de *aliasing*

- Pontos amostrados segundo o teorema de amostragem (Frequência de Nyquist) $S=\pi$
- △ Amostragem que conduz ao *aliasing* (deformação total do conteúdo espectral) $S=7/4\pi$
- S = intervalo de amostragem

Para obter uma malha sem nenhuma distorção, ou seja, sem *aliasing*, a dimensão da célula deveria ser igual ao espaçamento das linhas de voo, neste caso, 2km. Apesar de fornecer uma imagem sem ruído, que exhibe o comportamento geral da área, esta dimensão da célula faz com que boa parte das medidas tomadas ao longo da linha de voo sejam fortemente atenuadas, acarretando na perda de informações. Com intuito de estabelecer um equilíbrio entre o aproveitamento das medidas e a visualização da imagem, optou-se por uma célula com tamanho equivalente a 250m. Esta amostragem produziu um *aliasing* que está caracterizado nas imagens pelo "estiramento" E-W da informação pontual.

Definida a dimensão da malha, seguiu-se a aplicação de um filtro *anti-aliasing* ao longo das linhas de voo. Este filtro, do tipo passa-baixa, promove a suavização das medidas e tem como frequência de corte a frequência de Nyquist (0,002 ciclos/metro para célula de 250m). É importante notar que o filtro elimina o *aliasing* ao longo das linhas de voo, mas não entre elas.

Os levantamentos aerogeofísicos tem como característica a natureza anisotrópica de seus dados, uma vez que a densidade de pontos segundo as linhas de voo é muito maior do que na direção ortogonal a elas. Por este motivo, a geração de malhas deve ser elaborada através de um método bidirecional, que procura compensar esta anisotropia. Numa primeira etapa, o algoritmo utilizado (BIGRID) executou uma interpolação dos dados ao longo das linhas de voo (N-S), gerando valores na intersecção entre estas linhas e as linhas teóricas (E-W) (Figura 3.5). Posteriormente, os pontos de intersecção calculados foram interpolados na direção E-W através da função *spline cubic* gerando um valor para cada nó da malha.

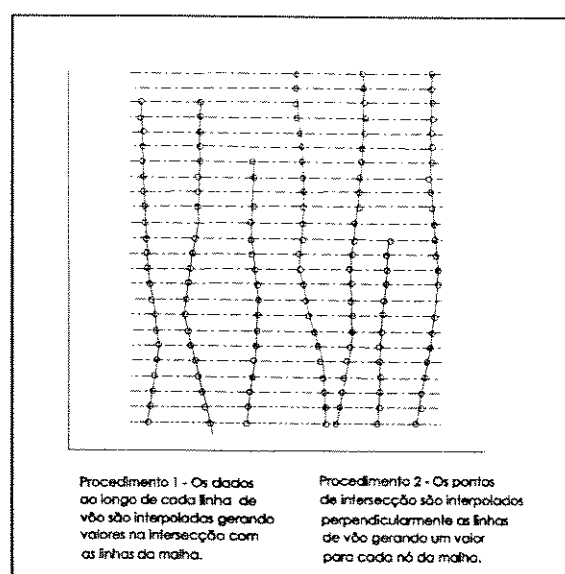


Figura 3.5 - Etapas de geração da malha. Fonte: BIGRID (1986)

Utilizou-se ainda um filtro não linear para eliminação de ruídos de alta frequência e um parâmetro de realce de trends na direção dos principais alinhamentos magnéticos. Este parâmetro é usado para evitar o aparecimento de feições lineares compostas de várias anomalias de pequeno comprimento de onda.

A partir dos dados originais foram geradas malhas para os seguintes temas: campo magnético total, contagem total, urânio, tório, potássio e razões U/Th, U/K, Th/K.

Um conjunto de filtros bidimensionais que opera a partir de malhas e no domínio da

frequência foi utilizado para melhor explorar os dados magnetométricos residuais. Estes filtros fazem parte do programa MAGMAP e permitiram a geração das seguintes malhas: redução ao pólo, susceptibilidade magnética aparente, componente regional, continuação para cima (1000m), primeira e segunda derivadas verticais.

A malha da componente regional foi gerada a partir da aplicação de um filtro de potência de cosseno com atenuação progressiva entre 2 frequências especificadas através da análise espectral.

Na continuação para cima (1000m), o filtro empregado simplesmente aumenta o coeficiente angular do espectro, atenuando as frequências mais altas. É considerado por muitos autores como o melhor filtro para obtenção de um mapa de componente regional embora não utilize o espectro de potência para definição dos parâmetros do filtro. No domínio da frequência, o operador tem a seguinte forma:

$$R u(r) = e^{-hr}$$

onde $Ru(r)$ =operador linear de continuação; h =altura da continuação em metros, acima do plano de observação e r = amplitude do número de onda.

Os filtros de primeira e segunda derivadas foram aplicados com o intuito de realçar os componentes de fontes mais rasas, atenuando ou eliminando os outros componentes.

O filtro de redução ao pólo transforma o campo magnético da área de observação para a inclinação de 90° e considera que todas as anomalias são causadas por indução. Isto facilita a interpretação já que as anomalias no pólo e equador são de feições mais simples. O operador tem a seguinte forma:

$$R p(\theta) = [\sin I - \cos I \cdot \cos(D + \theta)]^{-2}$$

onde I =inclinação magnética da área estudada; D =inclinação da área estudada, relativa ao eixo x e $\theta = \tan^{-1}(u/v)$ = fase do espectro.

Para a geração do mapa de susceptibilidade magnética aparente, o programa assume que as fontes são representadas por prismas homogêneos e verticais, de extensão infinita em profundidade, e seção horizontal equivalente à célula do grid. As susceptibilidades

dos prismas são calculadas considerando que a diferença entre a intensidade observada em cada nó da malha e o valor magnético local é igual à soma das anomalias magnéticas induzidas naquele ponto, por todos os prismas. O método considera os corpos verticais, o embasamento magneticamente homogêneo e as anomalias causadas por indução. Em virtude destas limitações emprega-se o termo aparente. Este procedimento só é aplicável a dados magnéticos residuais (removidos do IGRF).

Estas malhas foram posteriormente transformadas em imagens monocromáticas de 8 bits onde o espectro de valores dos dados foi convertido para o intervalo de 256 níveis de cinza. Essa transformação acarreta em uma compressão da resolução original das variáveis geofísicas, a ser levada em consideração.

3.2.5 - Processamento Digital de Imagens

3.2.5.1 - Imagens Digitais

Entende-se por imagem digital uma representação numérica na forma matricial onde cada elemento da matriz, denominado pixel, tem sua localização definida em um sistema de coordenadas. A cada pixel associa-se um atributo numérico que representa seu nível de cinza (número digital-DN), ou seja, a radiância média captada pelo sensor para a área do terreno abrangida pelo pixel.

As imagens de sensores remotos são caracterizadas pelas suas resoluções espacial, espectral e radiométrica. A resolução espacial é definida pela capacidade do sistema sensor em definir objetos na superfície. Quanto menor for o objeto passível de identificação, maior será a resolução. O número de bandas espectrais de um sistema sensor e a largura do intervalo do comprimento de onda coberta por cada banda define a resolução espectral. Quanto maior o número de bandas e menor o intervalo, maior será a resolução espectral. A resolução radiométrica corresponde ao número de níveis digitais utilizados para representação

dos dados. Quanto maior o número de níveis, maior a resolução (Crósta, 1992).

3.2.5.2 -Técnicas de Processamento Digital de Imagens

O aperfeiçoamento dos sistemas sensores vem elevando de modo significativo a quantidade de dados contidos numa imagem, dificultando a extração de informações específicas para um determinado fim. As técnicas de processamento digital de imagens representam uma solução a este problema, fornecendo ferramentas para obtenção das informações de interesse.

A seguir serão descritas, sucintamente, as técnicas utilizadas neste trabalho. Maiores informações podem ser encontradas em Drury (1987), Mather (1987) e Crósta (1992).

- Aumento de contraste

Em geral, os DN's das imagens de satélite não ocupam a totalidade do intervalo de 256 níveis de cinza, pois raramente é possível encontrar valores extremos de radiação dentro de uma determinada área. Isto faz com que os dados acabem comprimidos dentro de uma pequena faixa do intervalo. O aumento de contraste é uma técnica implementada através de modificações no histograma, que força a ocupação de todo o intervalo disponível.

Existem diversos tipos de contraste que são aplicados em função da forma do histograma e do objetivo desejado. No aumento linear, a forma e espaçamento relativo das classes no histograma final permanece igual ao inicial com a diferença de que todo o intervalo é ocupado. Entre os aumentos não lineares podemos citar o contraste gaussiano ou normalização, a equalização e os aumentos logarítmicos e exponenciais. A normalização permite realçar as extremidades finais do histograma enquanto que a equalização realça as porções centrais. O aumento logarítmico é utilizado quando se deseja realçar ao máximo as porções escuras mantendo algum contraste na porção clara. O inverso é obtido pela aplicação do contraste exponencial (Crósta, *op. cit.*).

- Pseudocor

A pseudocor é uma técnica utilizada para converter uma imagem preto e branco em imagem colorida através da atribuição de cores aos intervalos de cinza. Pelo fato do olho humano distinguir mais tonalidades de cores que tons de cinza, pequenas variações de DN são melhor observadas em imagens coloridas. É bastante utilizada para exibir imagens classificadas, geofísicas e geoquímicas.

- Composição Colorida RGB

As composições coloridas representam um importante meio para combinar três bandas em uma única imagem. Consiste em alocar bandas nos canais correspondentes às cores primárias vermelho, verde e azul. Com a mistura destas cores várias outras são produzidas. A porcentagem de cada cor primária na imagem final indica a contribuição de cada uma das bandas na cena observada.

A atribuição das bandas aos canais deve se valer de algumas regras que facilitam a extração de informações. A sensibilidade diferencial do olho com relação às cores permite definir mais tonalidades de vermelho e azul do que tons de verde. Portanto, bandas com informações texturais, marcadas por mudanças abruptas de DNs, devem ser atribuídas à cor verde e aquelas com variação sutis alocadas às cores vermelho e azul.

Sheffield (1985) sugere que se utilize a cor verde para as bandas de maior variância, o vermelho, para aquelas com variâncias médias e, a cor azul, para as de menor variância.

Chavez (1982) cria um índice para determinar, dentre todas as bandas, o triplete que contém o maior número de informações. O índice, denominado OIF (Optimum Indice Factor), fornece a somatória das razões de variância/desvio padrão e indica as melhores bandas para combinação em composições RGB, em termos de quantidade de informação contida.

Em imagens do TM, a reprodução das cores reais é obtida pelo triplete 3,2,1, cujos

intervalos situam-se na região do visível com comprimentos de onda que coincidem com as cores vermelho, verde e azul, respectivamente. O triplete "falsa cor", bastante popularizado, é constituído pelas bandas 4,3,2 do TM e produz imagens semelhantes àquelas obtidas em filmes infra-vermelhos coloridos.

- IHS

O IHS corresponde a um sistema de representação de cores alternativo ao RGB. Nele, os parâmetros utilizados I-intensidade, H-matiz e S-saturação, representam as cores de uma forma mais próxima daquela assimilada pelo sistema visual humano. A matiz define a cor do objeto enquanto que a saturação expressa sua pureza e, a intensidade, o brilho.

Devido à alta correlação das imagens do TM, a combinação de bandas no sistema RGB produz imagens em tons pastel, resultantes da mistura proporcional destas bandas. O aumento de contraste da imagem final produz apenas uma redistribuição das cores permanecendo, no entanto, a tonalidade pastel. O IHS elimina esta correlação, proporcionando um melhor contraste da imagem.

Segundo Gillespie (1986), a decorrelação IHS é implementada fazendo-se inicialmente a transformação do espaço RGB para o IHS. Nesta etapa, toda a informação de intensidade do triplete ficará concentrada no canal I, enquanto que as informações de matiz e saturação estarão situadas nos canais H e S, respectivamente. Pelo fato destas variáveis serem independentes, o aumento de contraste individual das imagens I, H, S permite que o espaço de cores seja melhor utilizado. Após o aumento do contraste, faz-se a transformação inversa IHS-RGB.

Kaufmann (1988) faz uso do IHS, razão de bandas e PCs para delimitar áreas com óxido de Fe e filossilicatos. Segundo o autor, os melhores resultados foram obtidos pela decorrelação IHS.

Uma das maiores aplicações desta técnica tem sido na integração de dados de

diversas naturezas.

Harding & Forrest (1988) obtiveram novas informações sobre a geologia do Lake District através da fusão de dados geofísicos, TM e geoquímicos pela técnica IHS. Segundo estes autores, a técnica deve ser limitada a integração de dois conjuntos de dados; um no canal I e outro no canal H. Isto porque a visão humana diferencia bem as mudanças de intensidade e cor, enquanto que variação de saturação não são facilmente percebidas. Os autores sugerem a atribuição de dados com altas resoluções ao canal I, geoquímicos e geofísicos ao canal H e imagens com valores constantes ao S.

Harris *et al.* (1990) utilizaram o IHS na integração do RADAR com a geofísica e mapa geológico. A colocação do RADAR no canal I, geofísica no H e uma imagem sintética com DN=128 no S permitiu observar os dados estruturais juntamente com a informação temática da geofísica sem que uma imagem sobressaísse em relação à outra.

Fernandez-Alonso & Tahon (1991) combinaram dados geofísicos e TM através das técnicas de adição de bandas e IHS. Partindo do princípio de que a informação estrutural contida nos dados radiométricos refletem variações na composição química do substrato, os autores criaram um imagem pseudo iluminada da contagem total (FVD), equivalente à primeira derivada vertical, na qual as informações texturais são realçadas em função da presença do relevo. A imagem pseudo iluminada (FVD), a contagem total e uma imagem sintética (DN=128) foram alocadas aos canais I, H e S respectivamente. A imagem final permitiu observar os dados texturais e temáticos da gamaespectrometria. Para localizar as feições no campo, os autores adicionaram, à imagem final, a banda 5 do Landsat/TM. O mesmo procedimento foi utilizado nas imagens do U, Th, K e na magnetometria.

Rolim & Paradella (1993) utilizam a técnica IHS para combinar dados Landsat/TM e aeromagnéticos na região do Pojuca, Serra dos Carajás. Os resultados permitiram uma melhor caracterização das feições texturais da área.

- Operações aritméticas

As operações aritméticas são caracterizadas pela adição, subtração, multiplicação e divisão de bandas sendo a última, a mais utilizada em sensoriamento remoto.

A razão de bandas consiste na divisão de valores de níveis de cinza dos pixels de um canal pelos de outro. A grande vantagem desta operação é que ela permite maximizar as diferenças espectrais dos materiais cujas curvas de reflectância apresentam diferentes gradientes. A desvantagem, a nível de fotointerpretação, é que a razão elimina a informação topográfica, comum a todas as bandas, aumenta o ruído, normalmente sem correlação entre as bandas e impossibilita a diferenciação de materiais que possuam o mesmo albedo.

Antes de efetuar esta operação, é importante que as imagens tenham sido submetidas à correção atmosférica, uma vez que a intensidade do espalhamento atmosférico difere de banda para banda. Crippen (1988) comenta os problemas causados pela falta de correção anteriormente à aplicação da técnica.

O principal uso das razões tem sido na identificação de alteração hidrotermal e óxido de ferro, normalmente associados à ocorrência de metais base. Rowan *et al.* (1976) utilizaram as razões 4/5, 5/6 e 6/7 do Landsat/MSS para este fim na região de Nevada e Podwysocki *et al.* (1983) na região de Utah.

Segal (1983) faz uso da técnica em bandas do MSS para delimitar zonas contendo limonita. O autor sugere uma composição de razões alternativa para minimizar o efeito da vegetação.

Em gamaespectrometria, esta técnica é usada para gerar as razões Th/U, K/U e Th/K, de grande importância na discriminação litológica.

- Filtragens

A filtragem espacial é uma técnica utilizada para realçar ou suavizar a existência de gradientes de níveis de cinza no limite entre duas áreas diferentes. Variações suaves dos gradientes caracterizam feições de baixa frequência enquanto que as mudanças bruscas constituem feições de alta frequência. Os filtros que separam estas componentes são denominados passa-baixa e passa-alto, respectivamente.

Existem duas formas de implementar as filtragens; uma no domínio da frequência, através das transformadas de Fourier, e outra no domínio espacial, usando-se o processo de convolução.

Na convolução, os filtros são aplicados por varredura em toda a imagem através de uma matriz quadrada, de tamanho variável, que é centrada sequencialmente em cada pixel da imagem e abrange os pixels vizinhos. O valor gerado para o pixel central corresponde ao resultado de uma operação matemática entre o valor deste pixel e os da sua vizinhança. Dentre os filtros passa-baixa, os mais comuns são os de média, moda e mediana. Além destes e dos passa-alto, existem ainda os filtros direcionais, que realçam bordas em direções pré-determinadas.

CAPÍTULO 4 - RESULTADOS E DISCUSSÕES

4.1 - Interpretação das imagens aerogamaespectrométricas.

A análise dos dados aerogamaespectrométricos foi elaborada com o intuito de delimitar as principais unidades litológicas da área, bem como identificar possíveis processos de alteração hidrotermal no granito Rio Pardo. Apesar da presença da cobertura vegetal, responsável pela atenuação de parte da radiação gama produzida, observou-se uma boa correspondência entre as unidades geológicas mapeadas e os dados aerogamaespectrométricos.

As imagens do K, U, Th e contagem total (Fotos 4.1, 4.2, 4.3, 4.4) apresentam variações contínuas e sutis, principalmente no que diz respeito às porções internas dos granitos. A visualização destas mudanças é facilitada pela utilização de imagens pseudocoloridas. No caso das razões, a divisão de uma imagem pela outra restringe o número de classes da imagem final. Além disto, os pixels não apresentam variações contínuas já que aumentos proporcionais entre dois elementos produzem valores idênticos na imagem final. Por outro lado, pequenas mudanças em um dos elementos pode causar uma variação brusca na sequência de DN's. Isto produz um aspecto "descontínuo" nas imagens U/Th, U/K e Th/K (Fotos 4.5, 4.6, 4.7), com mudanças abruptas dentro de áreas litologicamente homogêneas. A pseudocor, neste caso, provoca uma confusão de cores que dificulta a análise das feições. Como o olho humano é pouco sensível às mudanças de tonalidades de cinza, nas imagens monocromáticas as variações internas se tornam menos evidentes, ressaltando as variações maiores. Por este motivo, optou-se por analisar as razões através de imagens monocromáticas.

A análise das imagens gamaespectrométricas permitiu definir, em função dos maiores valores de K, U, e Th (Fotos 4.1, 4.2, 4.3), a presença do Granito Rio Pardo (Silva *et al.*, 1992) na porção central da folha topográfica homônima. O corpo, com cerca de 10km de

largura e 60km de extensão, é bastante homogêneo sendo constituído essencialmente por monzogranitos. Dentro da suíte é possível observar áreas contendo valores maiores de radiação que foram inicialmente interpretadas como resultantes da presença de fácies mais enriquecidas em elementos radioativos. No entanto, após o mapeamento faciológico, esta hipótese foi descartada. Acredita-se que as "anomalias" estejam associadas à presença de matacões. Nestes locais, a pouca espessura do solo propicia uma melhor detecção dos raios gama pela espectrometria aérea. Esta questão será discutida no item 4.8.

Os maiores valores de radiação das imagens foram registrados na Folha Paulo Saldanha e estão relacionados a ocorrência de pequenos corpos graníticos denominados Granitóides São Luiz (Scandolara *et al.*, 1992). Esses corpos correspondem a monzonitos e contém altas porcentagens de feldspato potássico, allanita, esfeno, zircão e apatita, minerais portadores dos elementos radioativos responsáveis pela alta emissão de raios gama. Na porção NE, os elevados teores de K, Th e U são indicativos da presença de rochas granitóides.

As altas razões U/Th (Foto 4.5) são de grande importância para observação de processos metassomáticos tardios. No Granito Rio Pardo e nos prováveis granitóides do nordeste da área, estas razões são baixas. Os únicos granitos interessantes sob este ponto de vista são aqueles localizados no limite oeste da Folha Paulo Saldanha. Os dois corpos pertencem aos chamados Granitos São Luiz e estão caracterizados por altas razões U/Th. É importante salientar que, em função dos valores não serem quantitativos, estas razões não necessariamente refletem um valor maior de U em relação ao Th. No entanto, comparativamente, os Granitos São Luiz são os que apresentam maior interesse prospectivo sob este aspecto.

A maior anomalia de K do quadrante NW (Fotos 4.8 e 4.1) está relacionada aos arenitos arcoseanos e arcóseos pertencentes à Formação Palmeiral de idade Proterozóica. Essas rochas são pobres em U e Th como observado nas imagens do U, Th e das razões U/K e Th/K. Nestas últimas, os baixos valores das razões produzem um pseudo relevo

negativo, indicando o claro posicionamento destas rochas (Fotos 4.6 e 4.7).

As imagens gamaespectrométricas definem muito bem, pelos baixos teores de K, U e Th, uma faixa E-W no sul da Folha Presidente Médici, que constitui o Complexo Granulítico Santa Luzia (Silva *et al.* 1992; Scandolara *et al.*, 1992). Este Complexo é composto por enderbitos e metagabros granulitizados, rochas que apresentam pequenas quantidades de minerais radiotivos em suas constituições. São comuns intercalações dos granitos São Pedro, indicadas nas imagens pela elevação dos níveis radioativos. A feição em arco localizada abaixo do granito Rio Pardo caracteriza-se por maiores teores de U, Th e em parte, K, e reflete a ocorrência de um corpo trondjemítico.

Outra feição notória é a presença de uma extensa cobertura Terciária-Quaternária no canto SW das imagens. Essa feição é melhor observada nas imagens Th/K e U/K, onde os elevados índices das razões indicam enriquecimentos de U e Th em relação ao K. A feição côncava, observada no interior da área ocupada pela cobertura quaternária, exhibe o traçado do Rio São Miguel.

Com relação às rochas sedimentares Paleozóicas do *gráben* de Pimenta Bueno (Pinto Filho *et al.* 1977), a gamaespectrometria permitiu diferenciar áreas contendo intercalações de folhelhos e aquelas constituídas essencialmente por arenitos. As imagens de U e Th mostram que os folhelhos são caracterizados por altos valores de Th e U.

Algumas das principais estruturas geológicas da área puderam ser identificadas. A mais proeminente é a Falha Presidente Hermes (Pinto Filho *et al.* 1977), limite setentrional do Gráben de Pimenta Bueno. Outras tendências estruturais nas direções NW, NE e EW foram interpretadas, notadamente o Lineamento Rio Branco (Foto 4.9).

A composição colorida Th, U e K resume de forma bastante clara as principais considerações feitas acima. Nesta imagem (Foto 4.8), as cores vermelho, verde e azul indicam a presença do Th, U e K respectivamente. As cores amarela, cyan e magenta refletem uma mistura em proporções aproximadamente iguais de Th e U, U e K, e Th e K, respectivamente. A cor branca exhibe a presença dos três elementos em altas quantidades e

a cor negra, a ausência destes elementos.

