



Número: 410/2009
UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS
ÁREA DE GEOLOGIA E RECURSOS NATURAIS

SEBASTIÃO MILTON PINHEIRO DA SILVA

ESPECTROSCOPIA DE IMAGEAMENTO E GAMAESPECTROMETRIA
AÉREA E TERRESTRE DE PEGMATITOS E GRANITOS DA PORÇÃO
SUL DA PROVÍNCIA PEGMATÍTICA DA BORBOREMA (PPB),
NORDESTE DO BRASIL

Tese apresentada ao Instituto de Geociências como parte
dos requisitos para a obtenção do título de Doutor em
Geociências.

Orientador: Prof. Alvaro Penteado Crósta - IG-UNICAMP

Co-orientador: Prof. Dr. Hartmut Beurlen - UFPE

CAMPINAS – SÃO PAULO

Agosto – 2009

**Catálogo da Publicação elaborada pela Biblioteca
do Instituto de Geociências/UNICAMP**

- Si38 Silva, Sebastião Milton Pinheiro da
Espectroscopia de imageamento e gamaespectrometria aérea e terrestre de pegmatitos e granitos da porção sul da Província Pegmatítica da Borborema (PPB), Nordeste Brasil / --
Campinas, SP.: [s.n.], 2009.
- Orientador: Alvaro Penteado Crosta
Co-Orientador: .Hartmut Beurlen
Tese de Doutorado Universidade Estadual de Campinas, Instituto de Geociências.
1. Espectrometria de imageamento. 2. Gamaespectrometria.
3. Pegmatitos. 4. Granitos. 5. Espectroscopia de reflectância. 6. Província Pegmatítica da Borborema (PPB) I. Crosta, Alvaro Penteado. II. Beurlen, Hartmut III. Universidade Estadual de Campinas, Instituto de Geociências. IV. Título.

Título em inglês .Imaging spectroscopy and ground and aerial gama ray spectrometry of pegmatites and granites of Borborema Pegmatitic Province (BPP), Northeastern Brazil.

Keywords: - Imaging spectroscopy;

- Gama ray spectrometry;

- Pegmatites;

- Granites;

- Reflectance spectroscopy;

- Borborema Pegmatite Province (BPP)

Área de concentração: Geologia e Recursos Minerais

Titulação: Doutorado.

Banca examinadora: - .Alvaro Penteado Crosta;

- Antenor Zanardo;

- Francisco José Fonseca Ferreira;

- .Carlos Roberto de Souza Filho;

- .Emilson Pereira Leite

Data da defesa: 31/08/2009.



UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS
ÁREA DE GEOLOGIA E RECURSOS NATURAIS

AUTOR: Sebastião Milton Pinheiro Silva

“Espectroscopia de Imageamento e Gamaespectrometria Aérea e Terrestre de Pegmatitos e Granitos da Porção Sul da Província Pegmatítica da Borborema (PPB), Nordeste do Brasil”.

ORIENTADOR: Prof. Dr. Álvaro Penteado Crosta

Co-orientador: Prof. Dr. Hartmut Beurlen

Aprovada em: 31 / 08 / 2009

EXAMINADORES:

Prof. Dr. Alvaro Penteado Crósta _____ - Presidente

Prof. Dr. Carlos Roberto de Souza Filho _____

Prof. Dr. Emilson Pereira Leite _____

Prof. Dr. Antenor Zanardo _____

Prof. Dr. Francisco José Fonseca Ferreira _____

Campinas, 31 de agosto de 2009

DEDICATÓRIA

*Aos meus filhos
Gustavo, Guilherme e Waldemar Neto e
à minha amada
Fátima*

*Aos meus pais
Waldemar e Cidinha*

AGRADECIMENTOS

É sempre muito bom poder agradecer. Significa que temos familiares, amigos, colegas de trabalho, pessoas e instituições que apoiam nossas idéias, ações e sobretudo nos ajudam a executá-las, a torná-las reais e concretas.

Agradeço a Deus.

Agradeço a meus pais pelo amor e apoio sempre.

Agradeço aos meus filhos pela amizade, compreensão e carinho. Amo vocês.

À minha amada, amiga e companheira pela paciência, compreensão, espera, dedicação, apoio e orações. Sei que não foram poucas. Obrigado de coração.

A todos os meus familiares pela amizade e companheirismo. Sempre presentes e solícitos em todos os momentos.

Ao Prof. Dr. Alvaro Penteado Crósta pela receptividade, apoio, acompanhamento dos trabalhos de campo, atenção e amizade nascida com este trabalho.