Nesta imagem (Foto 4.8), os diversos granitóides estão representados pela coloração branca, associados aos maiores teores de radioisótopos da área. As porções do *gráben* onde predominam folhelhos são exibidas pelas cores amarela e vermelha, que definem a presença de U e Th. Os menores teores de radioelementos, indicados pelas colorações escuras, refletem a presença do Complexo Granulítico Santa Luzia. A cobertura Terciária-Quaternária está representada por tonalidades verde-amareladas resultantes da mistura de Th e U. Finalmente, observa-se com bastante nitidez a ocorrência dos arcóseos da Formação Palmeiral em coloração azulada, refletindo a grande contribuição do canal do K. A falha Presidente Hermes e o lineamento Rio Branco são facilmente observados.

Ao analisarmos a composição colorida Th, U, K (Foto 4.8), notamos algumas diferenças com relação à imagem da contagem total (CT)(Foto 4.4). Todas as rochas que possuem alto teor de urânio apresentam um realce maior na composição colorida Th,U,K. Isto ocorre uma vez que o urânio contribui com somente 10% da radiação coletada na janela da CT (Grasty, 1984) enquanto que, na composição colorida(CC), os canais possuem um mesmo peso. A título de exemplo, podemos comparar a radiação dos folhelhos e do corpo trondjemítico em ambas as imagens. Na CC a individualização se torna muito mais nítida.

Para facilitar a discriminação das unidades litológicas e das "anomalias" do Granito Rio Pardo foi aplicada, na contagem total, a técnica de IHS, conforme metodologia proposta por Fernandez-Alonso & Tahon (1991). Inicialmente aplicou-se um filtro de primeira derivada para realçar as principais feições da área. No caso, utilizou-se um filtro de convolução de dimensões 3x3 pixels, com valores $(1, 1, 1)(0, 0, 0)(-1, -1, -1)$ para realce das estruturas E-W. Este filtro é uma aproximação da primeira derivada vertical, embora não seja matematicamente equivalente. A imagem resultante exibe os dados da CT com relevo sombreado, realçando as informações texturais. Cabe notar que, na gamaespectrometria, a textura reflete mudanças litológicas.

Para combinar a informação temática da imagem original com a informação textural

da imagem filtrada (FVD), utilizou-se a transformação IHS-RGB. A imagem FVD foi alocada na componente I, a CT no canal H, e uma imagem com DN=128 (50% de saturação) foi adicionada ao canal S. A utilização da imagem sintética teve por objetivo produzir matizes não muito vibrantes que permitissem uma mistura proporcional da FVD e da contagem total. Procedeu-se então à transformação para o espaço RGB. Na imagem resultante (Foto 4.4), os limites das "anomalias" se mostraram muito mais nítidos quando comparados às imagens originais.

4.2 - Interpretação das imagens aeromagnetométricas

As imagens aeromagnetométricas foram utilizadas para investigar a área em questão dentro de um contexto geológico regional, uma vez que não se prestaram à separação faciológica. Para delimitar as diversas unidades magnéticas utilizou-se como parâmetro as variações de relevo (rugosidade) das imagens. Os contatos bruscos observados entre as unidades permitiram identificar os principais lineamentos da área.

Como já descrito anteriormente, as feições de alta frequência, caracterizadas por mudanças rápidas de DN, são melhor observadas em imagens monocromáticas. Pelo fato da informação magnética ser expressa em termos de textura, as imagens foram interpretadas preferencialmente em tonalidades de cinza.

A imagem do campo magnético residual (Foto 4.10) exhibe com clareza uma região bastante rugosa no extremo sul da Folha Presidente Médici. Este padrão revela a presença das rochas do Complexo Granulítico Santa Luzia que contém as mais altas porcentagens de minerais magnéticos da área. A maior concentração destas rochas dispõe-se na porção SW da imagem não tendo sido observada nas imagens radiométricas em função da presença da cobertura terciária-quaternária citada no item anterior.

Os sedimentos Paleozóicos do Gráben de Pimenta Bueno constituem outra unidade



Foto 4.1 - Potássio

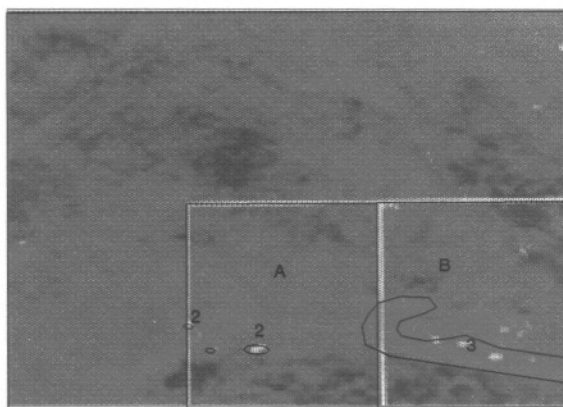


Foto 4.2 - Urânio

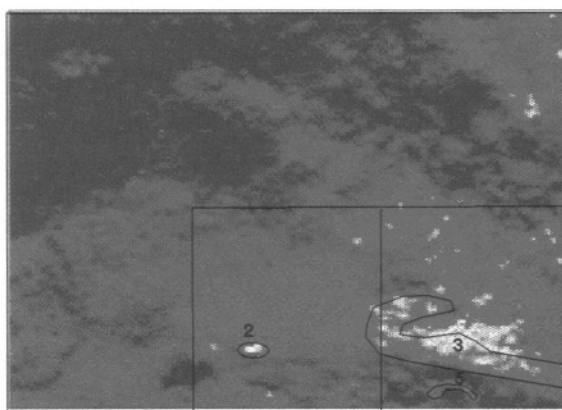


Foto 4.3 - Tório

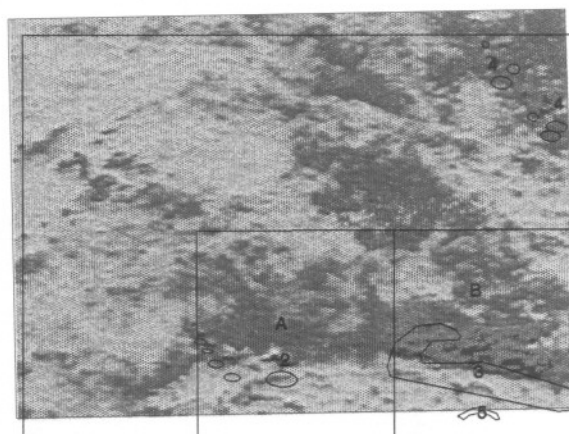


Foto 4.4 - Contagem Total (fvd)

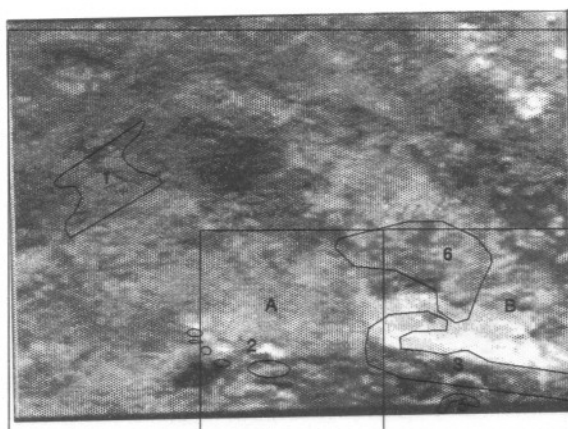


Foto 4.8 - Composição Colorida Th, U, K

- 1 - Arcóseos
- 2 - Granitos São Luiz
- 3 - Suíte Granítica Rio Pardo

- 4 - Rochas granitóides
- 5 - trondhjemito
- 6 - Regiões com maior concentração de folhelhos

- A - Folha Paulo Saldanha
- B - Folha Rio Pardo

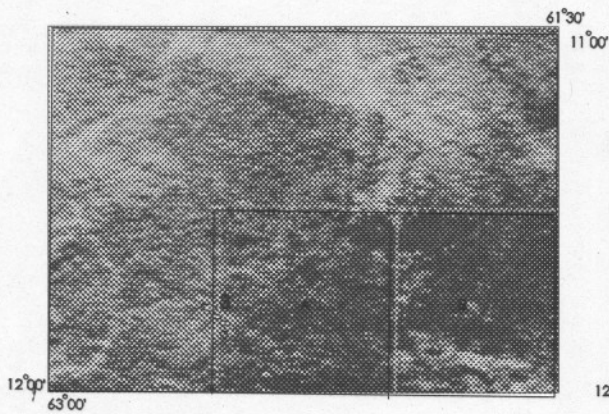


Foto 4.5 - Razão U/Th

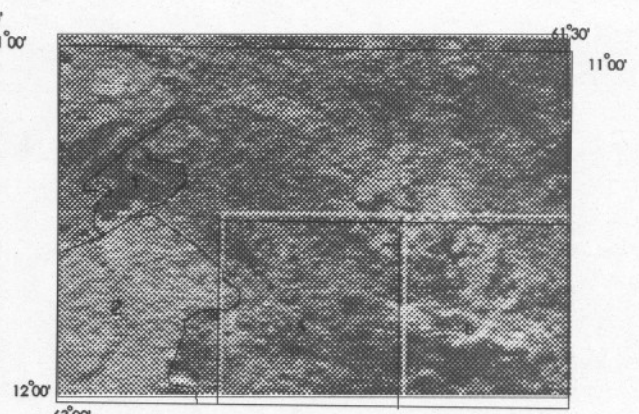


Foto 4.6 - Razão U/K

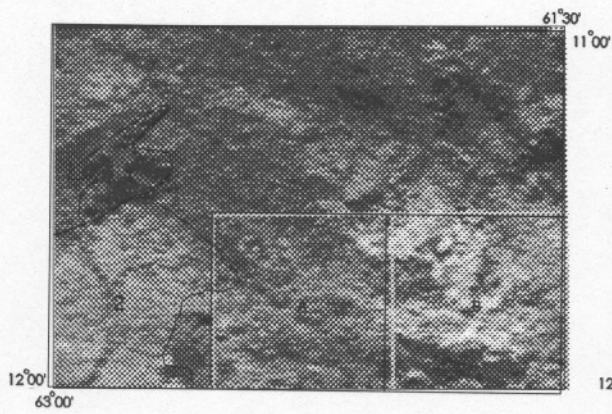


Foto 4.7 - Razão Th/K

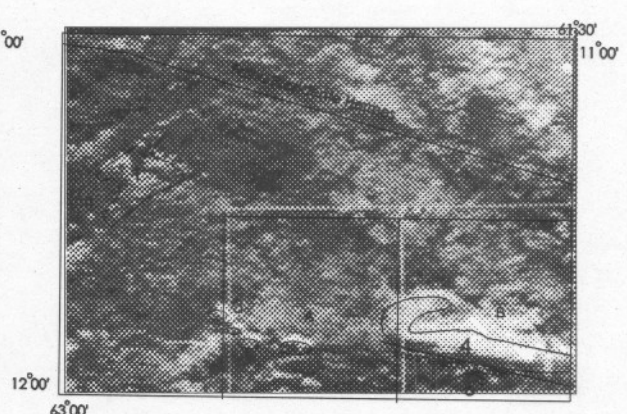


Foto 4.9 - Contagem Total

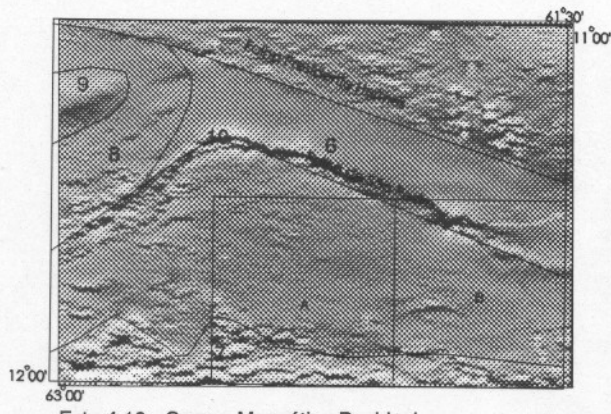


Foto 4.10 - Campo Magnético Residual

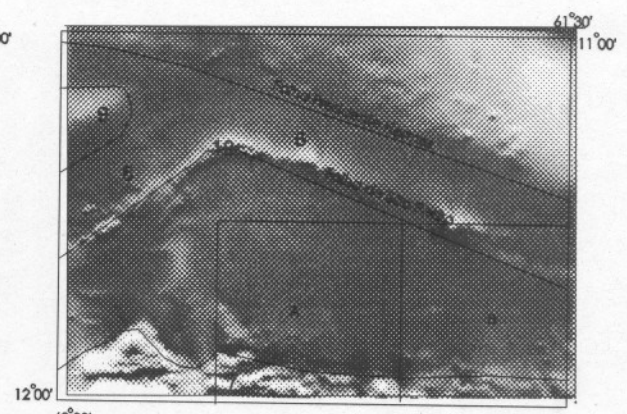


Foto 4.11 - Redução ao Pólo

- 1 - Arcóseos da Formação Palmeiral
- 2 - Cobertura Terciária-Quaternária
- 3 - Granitos São Luiz
- 4 - Suíte Granítica Rio Pardo
- A - Folha Paulo Saldanha

- 5 - Trondjhemito
- 6 - Gráben de Pimenta Bueno
- 7 - Complexo Granulítico Sta Luzia
- 8 - Cobertura Proterozóica
- B - Folha Rio Pardo

- 9 - Complexo gnáissico granítico
Pinto Filho et al. (1977)
- 10 - Zona de maior concentração
de rochas magmáticas

marcante, estando representados pelo relevo suave da porção centro-norte da imagem. Um padrão intermediário é exibido pelas rochas Proterozóicas da Formação Palmeiral no extremo E do *gráben* e pela Sequência Vulcano-Sedimentar Nova Brasilândia no centro-sul da área. O Granito Rio Pardo possui feições suaves, estando seus limites S e W marcados por um contorno magnético.

Com relação às feições estruturais, as assinaturas magnéticas mais proeminentes estão representadas pela Falha Presidente Hermes e pela junção, no centro da área, de zonas de falha com direções NE e NW, que imprimem um caráter arqueado à estrutura. Ferreira *et al.* (1992), com base nas diversas anomalias magnéticas atestam para a ocorrência de uma intensa atividade magmática que proporcionou a concentração de material básico-ultrabásico no ápice da estrutura. A falha de direção NW controlou a colocação de outros corpos magnéticos (rochas alcalinas-ultrabásicas?), caracterizados pelas anomalias existentes ao longo desta falha, talvez relacionados a ocorrências diamantíferas dos rios São Pedro e Machado.

Segundo Pinto Filho *et al.* (1977), Silva (1983) e Siqueira (1989), a Falha de Itapuã, representada nas imagens aerogamaespectrométricas, corresponderia ao limite sul do *Gráben* de Pimenta Bueno. Ferreira *et al.* (1992) analisando as imagens ora em questão, denominam a falha de direção NW da estrutura arqueada como Falha de São Pedro, considerando-a como o novo limite meridional do *gráben*. Esta estrutura não é observada em campo, pois encontra-se recoberta pelos sedimentos. Segundo estes autores, as maiores espessuras de sedimentos paleozóicos estariam preservadas em um estreito corredor (aproximadamente 20 km de largura), sendo que as exposições de rochas fanerozóicas a sul da Falha de São Pedro constituiriam simples progradações que teriam extrapolado os limites originais do *gráben*. A presença de rochas Pré-Cambrianas identificadas em alguns leitos de drenagens (C.R.Silva, com. pes.) e a ocorrência de um metagabro a sul da Falha de São Pedro (Figura 4.1) parecem confirmar a reduzida espessura dos sedimentos entre as falhas de São Pedro e Itapuã.

FOLHA RIO PARDO (SC.20-Z-C-VI)

61°30'

11°30'

- LEGENDA
- CENOZOICO
- Depósito aluvionar
 - Laterito imaturo

PALEOZOICO

FORMAÇÃO PIMENTA BUENO

- Fanglomerado
- Paraconglomerado
- Arenito arcoseano
- Folhelho

PROTEROZOICO

SUITE GRANÍTICA RIO PARDO

- Fácies Equigranular Rosa Hololeucocrática - ERH
- Fácies Inequigranular Rosa - IR
- Fácies Inequigranular Cinza Rosada - ICR
- Fácies Inequigranular Cinza - IC
- Fácies Equi-inequigranular Cinza - E/IC

GRANITO ALTA FLORESTA

- Fácies Equigranular Amarela - EA

GRANITO SÃO PEDRO

- Hornblenda-granito estratoide

COMPLEXO VULCANO SEDIMENTAR NOVA BRASILÂNDIA

- Calcissilicática
- Biotita-gnaiss
- Biotita-muscovita-xisto

SUITE METAMÓRFICA SÃO FELIPE

- Augen-gnaiss

ARQUEANO

COMPLEXO SANTA LUZIA

- Throndhjemito
- Metagabro Granulitizado
- Enderbit

MAPA GEOLÓGICO

ESC. 1:100.000



Simplificado e modificado de Silva & Bahia (1992)

CONVENÇÕES

- Contato Definido
- Contato Aproximado
- Falha Normal
- Falha Transcorrente Sinistral

ARTICULAÇÃO DA FOLHA

Barro Preto	Presidente Médica	Canal
Alto		
Pau Saldanha	Rio Pardo	Pimenta Bueno
Colombo	Arena	Brasão

Cristina Prando Bicho

1994

As rochas sedimentares Proterozóicas, aflorantes no canto NW da área, devem constituir o embasamento geológico da sequência Paleozóica do Gráben de Pimenta Bueno. Prova disto é a existência de um *horst*, no ápice da estrutura arqueada, preenchido por sedimentos proterozóicos em domínio de rochas fanerozóicas do citado *gráben* (Silva 1983 in Ferreira *et al.*, *op cit.*)

Uma observação importante para a análise das imagens diz respeito ao grau de deformação das rochas. A magnetometria define não só a maior quantidade de minerais magnéticos como também, de forma indireta, a deformação superimposta. O aumento da temperatura durante os processos deformacionais implica na introdução de componentes relacionados ao campo magnético da época do evento deformacional. Com isto, se estabelece uma diferença de magnetização que acaba por criar um padrão rugoso na imagem.

As considerações acima podem ser facilmente comprovadas nas imagens magnetométricas. O Complexo Granulítico, no sul da folha, além de apresentar a maior porcentagem de minerais ferromagnéticos, encontra-se intensamente deformado pela Zona de Cisalhamento Transcorrente Rio Branco. Nesta porção, é nítido o padrão rugoso da imagem. O comportamento oposto é exibido pelas rochas sedimentares do Gráben de Pimenta Bueno, onde a ausência de deformação origina feições suaves e homogêneas em toda a extensão da bacia. Um padrão intermediário é mostrado pela Sequência Vulcano-Sedimentar Nova Brasilândia. O comportamento do Granito Rio Pardo se assemelha aos sedimentos, sendo um pouco mais movimentado, principalmente, no extremo E cuja fácies mapeada encontra-se intensamente milonitizada.

A maior parte das informações obtidas através da imagem de campo magnético residual são observadas em todas as outras imagens filtradas. No entanto, devem ser tecidas algumas consideração com relação ao uso destas imagens.

A utilização da redução ao pólo em baixas latitudes implica em algumas limitações. Em inclinações próximas a 10°, a correção de amplitude dos *trends* N-S realça de forma exagerada o ruído, além de provocar sérias distorções em anomalias de fontes magnetizadas

em direções diferentes daquelas do campo induzido (Macleod *et al.*, 1993). Portanto, se a relação sinal/ruído for baixa e/ou existir uma contribuição significativa da magnetização remanente, a imagem resultante não será de boa qualidade. No caso deste trabalho, como a relação sinal/ruído é alta, a imagem da redução (Foto 4.11) apresentou bons resultados e facilitou a interpretação das feições magnéticas. Nota-se porém, o realce do ruído, marcado pelos traços verticais da imagem.

Os filtros de primeira e segunda derivadas verticais enfatizam os efeitos das fontes rasas e realçam as bordas dos corpos magnéticos. As imagens obtidas pelo uso destes filtros não apresentaram bons resultados.

A componente regional (Foto 4.12) e a continuação para cima (1000m) exibem as estruturas mais representativas da área. Anomalias com altas frequências, relacionadas às rochas superficiais, foram eliminadas por estes filtros.

4.3 - Interpretação do Mapa Gravimétrico

A análise do mapa gravimétrico de anomalia "Bouguer", disponível para as Folhas Rio Pardo e Paulo Saldanha, forneceu informações importantes do ponto de vista da estruturação geotectônica da área. A interpretação destes dados coincide com aquelas obtidas a partir da análise dos dados magnetométricos.

Uma característica marcante do mapa gravimétrico (Figura 4.2) é a presença generalizada de altos valores "Bouguer" em toda a extensão da área. Estes altos valores são indicativos de uma crosta continental pouco espessa. A análise do mapa permite definir dois domínios gravimétricos distintos: um a norte, com valores médios situados entre +4 mGal e +16 mGal, e outro a sul, cujos valores distribuem-se em um intervalo entre +16 mGal e +36 mGal. O domínio situado no sul do mapa coincide com o Complexo Granulítico Santa Luzia observado nas imagens aeromagnetométricas. O limite entre os dois domínios é marcado por uma zona transicional que se caracteriza por variações rápidas das linhas de isovalores,

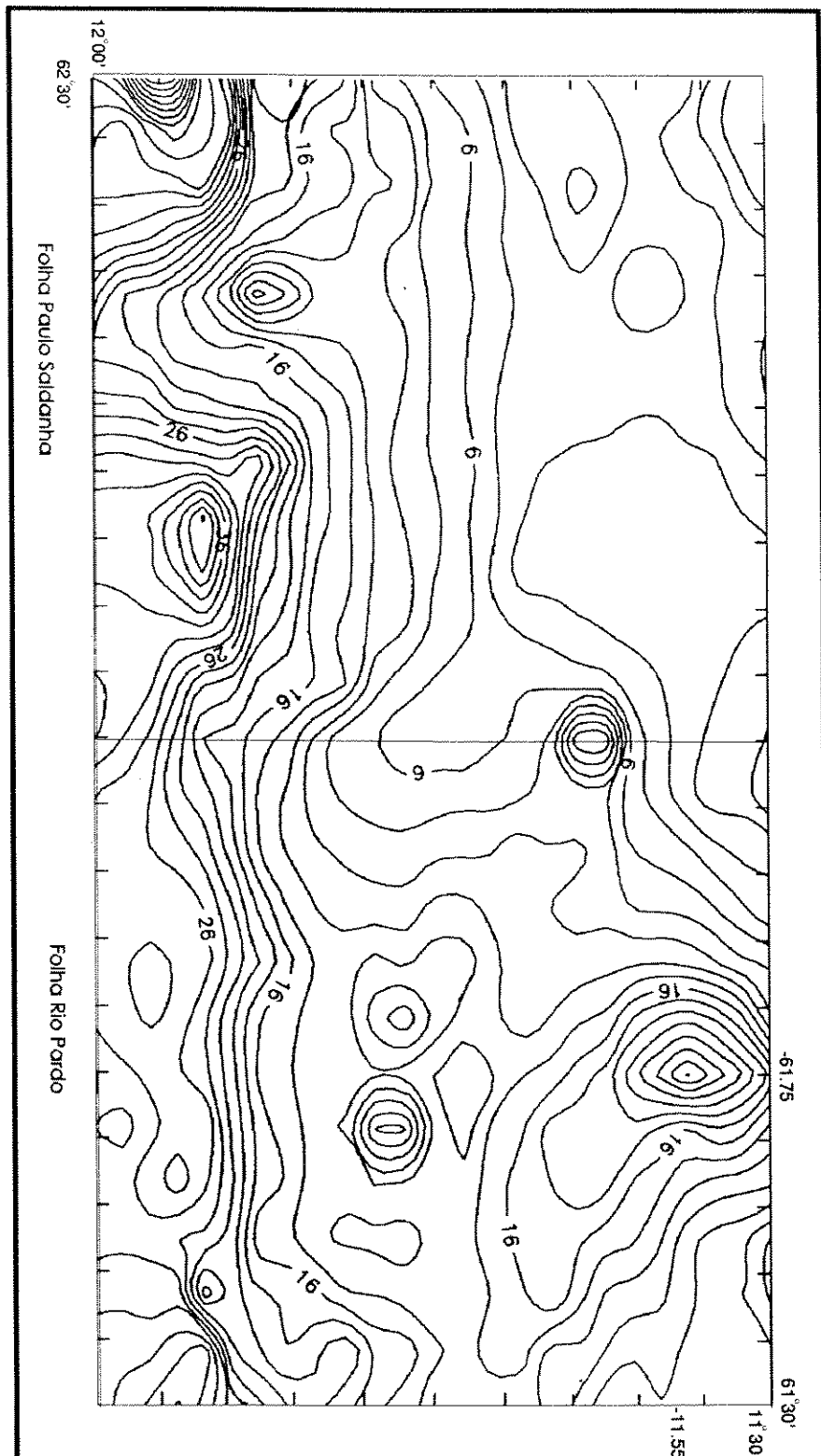


Figura 4.2 Mapa gravimétrico

fortemente orientadas segundo a direção E-W.

Esta zona transicional pode ser interpretada como uma colisão de blocos, que vem a suportar a interpretação fornecida por Scandolara *et al.* (1992a), citada no item 2.2. Dentro deste contexto, o Complexo Granulítico Santa Luzia poderia ser interpretado como uma exposição da crosta inferior, resultante do intenso soerguimento a que a crosta foi submetida.

No cruzamento das coordenadas -61.75E e -11.55N nota-se a ocorrência de um alto gravimétrico possivelmente relacionado à presença de metagabros, conforme observado no mapa geológico (Figura 4.1). Esta evidência corrobora a hipótese da pequena espessura de sedimentos do *gráben* a sul da Falha de São Pedro.

4.4 - Análise das Linhas de Vão

A análise dos dados aerogeofísicos sob a forma de imagens, apesar de facilitar a interpretação, apresenta algumas desvantagens como por exemplo, o caráter qualitativo das imagens. O pré-processamento elaborado na geração dos grids pode suprimir informações importantes da malha final, o que representa outra limitação das imagens. Conforme citado no item 3.2.4.2, o filtro *anti-aliasing* aplicado às linhas de vão promove a suavização das medidas fazendo com que os picos relativos às variações locais tenham tendência a desaparecer. Para eliminar estas desvantagens, o ideal é promover uma análise integrada entre imagens e perfis das linhas de vão.

No caso deste trabalho, os perfis utilizados constam dos valores magnéticos, contagens de U, Th, K e razões U/Th, Th/K e U/K tomados a cada 100 metros. As linhas de vão, num total de 28, estão dispostas por toda a Folha Rio Pardo em intervalos médios de 2 km. Na Folha Paulo Saldanha, foram investigados somente os perfis que cortam os granitos São Luiz. A análise destes perfis permitiu a quantificação dos dados gamaespectrométricos e a localização pontual das medidas.

De uma forma geral, não é muito complicado distinguir as unidades maiores

com base nos padrões dos elementos. Nos sedimentos do Gráben Pimenta Bueno nota-se valores baixos de K, U e Th com médias ao redor de 23, 25-30 e 30-40 cps, respectivamente. A presença de tório é maior em locais onde os folhelhos se fazem presentes, embora esta relação não tenha se mantido por toda área.

O contato entre os sedimentos e a Sequência Vulcano Sedimentar Nova Brasilândia é marcado por um aumento nas contagens de U e Th. Os valores médios em cps são de 27 K, 30-50 U e 30-50 Th.

Os granitos caracterizam-se por um salto na contagem de K sendo que o U e Th permanecem com valores próximos aos da sequência. Nas áreas de campos de matações o K aumenta sempre, o U possui tendência a aumentar ou manter-se constante e o Th apresenta comportamento bastante variável ora aumentando, ora diminuindo. Normalmente, as regiões sem matação possuem valores em torno de 67-72 K, 45-56 de U e 38-45 de Th enquanto que, na presença de matações, os valores sobem para 74-90 K, 53 U em média, podendo atingir 76 cps e 36-52 de Th podendo chegar a 81 cps.

O Complexo Granulítico Santa Luzia apresenta os menores valores de U e Th com médias entre 15-20 e 10-20 cps, respectivamente. O potássio permanece em redor de 18-25 cps, podendo aumentar em virtude da presença dos gnaisses São Pedro e trondjemitos.

Analisando-se os perfis dos Granitos São Luiz, observamos que os valores são muito mais altos que os da Suíte Granítica Rio Pardo. Para os corpos mencionados, as contagens situam-se entre 80-111 K, 82-102 U e 75-96 Th. Nos dois corpos graníticos da Folha Paulo Saldanha estão presentes campos de matações.

4.5 - Interpretação das Imagens TM e Radar

Neste trabalho, o processamento das imagens TM e Radar teve por objetivo discriminar fácies ou associação de fácies da Suíte Granítica Rio Pardo.

Em regiões onde a cobertura vegetal é densa, as texturas caracterizam-se como os parâmetros mais representativos das variações no substrato rochoso em imagens satélite e radar. Assim sendo, procurou-se analisar com maior detalhe os aspectos texturais das imagens de sensoriamento remoto.

Inicialmente, procedeu-se ao "corte" da cena total para a extração dos trechos referentes à Folha Presidente Médici. Pelo fato desta folha estar contida em duas cenas LANDSAT/TM distintas, fez-se necessário introduzir a mesma média e desvio padrão para equalizar as tonalidades de cinza de ambas.

A principal característica das imagens do TM, na região em estudo, é a presença das estradas de colonização do INCRA. Na Foto 4.13, correspondente a banda 3, as estradas estão representadas pelas linhas brancas de direção NNW-SSE e ENE-WSW. Numa primeira abordagem, já é nitida a dificuldade em se delinear as principais feições geológicas. A ausência de acidentes geográficos marcantes e o padrão de ocupação da área mascaram boa parte das informações contidas na imagem.

Várias técnicas de processamento digital foram aplicadas com o intuito de extrair informações de caráter textural e litológico.

Um dos primeiros passos no processamento das imagens TM corresponde à aplicação de um aumento de contraste. Como citado no item 3.2.3, as imagens geradas por satélite não ocupam integralmente o intervalo de níveis de cinza, apresentando portanto, um baixo contraste. Em todas as bandas analisadas, os histogramas apresentam distribuições quase normais (gaussianas), exibindo formato aproximado de sino. Como as classes de DN's situam-se numa mesma faixa, ou seja, não existem porções muito claras ou muito escuras, o melhor ajuste do histograma foi obtido pelo aumento linear de contraste.

Na tentativa de evidenciar as feições texturais, fez-se uso das filtragens direcionais. Os resultados obtidos não se mostraram satisfatórios. Não foi possível observar diferenças de textura entre as fácies mapeadas e nem mesmo entre as diferentes litologias. Este insucesso se deve principalmente à interferência do padrão de ocupação da área.

A composição colorida RGB foi utilizada para aumentar o realce e visualizar três bandas em uma única imagem. Segundo o índice OIF (Optimum Index Factor) sugerido por Chavez *et al.* (1982), nesta área, os tripletes que contém o maior número de informações estão representados, em ordem decrescente, pela combinação das bandas:

tripletes	OIF	tripletes	OIF
1 4 5	34.451	1 3 5	15.769
4 5 7	33.584	1 2 4	15.373
3 4 5	33.264	1 2 5	14.579
2 4 5	29.194	3 5 7	13.955
1 4 7	24.674	2 3 5	13.692
3 4 7	24.414	2 5 7	13.682
2 4 7	20.602	1 3 7	10.671
1 3 4	19.721	1 2 7	9.543
2 3 4	16.879	2 3 7	9.139
1 5 7	15.739	1 2 3	8.650

Apesar do OIF ser um índice quantitativo, baseado em parâmetros estatísticos da cena, os resultados, com algumas ressalvas, foram qualitativamente favoráveis. Notamos que os melhores tripletes incluem a banda 4. Este fato já era esperado pois a banda 4 responde bem à presença da vegetação, que aparece recobrendo uma grande parcela das imagens. Os tripletes nos quais as bandas 1 e/ou 2 e/ou 3 estão incluídas com a banda 4, apesar de conterem um índice elevado, não corresponderam, na prática, aos resultados esperados. Isto se deve ao elevado número de ruídos contidos nestas bandas que provoca a distorção da imagem final.

Para a região em estudo, as bandas 5 e 7 foram as que melhor exibiram a

informação textural. Como o objetivo no tratamento destas imagens era o de delinear as unidades e estruturas com base em diferenças texturais, teoricamente, as bandas 4,5 e 7 seriam as mais adequadas. Visualmente, esta combinação se mostrou a melhor dentre todas as outras, o que é em parte comprovado pelo índice OIF.

A melhor visualização do triplete foi obtida com as bandas 4, 5 e 7 colocadas nos canais R, G e B, respectivamente. Mesmo fazendo uso deste triplete, o número de informações geológicas passíveis de reconhecimento é muito pequeno.

A feição mais evidente das imagens do TM reflete, em tons azulados na composição 4,5,7 (Foto 4.14), a presença dos arcóseos da Fm. Palmeiral. Dentro desta região ocorrem, aparentemente, litologias mais argilosas caracterizadas pelas porções de relevo suave e pela vegetação pouco densa. Estabelecendo-se uma relação com a magnetometria, o alinhamento observado a E dos arcóseos corresponde à falha de direção NE da estrutura arqueada (Foto 4.11). As elevações alinhadas na direção da falha representam as cristas de metarenitos silicificados que constituem a Serra dos Reis Magos. Estes metassedimentos pertencem à Formação Mutum-Paraná de Pinto Filho *et al.*(1977).

Na porção SW das imagens (Fotos 4.13 e 4.15), nota-se a presença da Cobertura Terciária-Quaternária e dos aluviões dispostos às margens do rio São Miguel, já interpretados a partir das imagens gamaespectrométricas.

Parte da zona de cisalhamento Rio Branco pode ser visualizada na composição colorida 4,5,7 (Foto 4.16). Finalmente, é possível diferenciar as regiões de arenitos e folhelhos do Gráben de Pimenta Bueno. A vegetação menos densa define os locais de ocorrência dos folhelhos.

Excetuando-se as observações feitas acima, o restante da imagem não permitiu a obtenção de nenhuma outra informação geológica.

A imagem fotográfica do radar foi transformada em imagem digital através do processo de escanerização. Após este processo, a resolução passou de 15 metros (imagem fotográfica) para 80 metros (imagem digital). Apesar da imagem fotográfica já estar corrigida,

durante a escanerização não foi possível manter o paralelismo de suas bordas, fazendo-se necessária uma nova correção geométrica. Foram selecionados 4 pontos caracterizados pelo cruzamento das coordenadas marcadas na imagem. Após a correção, estabeleceu-se um sistema de coordenadas de maneira que se pudesse não só definir o posicionamento dos pontos no terreno, como também determinar o tamanho do pixel em metros.

Por ter sido obtida anteriormente à ocupação da área, esta imagem (Foto 4.17) não apresenta o padrão de estradas e cultivo das imagens TM. Nesta imagem é possível definir zonas homólogas referentes à zona de cisalhamento, enderbitos e sedimentos do *gráben*, sendo facilmente diferenciados os folhelhos dos arenitos, e uma quarta zona englobando a suíte granítica e a sequência vulcano sedimentar. Dentro desta última, nenhuma diferenciação foi observada. O relevo plano parece ser um dos principais fatores que impede a extração de informações texturais.

4.6 - Interpretação das Imagens Aerogeofísicas, TM e Radar Integradas

Um dos maiores problemas enfrentados no mapeamento da região Amazônica relaciona-se à presença da vegetação. A intensa cobertura vegetal dificulta o acesso e a localização de pontos em fotografias aéreas e mapas topográficos. Na Folha Rio Pardo estes problemas se acentuam em virtude da ausência de grandes rios e da presença de um relevo pouco acentuado, além de bases planialtimétricas imprecisas e desatualizadas. Através da utilização das imagens do TM, que por serem recentes já apresentam a malha viária da região, foi possível atualizar a base topográfica.

Visando solucionar o problema da localização em campo das feições aerogeofísicas, procedeu-se à integração destas com as imagens do TM através de técnicas de processamento digital.

O primeiro passo para a integração das imagens foi a transformação geométrica das imagens de satélite. A transformação foi efetuada somente nas porções compreendidas pelas

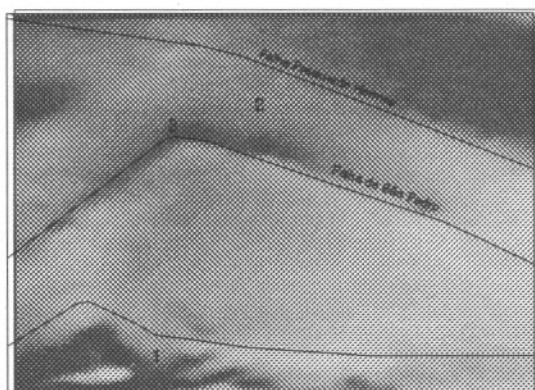


Foto 4.12 - Componente Regional

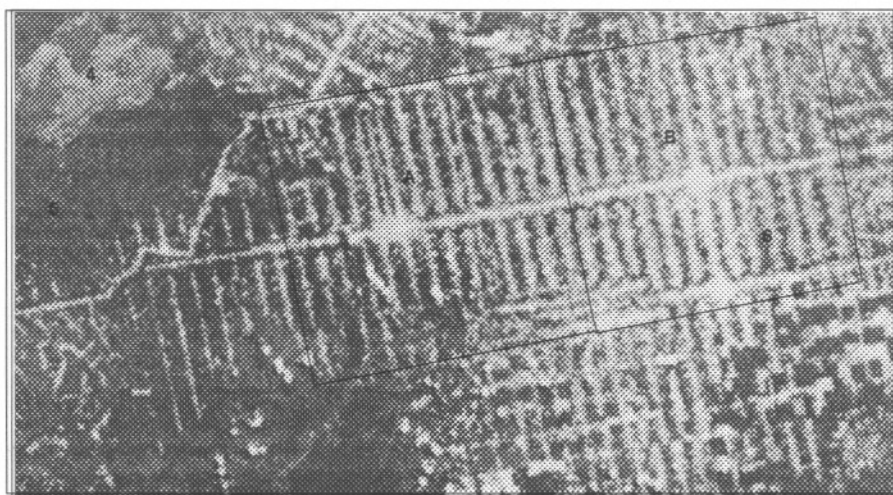


Foto 4.13 - Imagem TM/Banda 3

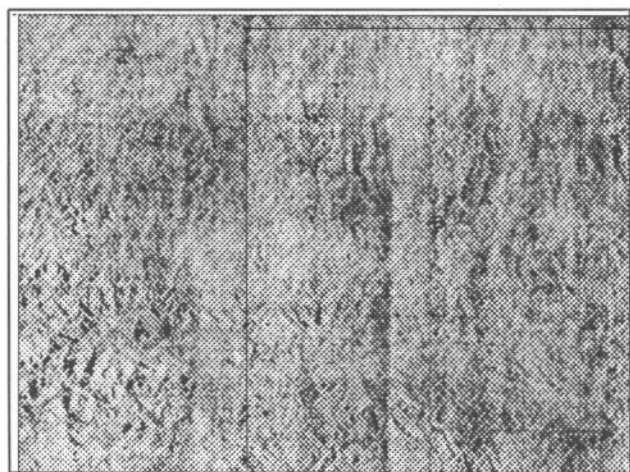


Foto 4.17 - Imagem radar

- 1 - Complexo Granulítico Santa Luzia
- 2 - Gráben de Pimenta Bueno
- 3 - Zona de maior concentração de rochas magmáticas

- 4 - Local de "zoom" da Foto 4.14
- 5 - Local de "zoom" da Foto 4.15
- 6 - Local de "zoom" da Foto 4.16

- A - Folha Paulo Saldanha
- B - Folha Rio Pardo

Folhas Rio Pardo e Paulo Saldanha uma vez que não estavam disponíveis os mapas topográficos do restante da área. Executou-se um novo corte das imagens, selecionando-se agora somente as folhas acima referidas. Para obter a precisão cartográfica, as imagens foram corrigidas para o sistema de coordenadas UTM utilizando-se de uma transformação baseada em pontos de controle no terreno. Em virtude da densa vegetação, rios pouco proeminentes e mapas desatualizados, os pontos de controle observados não apresentaram boa precisão, o que resultou em um erro médio de localização em torno de 13 metros. Após a correção da imagem, o passo seguinte compreendeu a homogeneização do tamanho dos pixels das imagens TM e aerogeofísicas. Isto foi feito através de uma reamostragem dos pixels das imagens TM de 30m para 100m, e das imagens aerogeofísicas de 250m para 100m.

Estando as imagens compatíveis em tamanho e posicionamento, foi possível visualizar na tela do sistema de processamento, em uma única imagem, diversos temas combinados através de composições coloridas, IHS e adição de bandas.

Às imagens CT e CMR nas quais se havia aplicado o filtro de primeira derivada, adicionou-se a banda 5 do TM para localização em campo das feições de interesse. O histograma da banda 5 foi reescalonado para o intervalo de 0-128. O objetivo deste contraste foi evitar que a imagem TM sobressaísse em relação às imagens aerogeofísicas. Esta nova imagem foi somada a cada uma das bandas RGB das imagens CT e CMR filtradas. O resultado final da composição CT filtrada e TM pode ser visualizado na Foto 4.18.

Ao contrário da imagem do TM onde o padrão de ocupação da área mascara boa parte das informações texturais, as imagens de radar exibem algumas estruturas importantes da área. Na tentativa de observar mudanças texturais representativas de variações litológicas, procedeu-se à integração do radar com a imagem da contagem total através da técnica de IHS. Antes disto, modificou-se o tamanho do pixel da aerogeofísica de 250 para 100m e do RADAR de 80 para 100m. A imagem do radar foi alocada no canal I, a contagem total no canal H e uma imagem gerada com $Dn=128$ no canal S, com intuito de produzir matizes não

muito vibrantes que permitissem uma mistura proporcional do radar e contagem total. Fez-se então a transformação para o espaço RGB. A imagem resultante (Foto 4.19) forneceu algumas informações interessantes como, por exemplo, a coincidência do formato do corpo trondjemítico com a estruturação dobrada das rochas, observada na porção inferior central da imagem do radar.

As informações referentes ao campo magnético residual (CMR) e contagem total (CT) foram integradas também através da técnica IHS. Nos canais I, H e S foram colocadas, respectivamente, as imagens CMR, CT e a imagem sintética com saturação média (DN=128). O resultado pode ser observado na imagem 4.20.

Lavreau & Fernandez-Alonso (1991) propuseram uma metodologia para minimizar o efeito da atenuação radiométrica pela vegetação através da integração da radiometria com as imagens do TM. Segundo os autores, a técnica permite verificar a continuidade dos valores radiométricos mesmo onde as litologias se encontram recobertas pela vegetação. O método consiste em aplicar um fator de correção baseado na porcentagem de vegetação existente em cada pixel. Este fator é dado pelo índice Tasseled Cap Wetness. A aplicação desta técnica na região ora em estudo apresentou algumas limitações que inviabilizaram sua utilização. Para seleção de alguns dos parâmetros da correção era necessário definir áreas com mesma litologia em regiões desmatadas e recobertas por vegetação somente assim seria possível estabelecer qual a porcentagem de radiação atenuada. Pelo fato do levantamento aerogamaespectrométrico ter sido realizado antes do desmatamento da área, não foi possível estabelecer o índice de atenuação, o que inviabilizou a utilização da técnica.