Ao Prof. Dr. Hartmut Beurlen, orientador de conclusão de curso, membro de banca de mestrado e co-orientador, sempre apoiando as nossas iniciativas.

À Universidade Federal do Rio Grande do Norte – UFRN por ter me liberado para realização de doutorado, em especial, aos funcionários e aos meus colegas de departamento pela acolhida e apoio sempre.

Ao Instituto de Geociências da Universidade Estadual de Campinas, pela disponibilização de infra-estrutura de laboratórios, em especial do Laboratório de Processamento de Informações Georreferenciadas (LAPIG) do IG/UNICAMP.

À Fundação de Apoio à Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP) pelo financiamento do projeto de pesquisa Processo nº 2005-05138-4.

À Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais/Serviço Geológico do Brasil (CPRM/SGM), pela cessão de dados e informações utilizadas na pesquisa.

Aos companheiros da Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais – CPRM, em especial da SUREG-RE, pela convivência profícua e companheirismo por mais de vinte anos de trabalho e lutas.

Aos companheiros do LAPIG, em particular, Kazzuo, Senna, Rodrigo, Lucíola, Oderson, Paulão, Lobinho, Wagney, Palacio, Diego, Luiz, Sam, Marquinhos, Josi e Wagney pela amizade, apoio em vários momentos e convivência agradável.

Ao Prof. Dr. Rômulo Simões Angêlica pelo apoio e realização das análises de difração de raios X.

Ao Prof. Dr. Francisco José Fonseca Ferreira pelo suporte, apoio e acompanhamento nos trabalhos de gamaespectrometria terrestre.

Ao Prof. Dr. Marcelo Reis Rodrigues da Silva pelo apoio, amizade e discussões durante o desenvolvimento do trabalho.

À Profa. Dra. Adalene Moreira Silva pelas aulas de geofísica na pós-graduação, apoio, discussões e amizade.

Aos Professores e Colegas do Instituto de Geociências da Universidade Estadual de Campinas – UNICAMP.

Aos Professores Drs. Antenor Zanardo, Carlos Roberto de Souza Filho e Marcelo Reis Rodrigues da Silva, Membros da Banca de Qualificação de Doutorado, pelas sugestões profícuas no sentido de aprimorar o trabalho, e que muito ajudaram para a sua continuidade e conclusão.

A todos os funcionários e técnicos do Instituto de Geociências pelo apoio durante o desenvolvimento da pesquisa.

Finalmente,

Sintam-se todos, pessoas ou instituições, que de alguma forma contribuíram para essa caminhada e, em particular, para o desenvolvimento deste trabalho – AGRADECIDOS.

SUMÁRIO

RESUMO	xxiii
ABSTRACT	xxv
Lista de Figura	xiii
Lista de Tabelas	xxi
 CAPÍTULO 1. APRESENTAÇÃO	 1
1.1. Introdução	2
1.2. Objetivos	4
1.3. Motivação e Justificativas da Pesquisa	5
1.4. Estrutura da pesquisa	7
1.5. Seleção da área e dos prospectos	8
1.6. Estrutura da Tese	9
 CAPÍTULO 2. Caracterização espectro-mineralógica de pegmatitos da Província Pegmatítica da Borborema (PPB) e mapeamento mineral com imagens Terra/ASTER.	 11
Resumo	12
Abstract	13
2.1. Introdução	13
2.2. Área de estudos	15
2.3. Contexto geológico	16
2.4. Província Pegmatítica da Borborema (PPB)	18
2.5. Materiais e Métodos	26
2.5.1. Materiais	26
2.5.2. Amostragem	26
2.5.3. Geração das curvas espectrais	27
2.5.4. Caracterização espectro-mineralógica	28
2.5.5. Análises laboratoriais	30
2.5.6. Processamento da imagem Terra/ASTER utilizando a técnica de análise por principais componentes	 31
2.6. Resultados e Discussão	32
2.6.1. Caracterização espectro-mineralógica	33
2.6.1.1. Grupo das caulinitas	33
2.6.1.2. Grupo das micas	37
2.6.1.3. Grupo das turmalinas.....	40
2.6.2. Mapeamento multiespectral com imagem Terra/ASTER	40
2.7. Conclusões	48