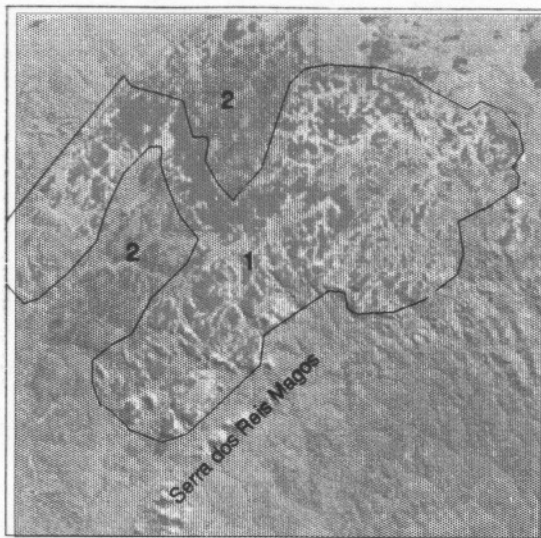


Foto 4.14 - Formação Palmeiral
Composição Colorida 4,5,7



Foto 4.15 - Traçado do Rio São Miguel
Composição Colorida 3,4,5

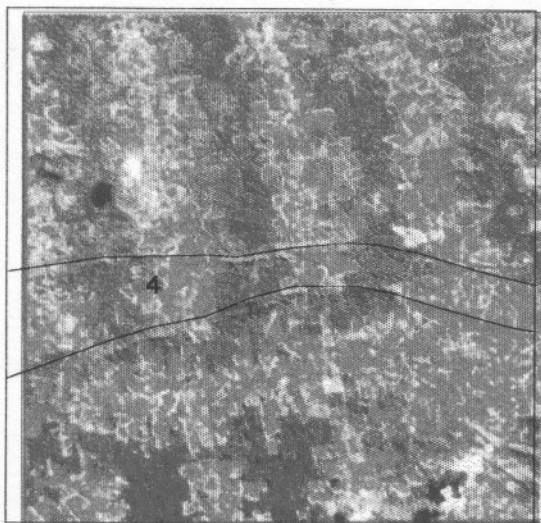


Foto 4.16 - Zona de Cisalhamento Rio Branco
Composição Colorida 4,5,7

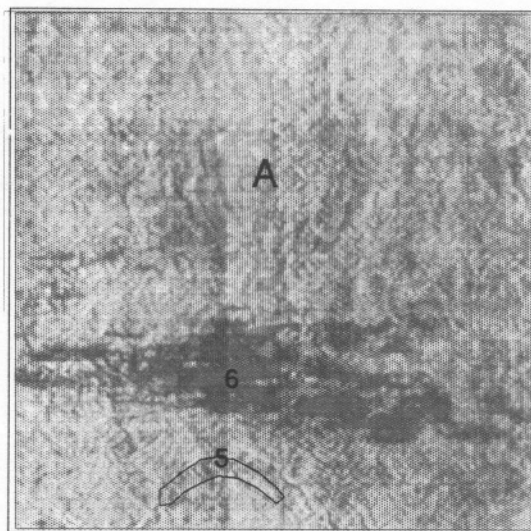


Foto 4.19 - Radar + Contagem Total

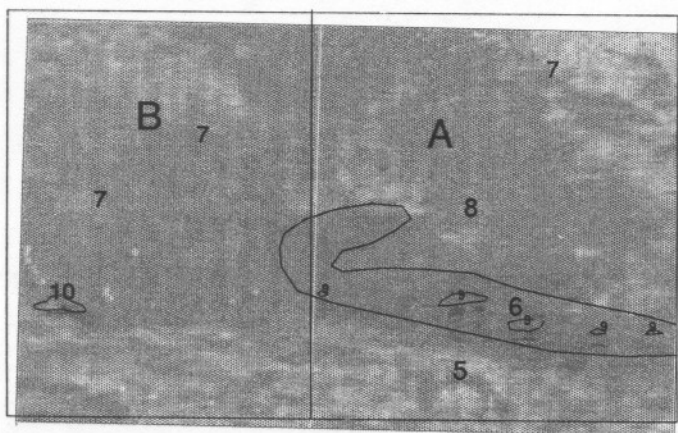


Foto 4.18 - Contagem Total (fvd) + TM/banda 5
1 - Arcoseos
2 - Regiões argilas
3 - Rio São Miguel - leito e planície aluvionar
A - Folha Rio Pardo
4 - Zona de Cisalhamento Rio Branco
5 - Trondjemito
6 - Suite Granítica Rio Pardo
7 - Linhas N-S, E-W: Rede de estradas

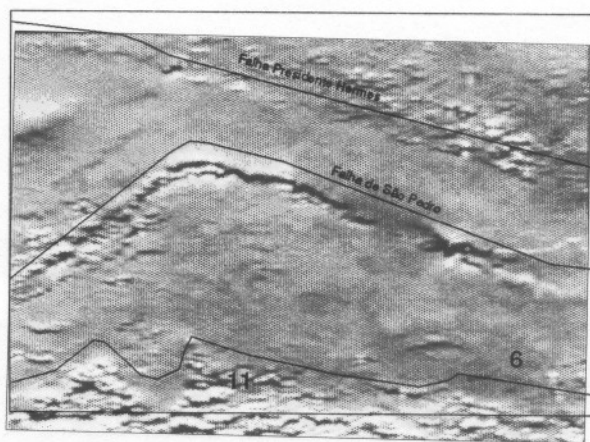


Foto 4.20 - Contagem Total Rel. Campo Magnético
9 - "Anomalias" do campo magnético
10 - Granito São Luiz
11 - Complexo Granulítico Santa Luzia
B - Folha Paulo Saldanha - parte.

4.7 - Mapeamento Faciológico

4.7.1 - Introdução

O mapeamento faciológico da suíte foi realizado com o intuito caracterizar eventuais mudanças texturais e composicionais do granito que justificassem as diferentes respostas da gamaespectrometria observadas nas imagens. Além disto, procurou-se identificar a presença de fácies mais evoluídas ou de processos de alteração (greisenização, K-feldspatização ou albitização) que pudessem abrir perspectivas para a ocorrência de depósitos minerais.

O mapeamento do granito se deu essencialmente ao longo da rede de estradas da região. A disposição da malha viária foi considerada satisfatória em virtude da homogeneidade do corpo, da escala do trabalho e do tempo disponível. A região encontra-se praticamente toda desmatada sendo comum a ocorrência de afloramentos sob a forma de matacões.

Foram descritos 97 pontos, tendo sido coletadas 46 amostras da Suíte Granítica Rio Pardo e 3 dos granitos da Folha Paulo Saldanha. Selecionou-se 22 amostras para laminação e 21 para análise química. A localização dos pontos pode ser observada na Figura 4.3.

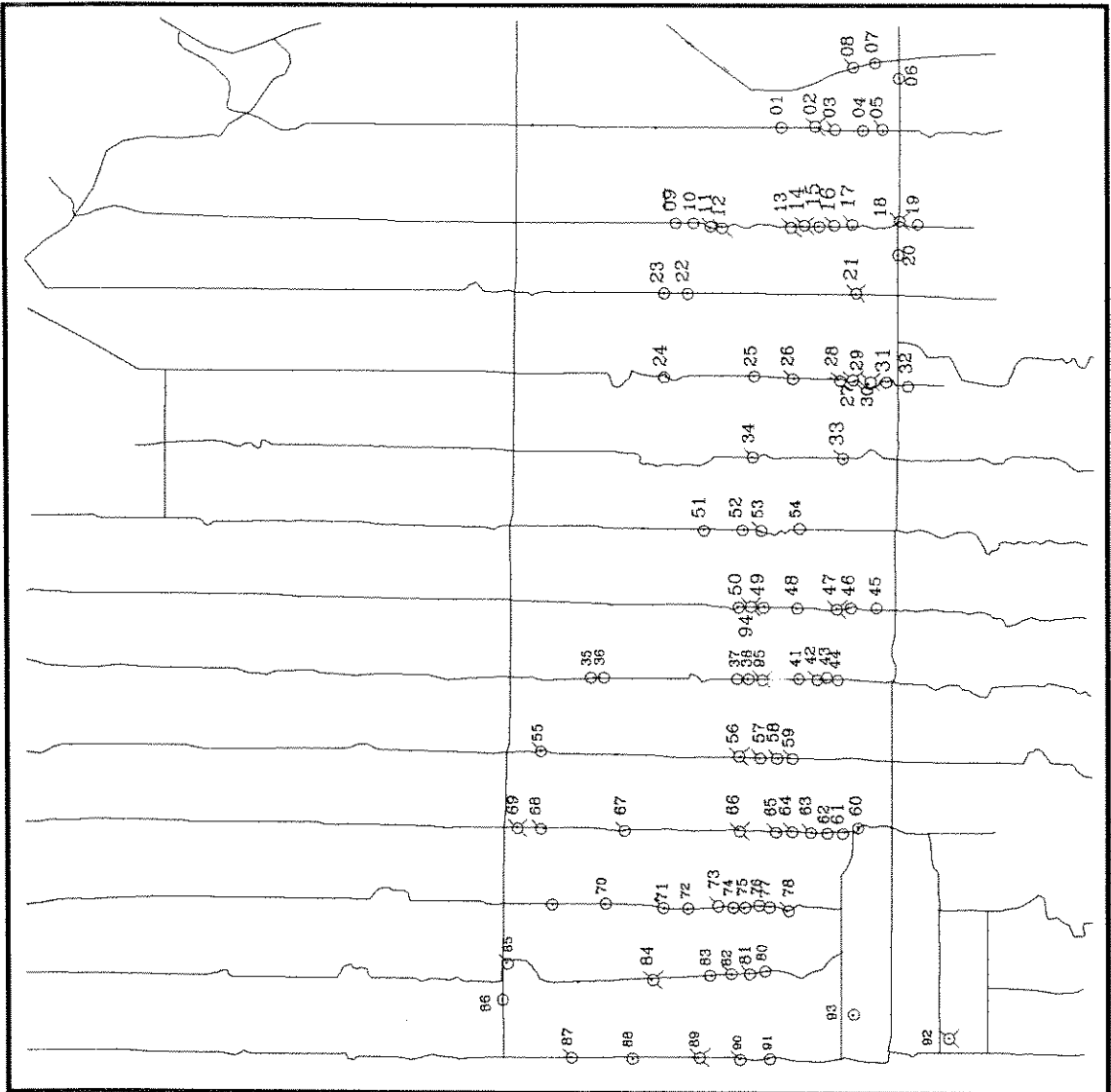
Obviamente, por não ser objeto principal do trabalho, este mapeamento esteve longe de apresentar uma descrição compatível com aquelas realizadas em mapeamentos faciológicos convencionais. Entretanto, a separação foi considerada adequada para atender aos objetivos traçados no projeto.

4.7.2 - Fácies Reconhecidas

A escala de trabalho permitiu o reconhecimento de cinco fácies na Suíte Granítica Rio Pardo e uma no Granito Alta Floresta, conforme observado no mapa geológico (Figura 4.1). Foram descritas outras três fácies referentes aos granitos São Luiz. A diferenciação se

RIO PARDO

ÍNDICE NOMENCLATURA
FOLHA SC.20-Z-D-IV



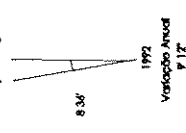
LEGENDA

- Ponto estudado
- Ponto amostrado
- Ponto com seção deitada
- Ponto com análise química
- 01 Número do ponto

Articulação da Folha

Extremo Alto	Extremo Médio	Extremo Baixo
Parque	Rio Pardo	Parque
Calçada	Av. A	Extremo

Declinação Magnética



MAPA DE PONTOS

Cristina Prando Bicho
1993

deu a nível macroscópico em função da cor e textura. Neste ítem serão fornecidas as informações gerais das unidades. Para uma descrição mais detalhada observar o Apêndice 1.

As fácies granitóides identificadas na suíte foram classificadas como Equigranular Rosa Hololeucocrática (ERH), Inequigranular Rosa (IR), Inequigranular Cinza Rosada (ICR), Inequigranular Cinza (IC), Equi-inequigranular Cinza (E/IC) (Fotos 4.21, 4.22, 4.23, 4.24, 4.25, respectivamente). O Granito Alta Floresta é constituído por somente uma fácies caracterizada como Equigranular Amarela (EA) (Foto 4.26). Com relação aos Granitos São Luiz, as fácies foram denominadas Porfirítica Castanho (PC), Mela-Porfiróide Rosada (MPR) e Porfiróide Rosada (PR) (Fotos 4.27, 4.28 e 4.29). A exceção do contato da fácies ERH com a IC, nenhum outro foi observado em campo. As Tabelas 4.1 e 4.2 ilustram as características macroscópicas principais das fácies acima mencionadas.

Com relação aos processos tardi/pós magmáticos, observou-se apenas a greisenização e silicificação em regiões restritas da suíte, mais especificamente, nos pontos 27 e 28 (Figura 4.3).

Fácies	cor	Tamanho relativo dos cristais	Forma dos cristais	Granulação	Tamanho médio dos cristais	Mínico Principal
Equigranular Rosa Hololeucocrática ERH	rosa	equigranular	sub,anedral	finas	1 mm	biotita
Inequigranular Rosa - IR	rosa	inequigranular	sub,anedral	finas a média	2 mm	biotita
Inequigranular Cinza Rosada ICR	cinza rosada	inequigranular	sub,anedral	finas a média	2 mm	biotita
Inequigranular Cinza - IC	cinza	inequigranular	sub,anedral	média	3-5 mm	biotita
Equi/inequigranular Cinza E/IC	cinza	equi/inequigranular	sub,anedral	finas a média	0.6 a 2 mm	biotita
Equigranular Amarela - EA	amarela	inequigranular	sub,anedral	média	2.5mm	biotita

Tabela 1.1 - Características macroscópicas das fácies dos granitos Rio Pardo e Alta Floresta

fácies	cor	Tamanho relativo dos cristais	Fenocristais					Matriz		
			tipo	cor	forma	tamanho		Granulação	Tamanho médio dos cristais	Máfico Principal
						max.	med.			
Porfírica Castanho - PC	castanho	inequigranular	FK	cinza	eu, subedral	2 cm	1.0 cm	finá	1 mm	biotita
MelaPorfíroide Rosada MPR	preta rosada	inequigranular	FK	rosa	eu/subedral	2 cm	1.5 cm	finá	1 mm	biotita
Porfíroide Rosada - PR	rosa	inequigranular	FK	rosa	eu/subedral	3 cm	1.5 cm	finá	1 mm	biotita

Tabela 4.2 - Características macroscópicas das fácies dos granitos São Luiz.

4.7.2.1 - Petrografia

- Suíte Granítica Rio Pardo e Granito Alta Floresta

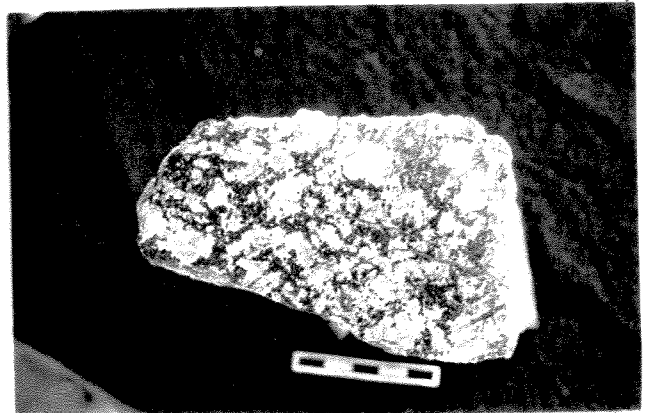
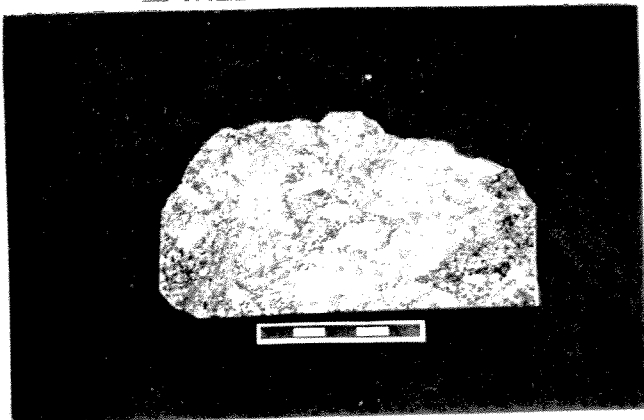
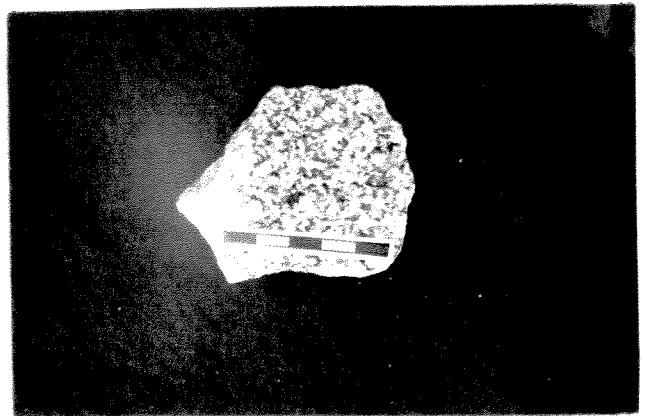
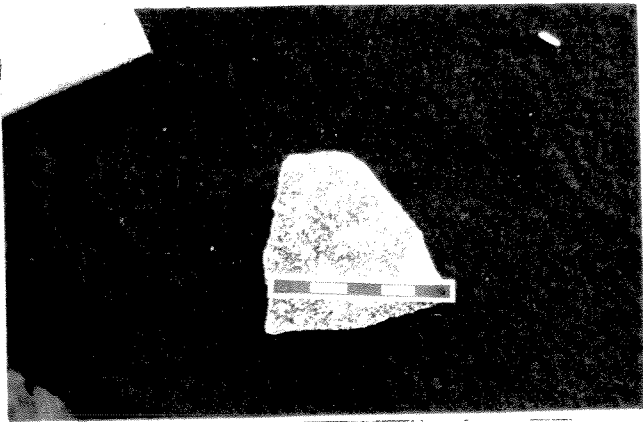
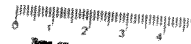
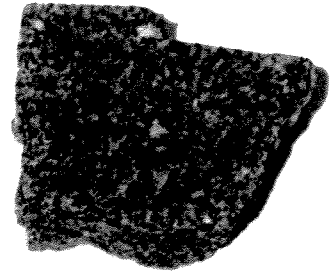
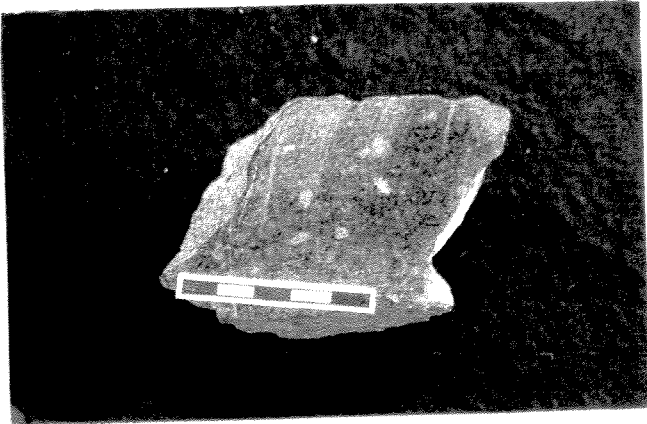
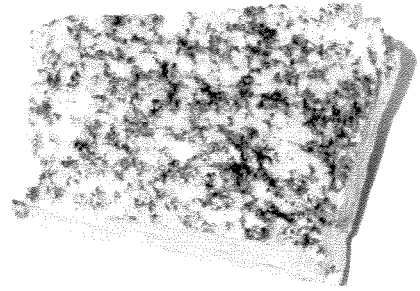
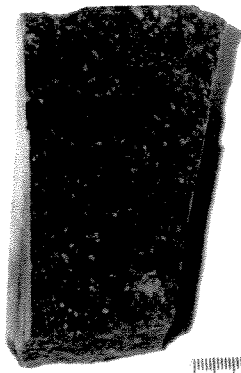
Apesar de apresentarem texturas macroscopicamente distintas, ao microscópio, as fácies da suíte e do Granito Alta Floresta possuem características muito semelhantes.

O feldspato potássico (microclínio) constitui entre 28 e 35% do volume total das rochas. Apresenta geminação em grade, Carlsbad e, algumas vezes, textura gráfica. Observa-se com frequência a presença de cristais poiquilíticos. São comuns inclusões submicroscópicas de zircão, allanita, opacos e plagioclásio euhedral.

O plagioclásio é do tipo oligoclásio e representa cerca de 30% do total das rochas. Ocorre sob a forma euhedral a subedral sendo que, entre os cristais menores (submilimétricos até 4mm) predominam as formas euhedrais. Exibem mirmecritas frequentes, geminação polissintética e sericitização intensa.

O quartzo (30%-35%) ocorre predominantemente como cristais anedrais e intersticiais. Encontram-se, algumas vezes, fraturados, com os sistemas de fraturas preenchidos por inclusões.

A biotita (1%-10%) corresponde ao máfico dominante. Exibe pleocroísmo castanho



pálido a castanho esverdeado escuro e castanho pálido a castanho escuro, sendo o último, o mais comum. São comuns inclusões de cristais submicroscópicos de zircão e titanita. Apresenta-se, normalmente, cloritizada.

As hornblendas foram identificadas somente em algumas fácies. Possuem formas subedrais a anhedrais estando cloritizadas ou sofrendo transformações para biotita.

Os minerais acessórios estão caracterizados pelo zircão, apatita, titanita, allanita, opacos e, mais raramente, carbonatos e turmalina. Normalmente não ultrapassam cerca de 3% a 4% do volume total da rocha. São submicroscópicos podendo aparecer como inclusões em cristais de feldspato e biotita, ou dispersos pela lâmina.

- Granitos São Luiz

As características petrográficas destes granitos diferem bastante daquelas descritas para os granitos Rio Pardo e Alta Floresta. A textura das rochas são porfíricas a porfiróides e apresentam porcentagem distintas de minerais maiores e traços.

O feldspato potássico (microclínio) perfaz entre 46% e 66% do volume total da rocha. Ocorrem como fenocristais e como cristais submilimétricos dispersos na matriz. Os fenocristais apresentam geminação Carlsbad e subordinadamente, em grade pouco desenvolvida. São, em geral, poiquilíticos, contendo inclusões de plagioclásio, zircão, titanita e apatita.

O plagioclásio (10%-14%) pode ocorrer como cristais submilimétricos na matriz ou como fenocristais (fácies PC). Em geral, encontra-se intensamente alterado gerando, como minerais secundários, epidoto e sericita. São frequentes inclusões de zircão e titanita.

O quartzo constitui entre 10 e 30% das rochas. Ocorrem na matriz sob a forma anedral, possuindo caráter intersticial.

A biotita (5%-10%) apresenta pleocroísmo castanho pálido a castanho escuro. Encontra-se muitas vezes cloritizada. São comuns inclusões de opacos, titanita, zircão e

allanita.

Os opacos são constituídos essencialmente pela magnetita e compõe cerca de 5% da rocha total. A ilmenita encontra-se frequentemente leucoxenizada.

Os minerais acessórios aparecem em porcentagens bastante elevadas. Ocorrem como inclusões nos plagioclásios, feldspatos e biotitas, associados aos opacos ou dispersos pela lâmina. Dentre os acessórios destacam-se a titanita (4-5%) e o zircão (1%-6%), além da apatita e allanita (traços). Com relação aos minerais secundários, são frequentes a sericita e o epidoto.

4.8 - Interpretação das Anomalias Aerogamaespectrométricas

Durante o mapeamento foram visitados os locais correspondentes aos maiores valores de K, U e Th observados nas imagens gamaespectrométricas. Em nenhum destes locais foi possível observar mudanças composicionais ou mesmo texturais entre as rochas compreendidas nas "anomalias" e aquelas localizadas fora das "anomalias". Ao que parece, o aumento na contagem dos elementos não apresenta relação com a variação de fácies.

Na interpretação das fotografias aéreas pode-se notar a presença de morros de matacões. Ao se comparar a localização destes morros com as "anomalias" constatou-se a coincidência de ambos em praticamente todos os locais. Em algumas regiões, os blocos não foram observados em fotos mas as anomalias coincidiam com áreas de matacões, registradas no mapa, durante o trabalho de campo.

Com base nestas observações, aventou-se a hipótese de que os maiores valores de contagem total estariam relacionados à maior exposição da rocha, ou seja, à presença de matacões. A ocorrência de solo acima do granito atua como um obstáculo à passagem dos raios gama o que não acontece nos blocos. Desta forma, é de se esperar que a detecção aérea da radiação gama seja maior nos locais onde a rocha tenha maior superfície exposta.

Um dos argumentos mais convincentes que corroboram com esta hipótese é o que

se supõe explicar a presença da "anomalia" central, localizada na linha da cidade de Rolim de Moura. Nesta linha foram tomadas medidas cintilométricas de todos os pontos descritos. Em nenhum destes pontos foram observadas mudanças no granito nem diferenças na contagem total. A única modificação capaz de justificar a "anomalia" é a presença de um morro com cerca de 90 m de altura (relativamente alto para os padrões da área) repleto de matacões. Ou seja, uma área sem cobertura onde não há excessiva atenuação da radiação produzida.

As análises litogeoquímicas aparentemente confirmam a hipótese levantada. Foram elaboradas análises de rochas de mesma fácies localizadas dentro e fora das anomalias. Como observado nas Tabelas 4.3 e 4.4, não há diferenças significativas na porcentagem de K entre estes dois grupos de rochas. Nota-se ainda a inexistência de grandes variações de potássio no contexto geral da suíte. Estas observações reforçam o fato de que tais anomalias não possuem relação com as mudanças faciográficas da suíte.

O posicionamento espacial coincidente das anomalias com as áreas de matacões observadas em foto e campo permitem o estabelecimento de uma relação causal entre anomalia e rocha aflorante. Segundo Grasty (1984), a vegetação atenua cerca de 15-20% da radiação gama produzida. Em locais onde se fazem presentes os matacões, a espessura de solo é menor, e portanto, é possível que a vegetação sobreposta seja menos exuberante que aquela desenvolvida em solo espesso. Com isto, a atenuação seria menor não somente pela pequena espessura do solo como também pela presença de uma cobertura vegetal menos densa. Cabe notar que os valores apresentados por Grasty (*op cit.*) foram obtidos em florestas temperadas do Canadá, sendo bem provável que em florestas tropicais este índice seja maior.

Como pode ser observado na descrição das fácies, a proporção dos constituintes principais e acessórios varia muito pouco dentro da Suíte Granítica Rio Pardo. Isto provavelmente impossibilita a separação de fácies através da gamaespectrometria aérea, pois a resolução parece não ser suficiente para variações tão pequenas. O mais provável, neste caso, é que o aumento da contagem total esteja associado à presença de rochas expostas

amostra	002	018	056	092	094	Gr-1	Gr17	pc5
fácies	IR	IR	E/C	EA	ERH	MPR	PC	PR
simbologia	*	*	o	□	+	□	Δ	▲
SiO ₂	69.5	72.2	69.4	73.2	70.1	60.2	67.9	63.6
Al ₂ O ₃	14.2	14.2	13.2	13.2	14.2	13.2	14.2	18
Fe ₂ O ₃	1.7	1.6	2.4	1	2.3	3	2.6	2.6
FeO	1.6	0.7	1.8	1.4	1.1	2.5	0.67	.65
MnO	1.05	1.05	1.05	1.05	1.05	.1	0.05	.05
MgO	1.2	0.16	1	0.4	0.25	3.8	1.4	1.1
CaO	1.7	1.4	1.8	1.4	1.8	4.1	1.7	1.4
Na ₂ O	4.0	3.8	3.8	3.8	3.9	3	4.1	4.2
K ₂ O	4.5	4.6	4.4	4.6	4.6	5.3	5.3	5.8
TiO ₂	0.42	0.21	0.47	0.1	0.31	0.99	0.52	.83
P ₂ O ₅	0.11	0.08	0.18	0.04	0.11	0.33	0.18	.12
CO ₂	0.12	0.11	0.15	0.09	0.06	0.4	0.08	.08
H ₂ O+	0.47	0.28	0.58	0.23	0.66	0.39	0.29	.36
H ₂ O-	0.33	0.37	0.42	0.27	0.30	0.18	0.3	.22
P.Fogo	1.1	0.93	1.4	0.9	1.3	1.4	1	1
ppm								
Rb	312	358	297	358	312	307	335	258
Ba	580	510	680	200	650	3000	1150	1200
Sr	85	85	95	65	80	720	520	600
Nb	n10	N10	N10	N10	n102	10	25	11
Zr	446	318	623	252	452	715	769	1000
Y	N10	N10	N10	N10	80	N10	N10	80

Tabela 4.3 - Análise química das amostras dos Granitos Alta Floresta, São Luiz e Rio Pardo. Lote I.

amostra	2a	14	21	29	30	47	65	66	69	84	87	89	95
fácies	ERH	IR	IC	IC	IC	IC	ICR	ICR	ICR	EAC	EAC	EAC	IC
simbologia	+	*	x	x	x	x	∅	∅	∅	o	o	o	x
SiO ₂	74.3	74.4	73.7	75.0	74.3	73.1	70.0	71.3	70.4	72.2	71.3	71.6	74.4
Al ₂ O ₃	13.2	13.2	13.2	13.2	13.2	14.2	14.2	14.2	15.1	14.2	14.2	14.2	13.2
Fe ₂ O ₃	0.64	0.77	0.92	0.69	0.69	0.80	2.1	0.96	0.94	0.86	1.1	1.1	0.90
FeO	0.19	0.72	1.1	0.62	0.95	2.5	1.2	1.3	1.3	1.3	1.3	1.5	0.47
TiO ₂	0.05n	0.21	0.21	0.10	0.10	0.21	0.42	0.31	0.42	0.31	0.31	0.31	0.21
MnO L	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05
CaO	0.77	1.1	0.77	0.91	1.1	1.2	1.0	1.1	1.4	1.3	1.5	1.3	0.98
MgO	0.05L	0.17	0.25	0.12	0.12	0.21	0.41	0.36	0.36	0.29	0.41	0.29	0.17
Na ₂ O	3.2	3.2	3.0	3.5	3.4	3.2	3.0	3.2	3.2	3.2	3.5	3.2	3.2
K ₂ O	5.9	5.3	5.3	5.0	5.2	5.0	5.0	5.6	5.3	5.1	5.1	5.1	5.3
P ₂ O ₅	0.02	0.07	0.08	0.05	0.05	0.08	0.15	0.10	0.10	0.09	0.09	0.09	0.07
H ₂ O+	0.46	0.50	0.54	0.47	0.43	0.60	0.70	0.83	0.90	0.70	0.84	0.78	0.78
H ₂ O-	0.43	0.23	0.32	0.37	0.37	0.15	0.4	0.30	0.39	0.25	0.14	0.21	0.30
CO ₂	0.10	0.10	0.10	0.12	0.11	0.12	0.11	0.15	0.21	0.12	0.10	0.10	0.10
P.Fogo	1.0	0.74	1.0	0.91	0.90	0.88	1.1	.13	.14	1.0	1.1	1.1	1.1
ppm													
Rb	323	389	415	409	369	404	289	286	297	340	335	338	304
Ba	145	520	540	345	390	570	930	760	950	630	830	720	720
Sr	50	75	75	60	65	80	115	105	125	105	120	100	95
Nb	50	N10	22	11	N10	N10	27	17	N10	19	N10	N10	N10
Zr	166	273	332	269	274	326	560	409	431	397	379	434	246
Y	88	N10	L10	17	N10	N10	L10	N10	N10	N10	N10	N10	N10

Tabela 4.4- Análise química das amostras da Suíte Granítica Rio Pardo Lote II

amostra	84	Gr-1	gr17
fácies	IR	MPR	PC
SiO ₂	71.5	61.5	67.2
Al ₂ O ₃	14.5	12.3	15.7
Fe ₂ O ₃ t	2.6	5.48	2.75
CaO	1.37	5.60	1.76
K ₂ O	5.61	6.25	6.81
TiO ₂	0.32	1.15	1.15
P ₂ O ₅	0.13	1.82	1.82

Tabela 4.5 - Análise química das duplicatas.

sob a forma de matacões.

Por outro lado, analisando-se os granitos da Folha Paulo Saldanha, podemos observar que a porcentagem de FK, zircão, titanita e apatita, minerais responsáveis pela concentração de U, Th e K são bastante elevados se comparados aos granitos da Suíte Rio Pardo.

A conclusão que se pode tirar a partir destes dados é que a maior detecção relativa da radiação gama pode resultar tanto do aumento da porcentagem de minerais portadores de U, Th e K como do grau de exposição da rocha. Desta forma, quando a variação composicional não for significativa o mais provável é que as diferenças de contagem sejam decorrentes da espessura do solo existente sobre a rocha. Quando a variação composicional for grande, os valores poderão estar associados tanto ao grau de exposição da rocha como às diferentes porcentagens de minerais portadores de elementos radioativos.

4.9 - Litogeoquímica

4.9.1 - Introdução

O estudo litogeoquímico teve por objetivos estabelecer a composição e o comportamento geoquímico dos granitos estudados e, confirmar a hipótese de que as anomalias aerogamaespectrométricas não possuem relação com a variação de potássio na Suíte Granítica Rio Pardo.

As análises litogeoquímicas foram elaboradas pelo laboratório da CPRM no Rio de Janeiro, tendo sido analisadas 21 amostras das quais 17 pertencentes à Suíte Granítica Rio Pardo (SGRP), 1 ao Granito Alta Floresta (GAF) e outras 3 aos Granitos São Luiz (GSL). Para cada fácies da suíte foram selecionadas 3 amostras; uma situada dentro da região compreendida pela anomalia aerogamaespectrométrica, outra próxima à zona de cisalhamento e uma terceira sem relação com as feições ora mencionadas. Essa escolha objetivou verificar

um possível aumento de K em rochas próximas à zona de cisalhamento e variações deste elemento em áreas compreendidas pelas anomalias aerogamaespectrométricas.

Algumas considerações devem ser levantadas antes de iniciar a discussão destas análises. As amostras foram enviadas em dois lotes distintos. Embora dentro de cada lote as análises sejam coerentes os resultados entre ambos apresentam algumas divergências. Pela similaridade das rochas, as variações parecem estar relacionadas a erros de análise do laboratório. As tabelas 4.3 e 4.4 ilustram os resultados dos lotes. Para checagem dos resultados foram analisadas duplicatas das amostras Na-84 (lote 1), Gr-1 e Gr-17 (lote 2) no laboratório da UNICAMP (Tabela 4.5). Por problemas operacionais não foi possível obter os valores de todos os elementos, no entanto, pode-se diagnosticar algumas distorções.

Na tabela 4.3 notamos que o valor de K₂O nas amostras dos Granitos São Luiz (Gr-1, Gr-17 e P5) é de cerca de 5.5% enquanto que no restante das amostras (Granitos Rio Pardo e Alta Floresta) os valores permanecem ao redor de 4.5%. De acordo com a petrografia, este aumento de 1% reflete variações em torno de 50% no conteúdo de FK. As amostras da Tabela 4.4 pertencem ao granito Rio Pardo e apresentam valores de K₂O em torno de 5.3%. Ao compararmos as rochas da SGRP nas Tabelas 4.3 e 4.4, notamos diferenças de 1% no conteúdo de K₂O, que deveria, a princípio, refletir grandes variações na porcentagem de FK o que, na prática, não ocorre. Este fato ilustra claramente o erro de análise. A duplicata Na-84 exibe valores compatíveis com aqueles apresentados na Tabela 4.4 enquanto que os valores das duplicatas Gr1 e GR17 divergem daqueles exibidos na Tabela 4.3. Por este motivo, serão consideradas corretas as análises ilustradas pela Tabela 4.4.

Os problemas mencionados acima interferem principalmente no estudo das anomalias aerogamaespectrométricas. Para caracterização geoquímica, os dados, apesar de divergentes, situam-se em campos próximos tendo sido utilizados na elaboração de todos os diagramas.

4.9.2 - Litogeoquímica dos elementos maiores

A Suíte Granítica Rio Pardo (SGRP) e o Granito Alta Floresta (GAF) apresentam valores de SiO_2 característicos dos litotipos ácidos, com as rochas distribuídas em um intervalo entre 70 e 75% de SiO_2 . Na SGRP, os maiores valores estão associados à fácies IR, fortemente afetada pela Zona de Cisalhamento Rio Branco; à fácies IC; e à fácies ERH, representada por litotipos mais diferenciados e, conseqüentemente, enriquecidos em SiO_2 . Os Granitos São Luiz são caracterizados por termos intermediários a levemente ácidos com valores de SiO_2 situados entre 61 e 67%.

Os diagramas binários de variação de elementos maiores em relação à sílica (Figura 4.4) exibem um trend onde as abundâncias de MgO , CaO , TiO_2 , P_2O_5 e FeO variam inversamente ao conteúdo de SiO_2 . Os valores de Al_2O_3 , K_2O e Na_2O exibem um comportamento constante, sendo os dois últimos explicados pela presença marcante dos feldspatos. Nota-se porém, dois grupos díspares, representados pelas amostras do lote 1, normalmente com valores menores de K_2O e Na_2O , e por aquelas do lote 2, cujas porcentagens são geralmente mais elevadas. Os valores situados acima e abaixo das médias são dados pelas rochas do Granito São Luiz.

Com base nestes diagramas é possível tecer algumas considerações relativas a diferenciação de fácies dentro da SGRP. A fácies ERH pode ser considerada como a mais evoluída em virtude dos altos valores de SiO_2 , K_2O e baixos valores de Al_2O_3 , FeO^* , TiO_2 , CaO , MgO e P_2O_5 . Em uma posição intermediária estão as rochas das fácies IC e IR. As fácies menos diferenciadas correspondem a E/IC e ICR e caracterizam-se pelos maiores valores de CaO , MgO , TiO_2 , Al_2O_3 e FeO^* , e menores de SiO_2 .

O Granito Alta Floresta representa, dentro do contexto dos granitos estudados, um corpo evoluído. Esta constatação é exibida na Tabela 4.3 (amostra 92) pelas porcentagens altas de SiO_2 e K_2O , e baixas de TiO_2 , CaO , MgO , FeO^* e P_2O_5 .

No que diz respeito aos Granitos São Luiz, as fácies são pouco diferenciadas, o que

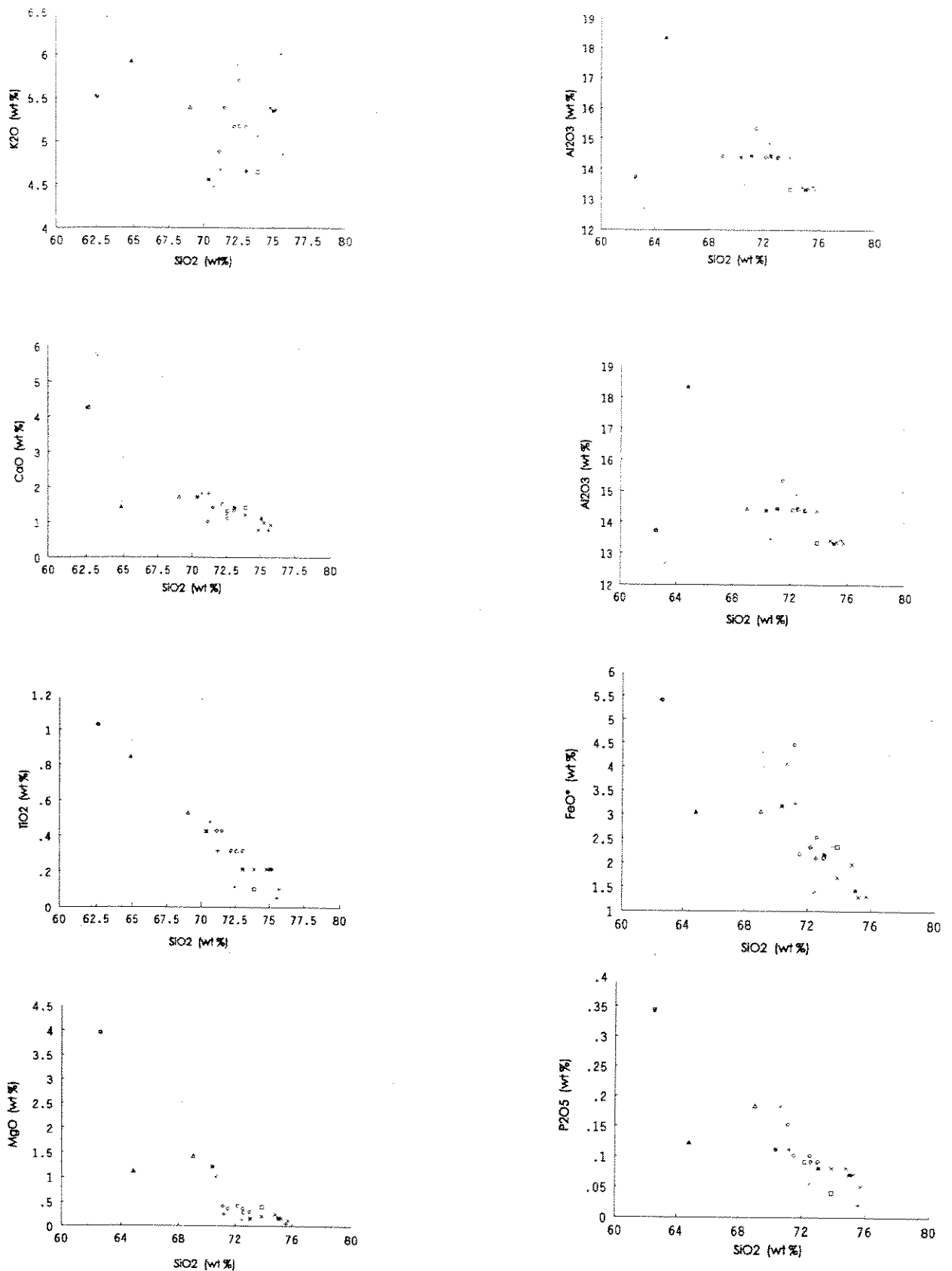


Figura 4.4 - Diagramas de variação SiO₂ x elementos maiores

fica evidente quando se observa os baixos conteúdos de SiO_2 e altos de CaO , MgO , TiO_2 e P_2O_5 (Tabela 4.3 e 4.4). A amostra Gr-1, referente à fácies MPR, apresenta comportamento distinto do restante, sendo a mais enriquecida em FeO^* , K_2O , CaO , MgO , TiO_2 e P_2O_5 , e empobrecida em Al_2O_3 , SiO_2 e Na_2O . Estes dados permitem caracterizá-la como a fácies menos evoluída dentre todas aquelas analisadas.

No diagrama da relação calci-álcalis versus SiO_2 de Brown (1982)(Figura 4.5), a quase totalidade das amostras distribui-se no limite dos campos calci-alcálico e alcalino. Essa tendência é confirmada pelo diagrama da razão alcalinidade versus SiO_2 (Wright, 1969)(Figura 4.6), no qual as amostras situam-se em uma posição transicional. Neste diagrama, as análises localizadas na porção mais próxima do campo alcalino propriamente dito representam aquelas do lote II.

Com relação a aluminosidade, as amostras da SGRP plotaram predominantemente nos domínios peraluminosos, conforme ilustrado pelos diagramas de Maniar & Piccoli (1989) (Figura 4.7) e dos minerais característicos de Debon & Le Fort (1983) (campos II e III, Figura 4.8). Estes campos refletem a presença marcante da biotita em relação à muscovita e anfibólios. As rochas da SGPR e do GAF situadas no campo metaluminoso são aquelas do lote 1, sendo bem provável que o posicionamento correto seja no campo peraluminoso, em função dos erros já discutidos. Nos GSL, as fácies MPR e PR (amostras Gr1 e P5) são claramente metaluminosas enquanto que, a fácies PC (amostra Gr17), possui caráter peraluminoso.

De acordo com as relações modais da classificação petrográfica de Streckeisen (1976) (Figura 4.9), as rochas da SGRP e GAF correspondem a monzogranitos, campo 3b. No que se refere aos GSL, as fácies MPR e PC estão representadas por monzonitos enquanto que a PR é constituída por monzogranitos. No diagrama de Debon & Le Fort (1983)(Figura 4.10), as análises da SGRP, GAF e da fácies PC distribuem-se nos campos dos adamelitos e granitos. Aquelas localizadas no campo dos adamelitos referem-se ao lote 1. Deste modo, admite-se como correto classificá-las como granitos. As análises das fácies Gr1

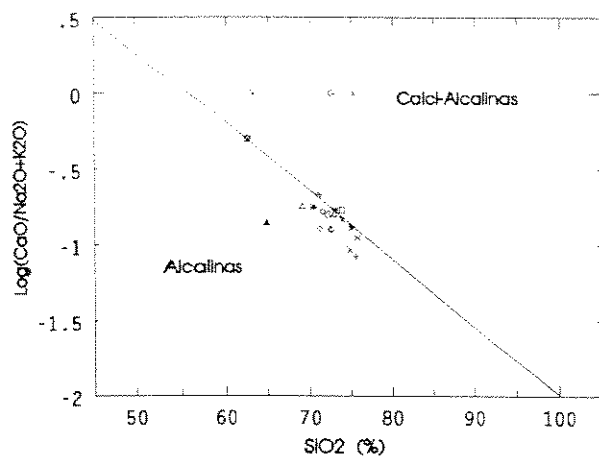


Figura 4.5 - Diagrama $\text{SiO}_2 \times \text{Log} (\text{CaO}/(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}))$

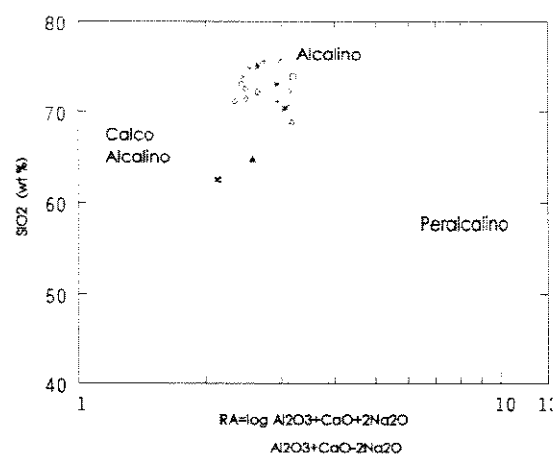


Figura 4.6 - Diagrama da razão de alcalinidade Wright (1969)

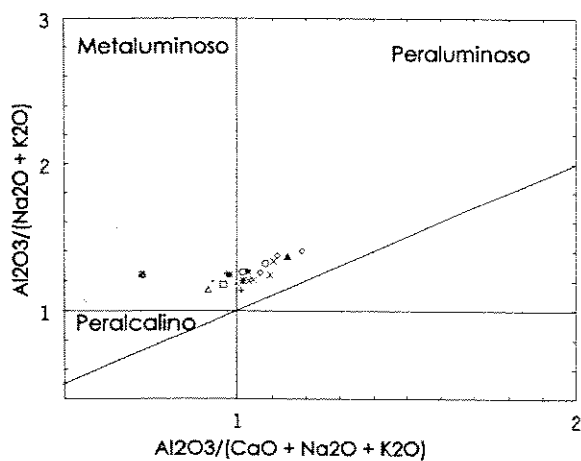


Figura 4.7 - Diagrama de aluminosidade Maniar & Piccoli (1989)

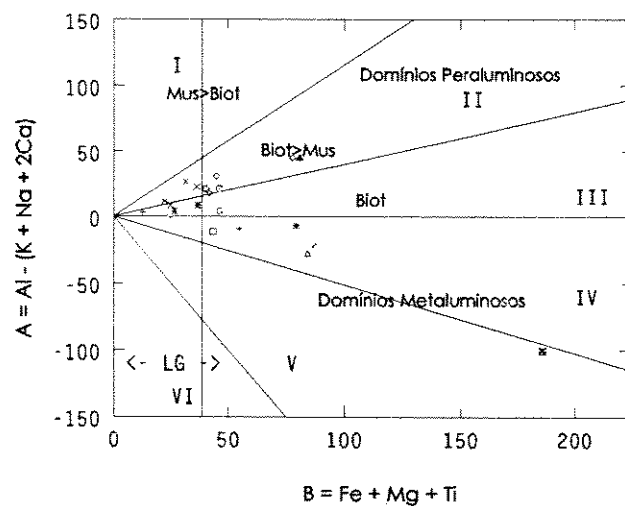


Figura 4.8 - Diagrama dos minerais característicos Debon & Le Fort (1983)

e Gr17 situam-se no campo dos quartzos sienitos. A mesma distribuição é ilustrada pelo diagrama de classificação de Middlemost (1985) (Figura 4.11) com exceção da fácies Gr1, que, neste caso, é denominada quartzo monzonito.

Batchelor & Bowden (1985), utilizando os valores catiônicos e moleculares de La Roche *et al.* (1981), definiram as séries tectônicas dos granitóides. Para os granitos Alta Floresta e Rio Pardo, os litotipos são caracterizados como sin colisionais. No caso dos granitos São Luiz, as análises situam-se no campo da fase tardi-orogênica (Figura 4.12).

4.9.3 - Litogeoquímica dos elementos traços

A Figura 4.13 ilustra as relações SiO_2 x Ba, Zr, Sr, Y e Rb e Nb. Os valores de Ba, Zr e Sr possuem tendência a diminuir com o aumento da SiO_2 . Nas rochas mais diferenciadas (ricas em SiO_2), o baixo conteúdo de Ba e Sr é explicado pelo fato destes elementos mostrarem nítida preferência pelo K dos FK e pelo Ca dos plagioclásios, respectivamente. O Zr aparece substituindo o Ti e o Fe em minerais como a magnetita, titanita e ilmenita ou formando o zircão. As fases mais diferenciadas são empobrecidas nestes minerais, o que explica o empobrecimento de Zr. A tendência inversa é exibida pelo Rb e Y que se mostram enriquecidos nas porções finais.

Imeokparia (1981) utiliza as razões Ba/Rb e Rb/Sr como indicativas do fracionamento magmático. Os diagramas das razões (Figuras 4.14 e 4.15) ilustram o caráter pouco evoluído dos GSL, que estão caracterizados por razões Ba/Rb e Rb/Sr altas e baixas, respectivamente, e pelos altos valores de Ba, Sr e Zr. O GAF, juntamente com a fácies ERH da SGRP, caracterizam as rochas mais evoluídas, exibindo razões Ba/Rb < 1, altas razões Rb/Sr e os menores teores de Ba, Sr e Zr. No que diz respeito a SGRP, a análise dos elementos traços confirma a sequência de diferenciação de fácies elaborada com base nos elementos maiores.

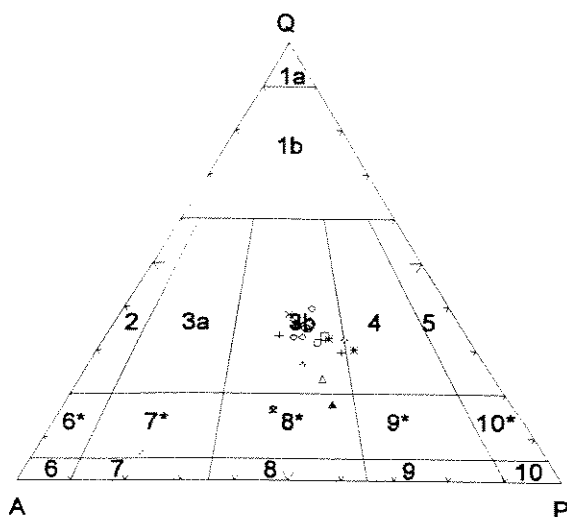


Figura 4.9 - Diagrama modal Q-A-P de Streckeisen (1976). Campos: 2.granito (per) alcalino, 3.granito, 4.granodiorito, 5.tonalito, 6.sienito (per) alcalino, 7.sienito, 8.monzonito, 9.monzodiorito, 10.gabro/diorito.

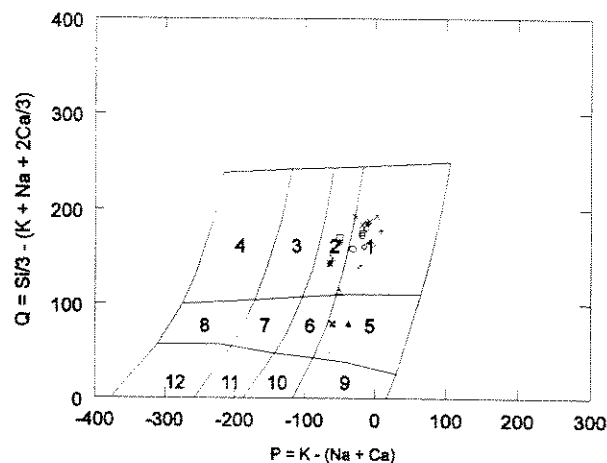


Figura 4.10 - Diagrama de classificação de Debon & Le Fort (1983). Campos: 1.granito, 2.adamelito, 3. granodiorito, 4.tonalito, 5.qtzo.sienito, 6. qtzo.monzonito, 7.qtzo.monzodiorito, 8.qtzo.diorito, 9.sienito, 10.monzonito, 11.monzogabro, 12.gabro.

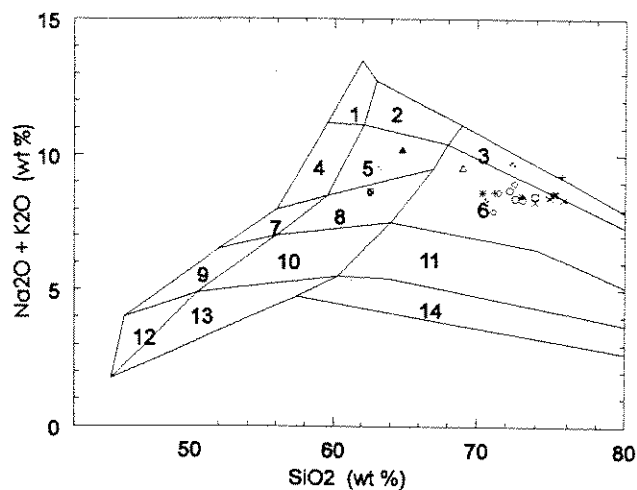


Figura 4.11 - Diagrama de classificação segundo Middlemost (1987)
1 - Alcali feldspato sienito, 2-alcali feldspato qtzto sienito
3-alcali feldspato granito, 4-sienito, 5-quartzo sienito

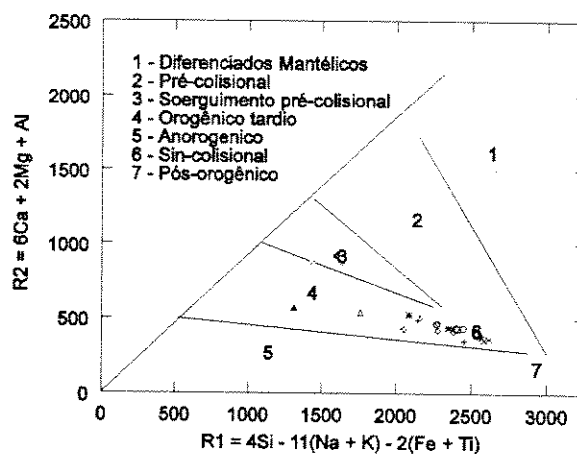


Figura 4.12 - Diagrama de posicionamento tectônico
Batchelor & Bowden (1985)

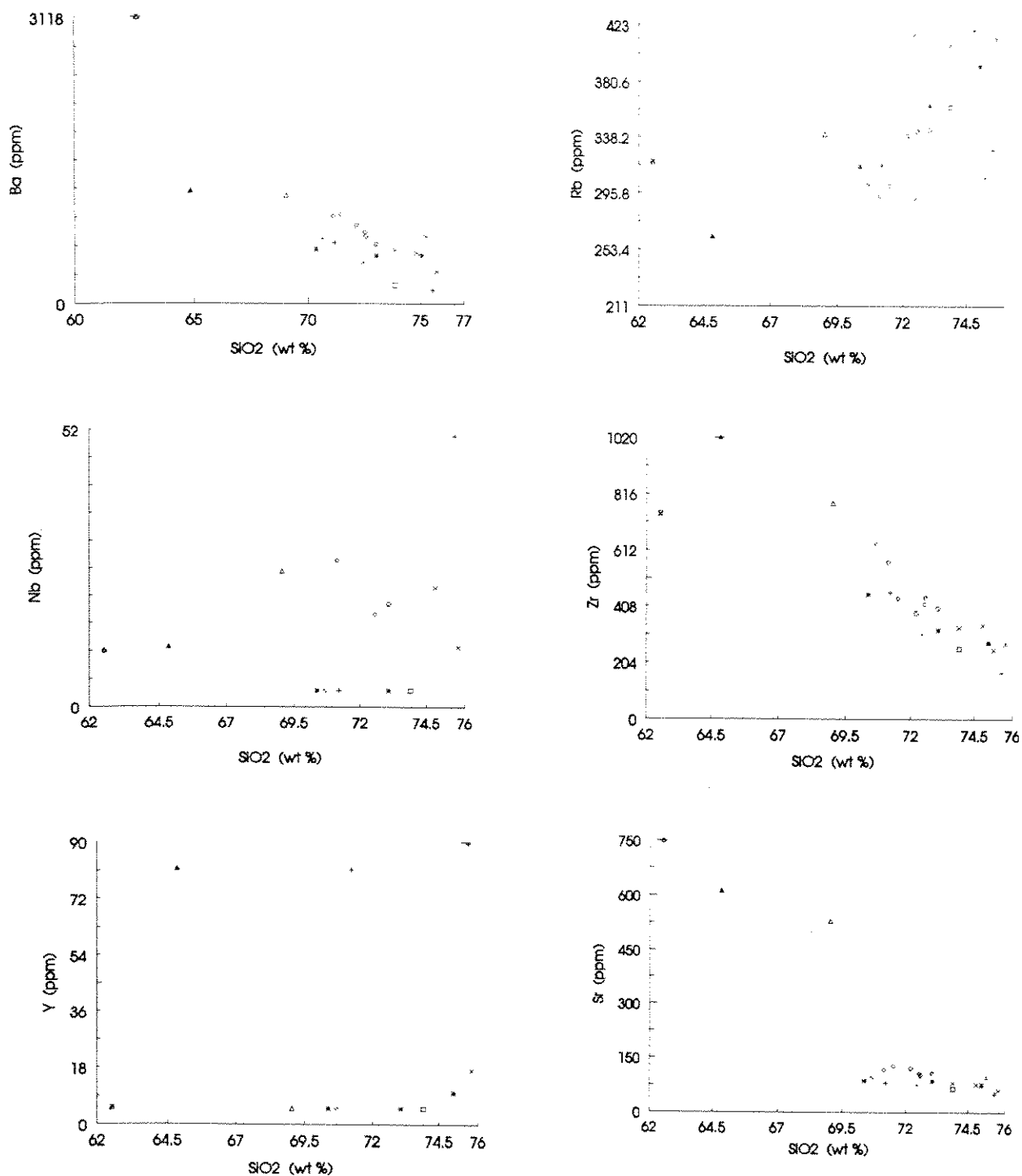


Figura 4.13 - Diagrama de variação SiO₂ x elementos traços

El Bouseily & El Sokkary (1975), partindo do princípio de que os elementos traços refletem o processo de cristalização fracionada, utilizaram a relação ternária Rb-Ba-Sr para avaliar a tendência de diferenciação das rochas granitóides. Neste diagrama (Figura 4.16), as rochas do GAF plotam no campo dos granitos altamente diferenciados. As fácies ERH, IC e IR da SGRP situam-se no campo dos granitos altamente diferenciados e normais. O restante das amostras caracterizam granitos normais. Com relação aos GSL, notamos novamente seu caráter pouco evoluído.

4.10 - Considerações Gerais - Suíte Granítica Rio Pardo

Algumas amostras dos granitos Rio Pardo e São Luiz foram selecionadas pelos geólogos da CPRM/RO para análises geocronológicas. As análises, elaboradas pelo método Rb-Sr no Centro de Pesquisas Geocronológicas da USP, forneceram os seguintes resultados:

Granito São Luiz - idade = 1003 ± 22 Ma

razão inicial de Sr = $0,7038 \pm 0,0005$

Granito Rio Pardo - idade = 1016 ± 30 Ma

razão inicial de Sr = $0,7046 \pm 0,0013$

Segundo Tassinari (1993), as idades apresentadas são concordantes entre si e caracterizam uma época próxima a 1000 Ma para formação e colocação destes plútons. Os valores das razões iniciais $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, em torno de 0,704, sugerem fontes similares, tendo sido formados por processos de fusão parcial de níveis profundos da crosta continental, possivelmente, com alguma participação de material mantélico.

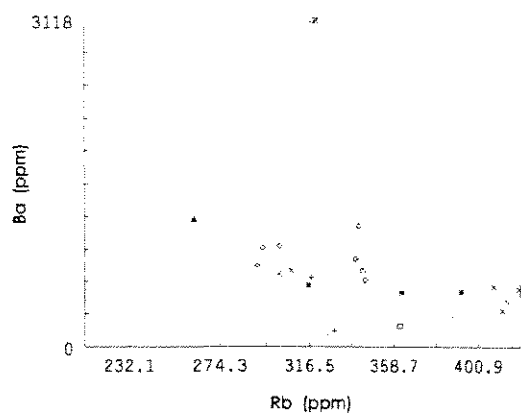


Figura 4.14 - Razão Ba/Rb

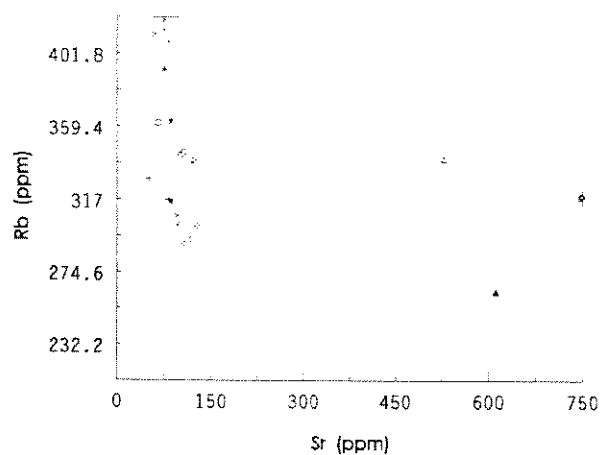


Figura 4.15 - Razão Rb/Sr

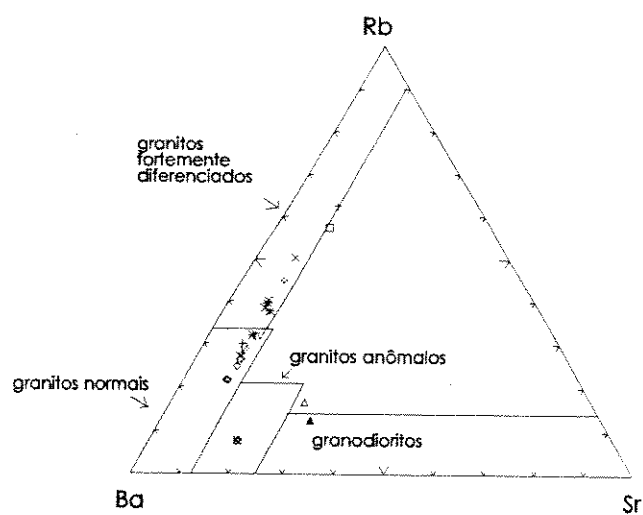


Figura 4.16 - Relação ternária Rb, Ba, Sr

De acordo com Bettencourt (1993), existem diferenças significativas nas idades fornecidas pelos métodos Rb-Sr e U-Pb nos granitos da Amazônia, sendo as últimas sistematicamente mais antigas. Deste modo, idades Rb-Sr não podem ser consideradas, *a priori*, como idades de formação dos granitos. As idades U-Pb refletem melhor a cristalização dos granitóides enquanto que aquelas fornecidas pelo método Rb-Sr definem o evento deformacional-metamórfico posterior. Por este motivo, é bem provável que os granitos estudados tenham idades mais antigas que as aqui ilustradas.

Com base nos valores fornecidos, os granitos Rio Pardo e São Luiz podem ser enquadrados nos Granitos Últimos de Rondônia, Cronogrupo Mais Antigo (1,05Ga). Os Granitos Últimos estão vinculados ao Evento Sunsás tendo sido formados entre 50 e 150Ma após a Orogenia Sunsás (Bettencourt, *op.cit*).

Segundo Silva, C.R. (com.pes., 1993) a suíte é considerada como sin a tardi colisional estando associada à Zona de Cisalhamento Transcorrente Rio Branco. Este fato é confirmado pelo diagrama da Figura 4.12. Os granitos mineralizados a Sn são anorogênicos e não apresentam deformações o que contrasta com o caráter sin-colisional e deformado das rochas da suíte.

As assinaturas de terras raras da Suíte Rio Pardo fornecidas pela CPRM, foram elaboradas pela GEOSOL, e podem ser visualizadas na Figura 4.17. Segundo Dall'Agnol *et al.* (1991), os granitos não mineralizados apresentam um enriquecimento de ETRL em relação aos ETRP, fracionamento pouco pronunciado dos ETRP e anomalia negativa de Eu moderada. Nos granitos mineralizados a Sn, o padrão das fases precursoras é semelhante ao dos granitos não mineralizados. As fases mais evoluídas mostram conteúdos menores de ETRL, anomalia de Eu pronunciada e ausência de fracionamento dos ETRP, o que origina o padrão plano, característico de granitos especializados. O enriquecimento de ETRP nos granitos mineralizados se deve à formação de complexos estáveis entre estes elementos, o F e demais fases voláteis. As assinaturas exibidas pela Suíte Rio Pardo mostram um padrão semelhante àqueles descritos para os granitos não mineralizados tais como, anomalia

negativa moderada de Eu, enriquecimento de ETRL em relação aos ETRP e fracionamento de ETRP.

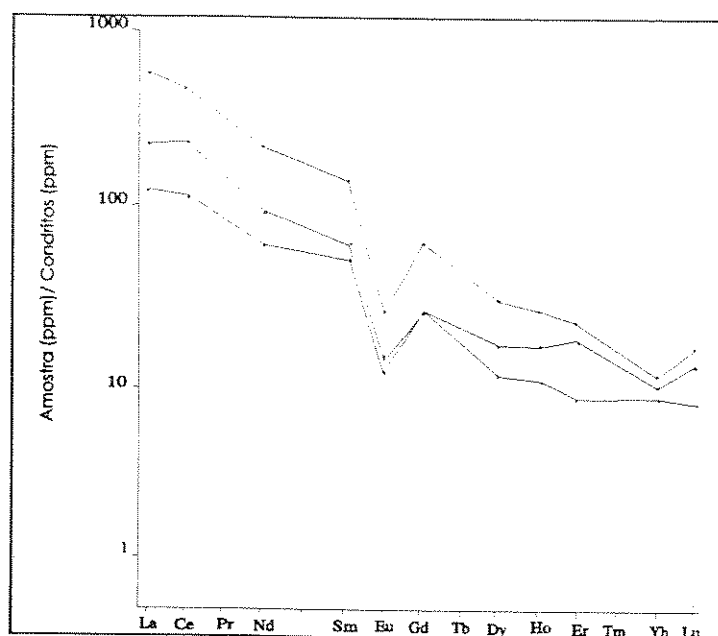


Figura 4.17 - Padrão dos ETR da Suíte Rio Pardo

O alto conteúdo de magnetita apresentado pelas rochas da suíte é indicativo da elevada fugacidade de O_2 à época de cristalização. Nestas condições não existe transporte de Sn e o elemento permanece nos interstícios dos minerais, não havendo portanto, a possibilidade de formação da cassiterita.

Os conteúdos relativamente altos de CaO, MgO, TiO_2 , Ba e Sr apresentados pelas rochas da suíte caracterizam fácies menos evoluídas que aquelas observadas em granitos estaníferos da literatura (Payolla *et al.*, 1991 e Adamy & Romanini, 1990). Segundo Bettencourt (com.pes., 1993) estas rochas apresentam semelhanças com os monzogranitos precursores de fácies mineralizadas a Sn no Maciço Oriente Novo.

Com relação aos processos magmáticos tardios, à exceção do *greisen* observado no ponto 27, não foi possível identificar a presença de rochas afetadas por processos desta natureza, essenciais para geração de depósitos de Sn. Não foi observada também, a

presença de topázio e fluorita, minerais indicativos da presença do flúor, de extrema importância no fracionamento e transporte do Sn.

De acordo com o que foi apresentado, as fácies ora mapeadas não apresentam características favoráveis ao desenvolvimento de depósitos estaníferos. No entanto, a exemplo do que ocorre em outros granitos mineralizados, estas fácies podem ser representativas de fases menos evoluídas. Talvez um mapeamento em maior escala permita verificar porções mais diferenciadas. Deve ser levado em consideração o fato de ter sido identificado, em três bacias de drenagem, a presença da cassiterita em concentrado de batéia. Embora existam dúvidas com relação ao correto posicionamento destas ocorrências e a real proveniência deste mineral, é possível que tenham existido cúpulas graníticas diferenciadas que, pelo nível atual de exposição, já tenham sido erodidas.

CAPÍTULO 5 - CONCLUSÕES

- A tecnologia de processamento digital de imagens de satélite aplicada a dados aerogamaespectrométricos e aeromagnetométricos regionais mostrou-se eficaz no discernimento das principais unidades litológicas e do arcabouço tectônico da área estudada.

- Os dados de aerogamaespectrometria apresentaram resultados bastante positivos principalmente no que concerne a discriminação de litologias. Embora os principais lineamentos da área sejam visíveis nas imagens aerogamaespectrométricas, eles não se apresentam tão nítidos como observados nas imagens aeromagnetométricas.

- Em corpos graníticos, a maior detecção de raios gama pela espectrometria aérea pode resultar tanto da variação faciológica como do grau de exposição da rocha. No caso da Suíte Granítica Rio Pardo, os maiores valores exibidos pelas imagens aerogamaespectrométricas foram relacionados a regiões com presença de solo pouco espesso, recobertas por uma vegetação, provavelmente, menos densa.

- No que diz respeito às imagens aeromagnetométricas, estas mostraram grande eficácia no reconhecimento da estruturação geral da área. Através destas imagens definiu-se a Falha de São Pedro, considerada o limite meridional do Gráben de Pimenta Bueno.

- Na região estudada, o padrão de ocupação humana, a intensa cobertura vegetal e o relevo pouco acentuado dificultaram em muito a extração de informações, de natureza geológica, das imagens TM.

- Com relação ao radar, a baixa qualidade das imagens e o relevo pouco acentuado limitaram a análise das feições estruturais da área.

- A análise conjunta dos dados gravimétricos e aeromagnetométricos permitiu a identificação de uma zona de sutura, de direção E-W, no sul da área.

- O mapeamento faciológico possibilitou a identificação de 5 fácies na Suíte Granítica Rio Pardo (SGRP), 3 nos granitos São Luiz (GSL) e 1 no Granito Alta Floresta (GAF);

- No contexto das rochas estudadas, as fácies dos granitos São Luiz corresponderam às menos diferenciadas e aquela do Granito Alta Floresta, a mais evoluída;

- As idades fornecidas para a SGRP e GSL permitem enquadrá-los no grupo dos Granitos Últimos de Rondônia, Cronogrupo Mais Antigo (1,05Ga);

- Na SGRP, os altos conteúdos de Ba, Sr, CaO, TiO₂, MgO e magnetita, o padrão da assinatura de ETR, o alto grau de deformação e a ausência de processos metassomáticos tardi/pós magmáticos constituem evidências pouco favoráveis ao desenvolvimento de mineralizações economicamente viáveis.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ABRAMS, M.J.; BROWN, D.; LEPLEY, L. & SADOWSKI, R. Remote sensing for porphyry copper deposits in Southern Arizona. *Economic Geology*, vol. 78, nº 4: 591-604, 1983.
- ADAMY, A. & ROMANINI, S.J. *Geologia da região Porto Velho-Abunã*. Departamento Nacional de Produção Mineral. Brasília, 273p., 1990.
- AMARAL, G. *Geologia pré-cambriana da região Amazônica*. São Paulo, IG-USP, 1974. (tese de livre docência).
- AMARAL, G. Províncias Tapajós e Rio Branco. In: Almeida F.F.M. & Hasui, Y. *O Pré-Cambriano do Brasil*. São Paulo, Edgard Blucher, cap.2, 6-35, 1984.
- ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B.B. & FUCK, R. Brazilian structural provinces an introduction. *Earth Sci. Rev.*, vol. 17, nº 1-2: 1-29, may. 1981.
- ALMEIDA FILHO, R. *Sensoriamento remoto orbital aplicado à prospecção mineral nas Províncias Estaníferas de Goiás e Rondônia: uma contribuição metodológica*. São Paulo: USP/IG, 1983, 171 p. (tese de doutorado)
- BATCHELOR, R.A. & BOWDEN, P. Petrogenetic interpretation of granitic rock series using multicationic parameters. *Chem. Geol.*, vol 48: 43-55, 1985.
- BETTENCOURT, J.S.; DALL'AGNOL, R.; YOKOI, O.Y.; VIGLIO, E.P.; DE PINHO, O.G.; SILVA, R.F. & CARNEIRO FILHO, L. The Rondonian tin-bearing granites and associated mineralization. In: *International Symposium on Granites and Associated Mineralizations: Excursion Guide*. Salvador, Bahia, 49-87, jan. 1987.
- BETTENCOURT, J.S. - *Pesquisas geológica, metalogenética e mineral no Cráton Amazônico. (sistematização crítica de parte da obra no período compreendido entre 1980 e 1992)*. São Paulo: USP/IG. 1992, Tese de livre docência
- BROWN, A.F. - Calc-alkaline intrusive rocks: her diversity evolution and relation to volcanic arcs. In: THORPE, R.S. (ed.) *Andesites*. John Wiley & Sons, New York, 1982.

- CHAOQUN The genetic types of the granitoids in South China. *Geology of granites and their metallogenetic relations*. Proceedings of the international Symposium, Nanjing, China, p. 253-276, 1982.
- CHAVEZ, P.S.; BERLIN, G.L.; SOWERS, L.B. Statistical method for selecting Landsat MSS ratios. *Journal of Applied Photographic Engineering*, vol 8, 23-30, 1992.
- CHAPPELL, B.W. & WHITE, A.J.R. Two contrasting granite types. *Pacific Geology*, v. 8, p.173-174, feb. 1974.
- CORDANI, U.G.; TASSINARI, C.C.G.; TEIXEIRA, W.; BASEI, M.A.S & KAWASHITA, K. Evolução tectônica da Amazônia com base nos dados geocronológicos. *Actas, II Congreso Geológico Chileno*, Arica, vol 4, 137-148, ago. 1979.
- CPRM Projeto Aerogeofísico Pacaás Novos. *Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais. Convênio DNPM/CPRM*. Rio de Janeiro, Relatório Final (inédito), 1983a.
- CPRM Projeto Aerogeofísico Serra dos Parecis. *Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais. Convênio DNPM/CPRM*. Rio de Janeiro, Relatório Final (inédito), 1983b.
- CRIPPEN, R.E. The dangers of underestimating the importance of data adjustments in band ratioing. *International Journal of Remote Sensing*, vol. 9, nº 4: 767-76, 1988.
- CRÓSTA, A.P. 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: *Thematic Conference on Remote Sensing for Exploration Geology*, 17, Calgary, Alberto, Canada, 1173-1187. oct. 1989.
- CRÓSTA, A.P. *Processamento digital de imagens de sensoriamento remoto*. Campinas: IG/UNICAMP, 1992. 170p.
- DALL'AGNOL, R.; TEIXEIRA, N.P.; MAGALHÃES, M.S. Diagnostic features of tin-specialized anorogenic granites os the amazonian region. *Workshop Mineralizações Associadas a Magmatismo Granítico*. Rio de Janeiro, 13-14, set. 1993.

- DALL'AGNOL, R.; LAFON, J.M.; MACAMBIRA, J.B. Proterozoic anorogenic magmatism in the Central Amazonian Province, Amazonian Craton: geochronological, petrological and geochemical aspects. *Mineralogy and Petrology*, vol 46, 1-26, oct. 1991.
- DARNLEY, A.G. Airborne Gamma Ray Survey Techniques. Geologic Survey of Canada. Ottawa, NATO Advanced Study Institute on Methods of Prospecting for Uranium Minerals London, England, 21 sep -2 oct 1971. Preprint of paper.
- DEBON, F. & LE FORT, P. A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Earth Science*, vol 73, 135-149, sep. 1983.
- DRURY, S.A. *Image interpretation in geology*. London, Allen & Unwin, 1987. 243p.
- EL BOUSEILY, A.M. & EL SOKKARY, A.A. The relation between, Rb, Ba and Sr in granitic rocks. *Chem. Geol.* vol 16, 207-219, 1975.
- FELDMAN, S.C. & TARANIK, J.V. Comparison of techniques for discriminating hydrothermal alteration minerals with airborne imaging spectrometer data. *Remote Sensing of Environment*, New York, Elsevier Science Publishing, vol. 24: 67-83, 1988.
- FERNANDEZ-ALONSO, M. & TAHON, A. Lithological discrimination and structural trends in W-Rwanda (Africa) on images of airborne radiometric and magnetic surveys, coregistered to a Landsat TM scene. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, v.57, n 9, p.1155-1162, 1992.
- FERREIRA, J.F.F.; BICHO, C.P.; CRÓSTA, A.P.; AMARAL, G.; VASCONCELLOS, R.M.; METELO, M.J.; FERREIRA, J.C.G. - Interpretação preliminar da geologia da Folha Presidente Médici (SC.20-Z-C) Rondônia, com base no processamento de imagens aerogamaespectrométricas e aeromagnetométricas. In: Congr. Bras. Geol., 37 São Paulo, *Anais...* vol.1, 1992.
- FERREIRA, J.F.F. *Aerogamaespectrometria e aeromagnetometria de um trato ocidental do pré-cambriano paulista*. São Paulo, USP/IG, 1991, 150p. (tese de doutorado)
- FORD, K.L. & O'REILLY, G.A. Airborne gamma-ray spectrometric surveys as an indicator of granophile element specialization and associated mineral deposits in the granitic rocks of

- the Meguma Zone of Nova Scotia, Canadá. *High heat production (HHP) granites, hydrothermal circulation and ore genesis*, Institution of Mining and Metallurgy, p.113-133, 1985.
- FRASER,S.J.; GABELL,A.R.; GREEN,A.A. & HUNTINGTON,J.F. Targeting epithermal alteration and gossans in weathered and vegetated terrains using aircraft scanners: succesful australian case histories. In: *Thematic Conference On Remote Sensing for Exploration Geology*, 5, Reno, Nevada, Sep.-Oct. 1986.
- GALBRAITH, J.H. & SAUNDERS, D.F. Rock classification by characteristics of aerial gamma-ray measurements. *Journal of Geoch. Exploration*, vol 18, p.49-73, 1983.
- GEOSOFT, *Bigrid version 1.3 , Program documentation*. Toronto, Canadá , 1986. 20p.
- GEOSOFT, *Magmap version 1.3 , Program documentation*. Toronto, Canadá , 1986. 52p.
- GILLESPIE, A.R.; KAHLE,A.B. & WALKER,R.E. Color enhancement of highly correlated images: I.Decorrelation and HSI contrast stretches. *Remote Sensing of Environment*, vol. 20: 209-35, 1986.
- GRASTY, R.L.; CARSON, J.M.; CHARBONNEAU, B.W. & HOLMAN, P.B. Natural background radiation in Canadá. *Geological Survey of Canadá*, Bulletin 360, 1984. 39p.
- GRASTY, R.L.; GLYNN, J.E. & GRANT, J.A. The analysis of multichannel airborne gamma-ray spectra. *Geophysics*, vol. 50, nº 12: 2611- 2620, dec. 1985.
- HARDING, A.E. & FORREST, M.D. Analysis of multiple geological datasets from English Lake District. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 27(6):732-738, Nov.1989.
- HARRIS, J.R.; MURRAY, R. & HIROSE, T. IHS transform for the integration of radar imagery with other remotely sensed data. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, ASPRS, vol. 56, nº 12: 1631-41, Dec. 1990.
- HASUI, Y. & ALMEIDA, F.F.M. The Central Brasil Shield reviewed. *Episodes*, vol 8, nº 1:29-37, 1985.

- HASUI, Y.; HARALYL, N.L.E; SCHOBENHAUS, C. Elementos geofísicos e geológicos da região Amazônica: subsídios para o modelo geotectônico. In: Symp. Amaz., 2, Manaus, Anais... 129-147, 1984.
- HUNT, G.R. Spectral signatures of particulate minerals in the visible and near infrared. *Geophysics*, vol. 42, nº 3: 501-513, Apr. 1977.
- HUTCHINSON, C.S. Tectonic settings of tin-tungsten granites in southeast asia. *Exploration and Evaluation Techniques for Tin/Tungsten Granites in Southeast Asia and the Western Pacific Region*, 1988.
- IMEOKPARIA, E.G. Ba/Rb and Rb/Sr ratios as indicators of magmatic fractionation, postmagmatic alteration and mineralization of the Afu Younger Granite Complex, Northern Nigeria. *Geochem. J.*, vol. 15, 209-219, nov. 1981.
- ISHIHARA, S. The granitoid series and mineralization. *Economic Geology*, v.75, p.458-484, 1981.
- ISOTTA, C.A.R; CARNEIRO, J.M; KATO, H.F.; BARROS, R.J.S. Projeto província estanífera de Rondônia. *Relatório Final. Convênio DNPM/CPRM*, 1978.
- KAUFMANN, H. Mineral exploration along the Aqaba-Levant Structure by use of TM-data Concepts, processing and results. *Int. J. Remote Sensing*, vol 9, nº11, 1639-1658, 1988.
- KILLEEN, P.G. & HEIER, K.S. Trend surface analysis of Th, U and K, and heat production in three related granitic plutons, Farsund Area, South Norway. *Chemical Geology*, vol 15: 163-176, nov. 1975.
- KLOOSTERMAN, J.B. Ring structures in the Oriente and Massangana granite complexes, Rondônia, Brazil, *Eng. Min. Met.* vol. 45: 73-77, 1967.
- KNOLL, G.F. *Radiation detection and measurement*. New York, John Wiley & Sons, 2nd ed., 1989. 754p.
- KOGAN, R.M.; NAZAROV, J.M & FRIDMAN, Sh.D. *Gamma spectrometry of natural environments and formations*. NTIS, Springfield, V.A., 1971. 337p.

- LAMB, A.D. & PENDOCK, N.E. Band prediction techniques for the mapping of hydrothermal alteration. In: *Thematic Conference on Remote Sensing for Exploration Geology*, 7, Calgary, Alberta, Canada, Oct. 1989.
- LA ROCHE, H., LETERRIER, J., GRANDCLAUDE, P., MARCHAL, M. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagrams and major element analyses - its relationships with current nomenclature. *Chem. Geol.* vol 29: 183-210, 1980.
- LAVREAU, J. & FERNANDEZ-ALONSO, M. Correcting airborne radiometric data for water/vegetation screening using Landsat Thematic Mapper imagery. In: *Thematic Conference on Geologic Remote Sensing*, 8, Denver, Colorado, USA, apr.-may, 1991
- LEAL, J.W.L.; SILVA, G.H.; SANTOS, D.B.; TEIXEIRA, W.; LIMA, M.I.C.; FERNANDES, C.A.C & PINTO, A.C. Geologia. In: MME/DNPM - *Projeto RADAMBRASIL, Folha SC.20, Porto Velho*. Levantamento de Recursos Naturais. Rio de Janeiro, vol. 16, 184p, 1978.
- LITHERLAND, M. & BLOOMFIELD, K. The Proterozoic history of eastern Bolivia. *Precamb. Res.*, vol. 15: 157-179, 1981.
- MAGEE, R.W.; MOORE, J.McM. & BRUNNER, J. Thematic mapper data applied to mapping hydrothermal alteration in South West New Mexico. In: *Thematic Conference on Remote Sensing for Exploration Geology*, 5, Reno, Nevada, Sep.-Oct. 1986.
- MACLEOD, I.N.; VIEIRA, S.; CHAVES, A.C. Analytic signal and reduction-to-the-pole in the interpretation of total magnetic field data at low magnetic latitudes. In: Congr. Inter. Soc. Bras. Geof., 3, *Anais...*, vol.2, 809-813, Rio de Janeiro, nov. 1993.
- MANIAR, P.D. & PICCOLI, P.M. Tectonic discrimination of granitoids. *Geol. Soc. of Am. Bull.*, vol 101, n° 5: 635-643, may. 1989.
- MANNING, D.A.C. & PICHAVANT, M. Volatiles and their bearing on the behaviour of metals in granitic systems. *C.I.M. Spec. V.* 39, p.13- 24, 1987.
- MATHER, P.M. *Computer processing of remotely sensed images*. Chichester, John Willey and Sons, 1987. 352p.

- MIDDLEMOST, E.A.K. *Magmas and magmatic rocks*. John Wiley & Sons, New York, 1987, 266p.
- MITCHELL, A.H.G. Rift-, subduction- and collision-related tin belts. *Bulletin of the Geological Society of Malaysia*, v.11, p.81-102, jun. 1979.
- PASCHOLATI, E.M. *Caracterização geofísica da suíte intrusiva de Itu*. São Paulo, IAG/USP, 1990. 135p. (tese de doutorado).
- PAYOLLA, B.L; LEITE JR., W.B.; BETTENCOURT, J.S; PINHO, O.G. Aspectos geológicos, petrográficos e litogeoquímicos do maciço Pedra Branca (RO). Considerações preliminares. *Anais III Simp. Geol. Amaz.*, Belém, PA, dez. 1991.
- PEARCE, J.A., HARRIS, N.B.W., TINDLE, A.G. Trace element discrimination diagrams for tectonic interpretation of granitic rocks. *Journ. Petrol.*, vol 25: 956-983, apr.1984.
- PINHEIRO, L.M. - *Processamento digital de dados aerogeofísicos: aplicações em gravimetria e magnetometria*. Tese de mestrado, Aveiro, 1985.
- PITKIN, J.A. & DUVAL, J.S. Design parameters for aerial gamma-ray surveys. *Geophysics*, vol 45, nº 9: 1427-1439, sep. 1980.
- PINTO FILHO, F.P.; FREITAS, A.F.; MELO, C.F.; ROMANINI, S.J. *Projeto Sudeste de Rondônia*. Porto Velho, Conv. DNPM/CPRM. Relatório Final. vol. 1, 169p, 1977.
- PLANT, J.; O'BRIEN, C.; TARNEY, J.; HURDLEY, J. Geochemical criteria for the recognition of high heat production granites. *High heat production (HHP) granites, hydrothermal circulation and ore genesis*, Institution of Mining and Metallurgy, p.263-285, 1985.
- PLIMER, I.R. Fundamental parameters for the formation of granite- related tin deposits. *Geologische Rundschau*, v.76, n.1, p.23-40, jan. 1987.
- POLLARD, P.J. Magmatic and posmagmatic processes in the formation of rocks associated with rare-elements deposits. *Trans. Min. Metall. Appl. Earth Sci.*, V.92:B1-B9, feb. 1983.
- POLLARD, P.J.; PICHAVANT, M.; CHAROY, B. Contrasting evolution of fluorine and boron-

- rich tin systems. *Mineral. Deposita* .v.22, p.315-321, mai. 1987.
- PODWYSOCKI, M.H.; SEGAL, D.B. & ABRAMS, M.J. Use of multispectral scanner images for assessment of hydrothermal alteration in the Marysvale, Utah, mining area. *Economic Geology*, vol. 78, nº 4: 675-87, Jun.-Jul. 1983.
- PRIEM, H.N.A.; BON, E.H.; VERDURMEN, E.A.Th & BETTENCOURT, J.S. Rb-Sr chronology of Precambrian crustal evolution in Rondônia (western margin of the Amazonin craton), Brazil. *Journ. of South American Earth Sciences*, vol 2, nº2: 163-170, feb. 1989.
- PROST, G. Alteration mapping with airborne multispectral scanners. *Economic Geology*, vol. 75, nº 6: 894-906, Sep./Oct. 1980.
- RICHARDS, D.J. & WALRAVEN, F. Airborne geophysics and ERTS imagery. *Minerals Sci. Engng.*, vol 7, nº 3: 234-278, jul. 1975.
- ROGERS, J.J.W. & ADAMS, J.A.S. Uranium. *Handbook of Geochemistry*, vol II/1. cap.92. Springer-Verlag, Berlin.1969a.
- ROGERS, J.J.W. & ADAMS, J.A.S. Thorium. *Handbook of Geochemistry*, vol II/1. cap.90. Springer-Verlag, Berlin.1969b.
- ROLIM, S.B.A & PARADELLA, W.R. IHS: Uma técnica de processamento digital para integração de dados de geofísica e de sensoriamento remoto. In: Congr. Inter. Soc. Bras. Geof., 3, *Anais...*, vol.2, 1019- 1024, Rio de Janeiro, nov. 1993.
- ROTHERY, D. Decorrelation stretching and related techniques as an aid to image interpretation in Geology. *Annual Conference of the Remote Sensing Society*, 13, Nottingham. University of Nottingham, sep. 1987.
- ROWAN, L.C.; GOETZ, A.F.H. & ASHLEY, R.P. Discrimination of hydrothermally altered and unaltered rocks in visible and near infrared multispectral images. *Geophysics*, Soc. of Exploration Geophysicists, vol. 42, nº 3: 522-35, Apr. 1977.
- ROWAN, L.C. & KAHLE, A.B. Evaluation of 0.46 to 2.36- μm Multispectral Scanner images of the East Tintic Mining District, Utah, for mapping hidrothermally altered rocks. *Economic*

- Geology*, vol. 77: 441-52, 1992.
- SANTOS, J.O.S & LOGUÉRCIO, S.C.O. A parte meridional do Cráton Amazônico (Escudo Brasil Central e as Bacias do Alto Tapajós e Parecis Alto-Xingu. In: Schobbenhaus, C. (coord.) *Geologia do Brasil*. MME-DNPM, cap.3: 93-127, 1984.
- SAYN-WITTGENSTEIN, L. New developments in tropical forest inventories. *12Th Int. Symp. on Remote Sensing of Environ.*, Manila, Philippines. vol 2: 1187-1198. 1978.
- SCANDOLARA, J; RIZZOTO, G; SILVA, L.C. Geologia da região de Nova Brasilândia, sudeste de Rondônia. In: Congr. Bras. Geol., 37 São Paulo, *Anais...* vol.1, 154-155, 1992.
- SCANDOLARA, J.E.; SILVA, R.C; SANTARÉM, P.C. Geometria e cinemática do sistema de cisalhamento Paulo Saldanha/Rio Pardo, sudeste de Rondônia. In: Congr. Bras. Geol, 37 São Paulo, *Anais...* vol.1, 358- 359, 1992.
- SEGAL, D.B. Use of Landsat Multispectral Scanner data for the definition of limonitic exposures in heavily vegetated areas. *Economic Geology*, vol. 78, nº 4: 711-22, Jun.-Jul. 1983.
- SHEFFIELD,C. Selecting band combinations from multispectral data. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, American Society for Photogrammetry and Remote Sensing (ASPRS), Falls Church, Virginia, vol. 51, nº 6: 681-7, Jun. 1985.
- SIQUEIRA, L.P. Bacia dos Parecis. *B. Geoc. PETROBRÁS*, Rio de Janeiro, RJ. vol. 3, nº 1/2: 3-16, jan/jun. 1989.
- SILVA, U.N. *Projeto Mapas Metalogenéticos e de Previsão de Recursos Minerais. Folha (SC.20-Z-C)(Presidente Médici). Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais. Convênio DNPM/CPRM. Porto Velho, Relatório Final (inédito), 1983.*
- SILVA, C.R.; BAHIA, R.B.; SILVA, L.C. Geologia da região de Rolim de Moura-Sudeste de Rondônia. In: Cong Bras. Geol, 37 São Paulo, *Anais...* vol.1, 152-153, 1992 .
- STREICKEISEN, A.L. To each plutonic rock its proper name. *Earth Sci. Rev.*, nº12,1-33, 1986

1976.

TASSINARI, C.C.G. *Relatório interno*. CPRM 1993. (inédito).

TASSINARI, C.C.G.; TEIXEIRA, W.; SIGA, O.; KAWASHITA, K. & CORDANI, U.G. Geological evolution and evaluation of recent geochronological data in the Amazonian cráton. *Final Meeting of the Working Group for IGCP Project 204: Precambrian Evolution of the Amazonian Region - Extended Abstracts*. Carajás, Pará, 20-31, sep. 1987.

TASSINARI, C.C.G.; SIGA Jr., O. TEIXEIRA, W. Épocas metalogenéticas relacionadas à granitogênese do Cráton Amazônica. In: Congr. Bras. Geol., 33, Rio de Janeiro, *Anais...* vol 6, 2963-2977, 1984.

TAYLOR, R.G. *Geology of tin deposits*. Amsterdam, Elsevier, 543p., 1979.

TEIXEIRA, W. & TASSINARI, C.C.G. Caracterização geocronológica da Província Rondônia e suas implicações geotectônicas. *Anais, II Symposium Amazônico*. Manaus, 87-94, apr. 1984.

TEIXEIRA, W.; TASSINARI, C.C.G.; CORDANI, U.G. & KAWASHITA, K. A Review of the geochronology of the Amazonian Craton: tectonic implications. *Precamb. Research*, vol. 42, 213 - 227, 1989.

TELFORD, W.M., GELDART, L.P., SHERIFF, R.E., KEYS, D.S. *Applied Geophysics*. 2nd ed. New York, Cambridge University Press, 1990.

TRAVASSOS, J.M & FIGUEIREDO, I. Avaliação da blindagem de uma floresta à radiação gama natural emitida pelo solo. *Rev. Bras. Geof.*, vol 10, nº 1: 55-64, mar. 1992.

NIELSEN, U & ALDRED, A.H. New developments for surveys prove successful. *Proc. Int. Symp. on Rem. Sens. for Obs. and Inventory of Earth Resources and the Endangered Environment. Int. Soc. for Photogrammetry*. Freiburg, vol 3: 1949-1960. 1977.

VASCONCELLOS, R.M ET AL. *Geofísica em levantamentos geológicos*. Rio de Janeiro, CPRM, Divisão de Geofísica e Sensores Remotos, DIGEOF, 1993. inédito.

- WHITE, A.J.R. & CHAPPELL, B.W. Granitoid types and their distribution in the Lachlan Fold Belt, southeastern Australia. *Geological Society of America Memoir*. v.159, 21-34, jul. 1983.
- WRIGHT, J.B. A simple alkalinity ratio and its application to questions of non-orogenic granite genesis. *Geol. Mag.* vol 106, nº 4: 370-384, 1969.
- YEATES, A.N., WYATT, B.W. & TUCKER, D.H. Application of gamma-ray spectrometry to prospecting for tin and tungsten granites, particularly within the Lachlan Fold Belt, New South Wales. *Economic Geology*, vol 77: 1725-1738, jun. 1982.

ANEXO 1

DESCRIÇÃO DAS FÁCIES DOS GRANITOS RIO PARDO, ALTA FLORESTA E SÃO LUIS

ÍNDICE

1 - DESCRIÇÃO DAS FÁCIES DA SUÍTE GRANÍTICA RIO PARDO

1.1 - Fácies Equigranular Rosa Hololeucocrática (ERH)	01
1.2 - Fácies Inequigranular Rosa (IR)	02
1.3 - Fácies Inequigranular Cinza Rosada (ICR)	03
1.4 - Fácies Inequigranular Cinza (IC)	04
1.5 - Fácies Equi/Inequigranular Cinza (E/IC)	06

2 - DESCRIÇÃO DA FÁCIES DO GRANITO ALTA FLORESTA

2.1 - Fácies Equigranular Amarela (EA)	08
----------------------------------------------	----

3 - DESCRIÇÃO DAS FÁCIES DO GRANITO SÃO LUIZ

3.1 - Fácies Porfírica Castanho (PC)	09
3.2 - Fácies Mela-Porfiróide Rosada (MPR)	10
3.3 - Fácies Porfiróide Rosada (PR)	11

1 - DESCRIÇÃO DAS FÁCIES DA SUÍTE GRANÍTICA RIO PARDO

1.1 - Fácies Equigranular Rosa Hololeucocrática (ERH)

Ocorrência e contatos

Esta fácies foi observada somente a nível de afloramento nos pontos 2, 5, 63 e 94. No ponto 94 registrou-se um contato brusco representado pela intrusão desta fácies nas rochas da fácies inequigranular cinza. O corpo intrudido apresentava espessura aproximada de 40 cm. Os contatos com outras fácies não foram observados.

Descrição Macroscópica

São representadas por monzogranitos de coloração rosa, anisotropia incipiente, textura fanerítica equigranular, hololeucocráticas, granulação fina com tamanho dos grãos variando entre 0.8 e 2mm, média de 1mm. São constituídas essencialmente por quartzo, microclínio róseo e plagioclásio, apresentando ainda biotita e magnetita (Foto 4.21). As magnetitas são euhedrais com tamanho variando entre 1-4mm. Encontram-se dispersas pela rocha. Muitas vezes observa-se apenas os "buracos" deixados pelo mineral.

Descrição Microscópica

Ao microscópio, estas rochas apresentam textura equigranular, granulação fina, média em torno de 1mm, constituídas por quartzo (36%), microclínio (33%), plagioclásio (30%), opacos (1%), biotita (traços) e zircão (traços).

Os cristais de microclínio encontram-se sericitizados, sendo subhedrais com tamanho médio em torno de 2mm. Apresentam geminação em grade. Os contatos com os outros constituintes da rocha são serrilhados a lobulados.

O quartzo apresenta-se sob a forma anedral com tamanho médio de 1.5mm.

Os cristais de plagioclásio (oligoclásio) encontram-se bastante alterados havendo formação de sericita e epidoto.

As biotitas exibem pleocroísmo castanho claro a castanho médio com tamanho médio

em torno de 0.5mm.

Os opacos e zircões ocorrem como cristais submm dispersos pela lâmina.

1.2 - Fácies Inequigranular Rosa (IR)

Ocorrência e contatos

Esta fácies ocorre na porção oriental da suíte. O contato com a fácies inequigranular cinza não foi observado. Na porção oriental estas rochas apresentam estruturas miloníticas tendendo a equigranulares enquanto que, caminhando para oeste, passam a ter anisotropia menos acentuada e textura inequigranular fina a média. Observou-se, no ponto 16, a presença de um xenolito do gnaiss São Felipe (cerca de 36cm de comprimento x 8 cm de largura) englobado por rochas desta fácies. São frequentes as ocorrências de veios pegmatóides.

Descrição Macroscópica

Esta fácies é constituída por monzogranitos com texturas inequi a equigranulares, leuco a mesocráticas, coloração rosada, forte anisotropia (Foto 4.22). São compostas essencialmente por quartzo, microclínio, plagioclásio, biotita e magnetita. A magnetita ocorre muitas vezes formando pequenos agregados dispersos pela rocha. Em geral, são mais frequentes em veios pegmatóides. Os critérios macroscópicos que a distingue das outras fácies são a coloração rosada e a forte anisotropia.

Descrição Microscópica

Ao microscópio, estas rochas apresentam estrutura anisotrópica, textura inequigranular hipidiomórfica, com granulação variando desde submm até 4 mm, média de 2 mm. São compostas essencialmente por quartzo (30%), plagioclásio (30%), microclínio (28%), tendo como máfico principal a biotita (10%) e, entre os acessórios, opacos (2%), allanita, apatita e zircão.

Entre os cristais de quartzo predominam as formas anhedrais com dimensões variando desde submm até 3mm, média de 2-2,5mm. Os contatos com os demais

constituintes são denteados a lobulados.

O plagioclásio (andesina/oligoclásio) ocorre sob formas subedrais a euhedrais com dimensões variando entre 1 e 6mm, média de 3-4mm. Exibe geminação polissintética com maclas bastante próximas. Apresenta mirmerquitas não muito frequentes. Encontra-se frequentemente alterado com formação de sericita.

O feldspato potássico (microclínio) possui formas subedrais com dimensões variando entre 1-4mm. Apresentam geminação em grade, textura gráfica e cristais poiquilíticos com inclusões de biotita, plagioclásio e zircão.

A biotita exibe pleocroísmo castanho pálido a castanho esverdeado escuro, formas subedrais a anhedrais e hábito placóide. As dimensões oscilam entre 0.5 e 2mm com média entre 0.8 e 1.5 mm. Em geral apresentam forte alinhamento. Inclusões de apatita e zircão são frequentes.

Os cristais de zircão e apatita são euhedrais, podendo ocorrer como inclusões nos demais minerais.

Os opacos estão representados pela magnetita e apresentam formas euhedrais com tamanho entre 0.8 e 2mm.

1.3 - Fácies Inequigranular Cinza Rosada (ICR)

Ocorrência e contatos

Esta fácies aparece no setor ocidental da suíte, na porção central da fácies . Os contatos com as outras fácies não foram observados.

Descrição Macroscópica

As rochas desta fácies são constituídas por monzogranitos de coloração cinza rosada, granulação média com cristais variando entre 0.8 e 4mm, média de 2mm, anisotropia marcante, textura fanerítica inequigranular, mesocrática, constituídas essencialmente por quartzo, FK, plagioclásio e biotita (fotografia 4.23).

Descrição Microscópica

Ao microscópio apresentam textura hipidiomórfica, inequigranular a equigranular com granulação variando entre 0.5 e 4mm, média de 1.5-2mm. São compostas por quartzo (30%), microclínio (25%), plagioclásio (30%), biotita (13%), tendo como acessórios hornblenda, apatita, zircão e allanita (2%).

Os cristais de quartzo são normalmente anedrais com tamanho variando entre 0.5 e 2mm. Os contatos com os outros constituintes são lobulados a retos.

Os cristais de feldspato potássico (microclínio) são subedrais com tamanho variando entre 1.5 e 2.5mm, média de 1.5mm. Em geral, os cristais maiores são poiquiliticos contendo inclusões de allanita, zircão, apatita e plagioclásio. Apresentam geminação em grade.

O plagioclásio (oligoclásio) encontra-se intensamente sericitizado, são subedrais a euhedrais com tamanho médio em torno de 1.5mm.

A biotita exibe pleocroísmo castanho pálido a marrom esverdeado escuro, formas subedrais com dimensão média de 1mm. Em alguns locais são formados a partir da hornblenda.

Os cristais de hornblenda aparecem frequentemente associados às biotitas. Em geral estão cloritizados ou sofrendo transformações para biotita.

A allanita, zircão e apatita ocorrem como cristais submm dispersos pela lâmina.

1.4 - Fácies Inequigranular Cinza (IC)

Ocorrência e contatos

Esta fácies ocupa toda a porção central da suíte granítica Rio Pardo. Os contatos com as fácies inequigranular rosa e inequigranular cinza não foram observados. No ponto 94 foi registrado um contato brusco, intrusivo, entre esta fácies e a fácies equigranular hololeucocrática.

Em função do grau de alteração das magnetitas, as rochas desta fácies podem apresentar coloração cinza esbranquiçada amarelada ou avermelhada. Estas mudanças de coloração podem ser vistas em escala de afloramento; no entanto, é possível elaborar uma

separação de ambas por predominância em área. Desta forma, na metade oeste da fácies predomina a coloração amarela enquanto que a coloração vermelha é observada com maior frequência na metade leste.

Dentro desta fácies observou-se a presença de rochas afetadas por processos de alteração tardi/pós magmáticos. No ponto 27, em um afloramento de chão de estrada, notou-se a presença de um greisen cuja extensão não pôde ser avaliada. A rocha apresenta coloração esverdeada sendo composta essencialmente por quartzo (47%), sericita (43%) e FK (10%). No ponto 28 observou-se a ocorrência de alguns blocos métricos (1x1) de quartzo. Bem próximo a esta região, a sul do ponto 26 e a norte do ponto 29, ocorrem rochas com composições diferentes daquelas descritas para esta fácies. Tais rochas apresentam maior porcentagem de plagioclásio, possuindo coloração esbranquiçada, granulação média sendo compostas por quartzo (30%), plagioclásio (38%), FK (25%) e biotita (7%).

Descrição Macroscópica

Nesta fácies, as rochas são constituídas por monzogranitos com granulação predominando entre 3 e 6 mm, coloração cinza esbranquiçada amarelada ou avermelhada, leucocrática, textura inequigranular, fracamente orientada, composta essencialmente por quartzo (0.4 cm), microclínio (0.7cm), plagioclásio (0.5 cm), biotitas (0.2cm), magnetitas (1cm) (Foto 4.24). As magnetitas ocorrem sob a forma de agregados dispersos pela rocha.

Descrição Microscópica

Ao microscópio, as rochas desta fácies apresentam textura inequigranular, fraca anisotropia, com granulação variando desde submm até 6mm, média de 3mm, sendo compostas essencialmente por quartzo (30%), microclínio (35%) e plagioclásio (30%). O máfico predominante é a biotita (5%), ocorrendo ainda hornblenda. Entre os acessórios são comuns a titanita, apatita, zircão e opacos.

Entre os cristais de quartzo predominam as formas anhedrais com dimensões entre 1 e 6mm, média de 3/5 mm. Apresentam extinção ondulante fraca e sistemas de fraturas com presença de inclusões.

O plagioclásio (oligoclásio) possui formas euhedrais a subedrais com dimensões variando entre 0.3 e 2mm, média de 1 mm. Os grãos com dimensões menores são geralmente euhedrais, apresentando contatos lobulados a retos. Exibem geminação polissintética, sendo frequente a presença de mirmerquitas. Apresenta sericitização intensa.

O microclínio aparece com formas euhedrais a subedrais variando entre 2 e 6mm. Exibem textura gráfica e geminações em grade e Carlsbad. Observa-se com frequência a presença de cristais poiquilíticos.

A biotita exibe pleocroísmo castanho pálido a castanho esverdeado escuro, dimensão média de 1.5mm e formas predominantemente subedrais. Encontra-se frequentemente associada à hornblenda sendo resultante da alteração deste mineral. Apresenta-se cloritizada. Inclusões de zircão e titanita são comuns.

As hornblendas apresentam formas subedrais a anhedrais estando cloritizadas ou sofrendo transformações para biotita.

Zircão, apatita e titanita são euhedrais e ocorrem geralmente associados à biotitas e opacos.

1.5 - Fácies Equi-Inequigranular Cinza (E/IC)

Ocorrência e contatos

Esta fácies constitui a porção ocidental da suíte. Os contatos com as fácies inequigranular cinza rosada e inequigranular cinza esbranquiçada não foram observados. Na porção sul desta fácies, as rochas se encontram bastante afetadas pela zona de cisalhamento (pontos 60, 61 e 62). No ponto 56, observou-se a presença de uma rocha mais grosseira semelhante às aquelas descritas para o ponto 30 da fácies inequigranular cinza.

Descrição Macroscópica

As rochas desta fácies são constituídas por monzogranitos com textura equigranular, localmente inequigranular, leuco a mesocráticas, fraca anisotropia e coloração acinzentada. A granulação varia de fina a média com predominância de cristais com tamanho entre 0.1 e

3mm. Em alguns locais a rocha apresenta textura inequigranular com cristais de FK podendo chegar a 0.8cm. São compostas essencialmente por quartzo, microclínio, plagioclásio, biotita e opacos e hornblenda como minerais acessórios (Foto 4.25). Em virtude de uma alteração fraca a moderada dos cristais de FK, os mesmos podem aparecer com colorações rosadas. A alteração das magnetitas fornece, em certos locais, uma coloração amarelada à rocha.

Descrição Microscópica

Ao microscópio as rochas parecem apresentar textura hipidiomórfica, anisotropia fraca a moderada, sendo constituída por microclínio (28%), plagioclásio (30%), quartzo (30%), tendo como máficos a biotita (10%), hornblenda (1%) e opacos (1%), e acessórios zircão, apatita, allanita e titanita. Predominam os grãos entre 0.8 e 2mm.

Os cristais de quartzo são anedrais, com tamanho desde submm até 3mm, média de 1.5mm. Os contatos com os minerais da mesma espécie são suturados enquanto que, com o FK são lobulados a retos.

O microclínio apresenta geminação em grade, formas anhedrais tendendo a subedrais, com dimensões entre 0.8 e 3mm. Possuem cristais poiquilíticos com inclusões de plagioclásios euhedrais, submicroscópicos sericitizados, além de zircão, allanita e apatita sem disposições definidas.

O plagioclásio (oligoclásio) ocorre sob a forma euhedral a subedral sendo que, entre os cristais menores (submm a 4mm) predominam as formas euhedrais. Exibem mirmerquitas frequentes, geminação polissintética e sericitização intensa.

A biotita, cujas dimensões variam desde submm até 2mm ocorre sob a forma de cristais subedrais. Exibem pleocroísmo verde castanho a marrom. Alguns cristais aparecem associados à hornblenda sendo nestes casos, originados a partir da mesma. Encontram-se ainda parcialmente cloritizadas. São comuns inclusões de zircão.

A hornblenda aparece cloritizada ou transformando-se para biotita. Apresenta pleocroísmo verde água a verde bandeira.

Titanita, zircão, apatita e allanita ocorrem como cristais euhedrais, submm, muitas vezes associados à biotita e opacos.

2 - DESCRIÇÃO DA FÁCIES DO GRANITO ALTA FLORESTA

2.1 - Fácies Equigranular Amarela (EA)

Ocorrência e contatos

A fácies equigranular amarela caracteriza o corpo granítico Alta Floresta (ponto 92). Este granito aparece como uma elevação no terreno coberta por matações de tamanhos variados podendo atingir até 8 metros de diâmetro.

Os contatos com as encaixantes não foram observados.

Descrição Macroscópica

Esta fácies encontra-se representada por rochas de composição monzogranítica, apresentando textura fanerítica equigranular, anisotropia fraca, holo a leucocráticas, coloração amarela sendo compostas por quartzo (34%), FK (29%), plagioclásio (30%), biotita(2%) e magnetita (1%) (Foto 4.26).

Descrição Microscópica

Ao microscópio apresentam textura hipidiomórfica, equigranular, com cristais apresentando tamanho médio entre 1.5 e 3mm. São compostas por quartzo, FK, plagioclásio, biotita e hornblenda (traços).

Os cristais de quartzo possuem tamanho meio em torno de 2 mm; são em geral anedrais com tendência a subedrais. Os contatos com outros minerais são lobulados a serrilhados podendo ser até mesmo retos. Exibem forte recristalização com geração de novos cristais.

O microclínio exibe geminação em grade e textura gráfica. São anedrais a subedrais com tamanho variando entre 1 e 3mm.

O plagioclásio (oligoclásio) apresenta sericitização moderada, geminação polissintética e mirmerquitas. Os cristais são em geral subedrais a euhedrais com tamanho

variando entre 0.5 e 1.5mm.

3 - DESCRIÇÃO DAS FÁCIES DOS GRANITOS SÃO LUIZ

3.1 - Fácies Porfírica Castanho (PC)

Ocorrência e contatos

Esta fácies situa-se na Folha Paulo Saldanha, correspondendo ao corpo granítico representado pela 2ª "anomalia" (da direita para a esquerda) observada na imagem da combinação RGB - U, Th e K (Foto 4.27). Apresenta grande quantidade de matacões.

Descrição Macroscópica

As rochas desta fácies compreendem monzogranitos com estrutura isótropa e textura porfírica. Os fenocristais perfazem cerca de 25 a 30% do volume da rocha. Estão inseridos em matriz de granulação fina, cor castanho, mesocrática, composta essencialmente por quartzo (30%), feldspato potássico (46%), plagioclásio (14%), biotita (5%) e opacos (5%) (Foto 4.28).

Os fenocristais de feldspato potássico são acinzentados, euhedrais, com dimensões oscilando entre 0.8 e 2cm. Algumas vezes apresentam porção róseas que refletem a alteração do cristal.

Descrição Microscópica

Ao microscópio estas rochas possuem textura porfírica em matriz de granulação fina com tamanho dos grãos em torno de 1mm. Os minerais constituintes da matriz são quartzo, microclínio, plagioclásio, titanita (4%), zircão (1%), opacos (5%), biotita (4%) e, entre os secundários, sericita e epidoto. Os fenocristais são constituídos por feldspato potássico tabulares e por plagioclásio.

Os cristais de quartzo ocorrem na matriz sob a forma anedral de caráter intersticial. O tamanho varia entre 0.2 e 0.5mm.

Os cristais de plagioclásio (oligoclásio) da matriz exibem dimensões desde submm até 0.7mm. Os fenocristais são subedrais a euhedrais com dimensão média de 2.5mm. Encontra-se totalmente alterado, com geração de epidoto e sericita. São comuns inclusões de zircão e titanita.

O feldspato potássico corresponde ao microclínio e ocorre na matriz com dimensão média de 0.6mm. Os fenocristais são peritéticos com geminação de Carlsbad, euhedrais, intensamente alterados, poiquilíticos com inclusões frequentes de opacos, plagioclásios euhedrais, titanita, allanita e zircão.

A biotita exibe pleocroísmo castanho pálido a castanho escuro. Apresenta inclusões de opacos, titanita, zircão e allanita.

Os minerais acessórios ocorrem em geral, como inclusões nos cristais de plagioclásio, biotita e microclínio, sendo subedrais a euhedrais.

3.2 - Fácies Mela-Porfiróide Rosada (MPR)

Ocorrência e contatos

Esta fácies ocorre juntamente com a fácies Porfiróide Rosada sendo ambas consideradas cogenéticas. Aparece em várias matacões do corpo granítico correspondente à 1ª "anomalia", da direita para a esquerda, observada nas imagens gamaespectrométricas.

Descrição Macroscópica

As rochas desta fácies são constituídas por monzonitos de estrutura isótropa e textura porfiróide. Os fenocristais perfazem cerca de 45% do volume da rocha. Estão inseridos em matriz fina, cor preta, mesocrática, composta por plagioclásio, feldspato potássico, quartzo e máficos (Foto 4.28). Os fenocristais de feldspato são róseos com tendências ovaladas. As dimensões variam entre 0.7 e 2cm.

Descrição microscópica

Apresentam textura porfiróide em matriz fina com tamanho de grãos em torno de

1mm. Os cristais constituintes da matriz são quartzo (20%), FK (50%)¹, plagioclásio (7%), titanita (5%), apatita (2%), zircão (3%), allanita (traços), biotita (10%) e opacos (3%).

Os cristais de quartzo ocorrem na matriz sob a forma anedral, possuem um caráter intersticial, em geral submm.

O plagioclásio (oligoclásio) exibe dimensões submm até 1mm. Ocorre na matriz.

Os fenocristais de feldspato potássico são pertíticos, encontram-se bastante alterados, sendo frequente cristais poiquilíticos contendo como inclusões plagioclásio, zircão, titanita, opacos e apatita. Os cristais da matriz são submm.

A biotita encontra-se cloritizada, exibindo pleocroísmo verde claro a verde escuro. São comuns as inclusões de opacos e titanita.

Os cristais de ilmenita encontram-se frequentemente leucoxenizados.

As titanitas são euhedrais com cristais atingindo em média 1mm. Encontram-se em geral como inclusões ou nas bordas das biotitas.

3.3 - Fácies Porfiróide Rosada (PR)

Ocorrência

Estas rochas ocorrem na Folha Paulo Saldanha e, em conjunto com a fácies Mela-Porfiróide Rosada, originam as altas radiações representadas pela 1ª "anomalia" (direita p/ esquerda) da Foto 4.4.

Descrição Macroscópica

Estas rochas estão representadas por monzonitos com textura porfiróide, coloração rosada e matriz de granulação fina constituída por quartzo, feldspato potássico e plagioclásio. Os fenocristais são de feldspato potássico e perfazem cerca de 75% do volume da rocha. Os fenocristais de feldspato são róseos, subédricos a euédricos com comprimento médio em torno de 1.5cm (Fotoa 4.29).

¹Porcentagem total na rocha incluindo matriz e fenocristais

Descrição Microscópica

As rochas desta fácies apresentam textura porfiróide, estrutura isótropa, com fenocristais de feldspato potássico imersos numa matriz fina com tamanho médio em torno de 1mm. São constituídas por feldspato potássico (66%), quartzo (10%), plagioclásio (10%), zircão (6%), titanita (4%), sericita (3%) e opacos (1%).

O quartzo ocorre na matriz sob a forma de cristais anedrais com tamanho médio variando entre 0.2 e 1mm.

O fenocristais de feldspato potássico apresentam geminação Carlsbad, são em geral poiquilíticos com inclusões de plagioclásio euédrico com cerca de 2mm, zircão e titanita. Encontra-se intensamente alterado.

O plagioclásio (andesina) apresenta-se sob a forma de cristais euédricos com tamanho médio em torno de 3mm, repleto de zircões.

Os zircões possuem tamanho submm e ocorrem principalmente como inclusões nos plagioclásios.

Titanita e opacos ocorrem dispersos pela lâmina com tamanhos em torno de 1mm e 0.3mm respectivamente.