CAPÍTULO 3. Litho-mineralogical mapping of Alto do Giz pegmatite, Borborema Pegmatitic Province (BPP), Northeastern Brazil, with reflectance spectroscopy and Hyperion data	51
Abstract	52
3.1. Introduction	52
3.2. Study area	54
5.3. Geology	55
3.4. Data and Methods	57
3.4.1. Laboratory and Field Reflectance Spectroscopy	58
3.4.2. EO-1 Hyperion data	59
3.4.3. Hyperion Data Preprocessing	59
3.4.4. Hyperspectral classification using Spectral Angle Mapper (SAM) ..	63
3.5. Results and Discussion	64
3.5.1 Mineralogical Characterization	64
3.5.2 Geology of the Alto do Giz pegmatite	67
3.5.3. Alto do Giz evolution phases	72
3.5.4. Hyperion Results	74
3.6. Conclusions	76
CAPÍTULO 4. Espectrometria de raios gama de granitos pegmatíticos da Província Pegmatítica da Borborema (PPB), Nordeste do Brasil.	79
Abstract	80
Resumo	80
4.1. Introdução	81
4.2. Localização e Aspectos Fisiográficos	83
4.3. Aspectos Geológicos Regionais	83
4.4. Granitos e Pegmatitos Associados	86
4.5. Materiais e Métodos	90
4.5.1. Características e correções dos dados geofísicos	90
4.6. Resultados e Discussão	92
4.6.1. Aerogamaespectrometria	92
4.6.2. Resultados de Laboratório	96
4.6.3. Granito Galo Branco	100
4.6.3.1. Aspectos geológicos	101
4.6.3.2. Gamaespectrometria terrestre	105
4.7. Conclusões	111
CAPÍTULO 5. Identificação gamaespectrométrica de placeres rutilo-monazíticos Neoproterozóico no Sul da Faixa Seridó, Nordeste do Brasil.	113
Abstract	114
Resumo	114

5.1. Introdução	115
5.2. Características Geoquímicas do Tório	117
5.3. Área de Estudos	120
5.3.1. Localização e aspectos fisiográficos	120
5.3.2. Aspectos geológicos regionais	120
5.4 – Material e Métodos	127
5.4.1. Dados cartográficos, de elevação e geológicos	127
5.4.2. Dados gamaespectrométricos	127
5.4.2.1. Gamaespectrometria aérea	127
5.4.2.2. Gamaespectrometria terrestre	128
5.5. Resultados e Discussão	128
5.5.1. Aerogamaespectrometria	128
5.5.2. Gamaespectrometria terrestre	135
5.5.3. Características das ocorrências minerais	139
5.6. Conclusões	142
 CAPÍTULO 6. CONCLUSÕES FINAIS E RECOMENDAÇÕES	 145
6.1. Conclusões Finais e Recomendações	146
 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	 148

LISTA DE FIGURAS

CAPÍTULO 2

- Figura 2.1 – Geologia regional e localização da Província Pegmatítica da Borborema (PPB) e da área de estudos. 19
- Figura 2.2 – Esboço generalizado das zonas internas de um pegmatito heterogêneo segundo Johnston Jr. (1945). 22
- Figura 2.3 – Pegmatito homogêneo, tabular, sub vertical, caulinizado, localizado ao sul da cidade de Junco do Seridó (PB). Largura varia de 3 metros a 6 metros na seção intermediária e em trechos da extremidade sudoeste. 23
- Figura 2.4 – Zoneamento polimetálico regional da PPB.
Fonte: Cunha e Silva (1981). 25
- Figura 2.5 – Aspectos gerais dos pegmatitos (a) Seridozinho; (b) Sítio Melado; (c) Alto dos Mamões; (d) Pitombeiras. Situação de abandono dificulta o acesso e gera situações de riscos por desmoronamentos de galerias e poços como no pegmatito Pitombeiras 27
- Figura 2.6 – Principais intervalos de observação de feições de absorção espectral diagnósticas no intervalo do SWIR. Fonte: Hermann *et al.* (2001). 29
- Figura 2.7 – (a) Curvas com feições de absorção espectral de caulinita de pegmatito e de caulinita (vermelho) da biblioteca do TSG PRO 5 33
- Figura 2.8 – Dados de reflectância espectral utilizados no cálculo do índice

de cristalinidade de caulinitas baseado no índice Senna (SI). Fonte: Senna <i>et al.</i> (2008).....	34
Figura 2.9 - Espectros de caulinita por ordem cristalinidade crescente com base no índice Senna (SI). As amostras do gráfico da esquerda são de cristalinidade baixa. As amostras do gráfico da direita são de alta cristalinidade. Notar diferenças nas profundidades das feições de absorção espectral nas regiões de 1800 nm e entre 2300 nm e 240 nm.	35
Figura 2.10 – Resultados da DRX de amostras de caulinitas de alta cristalinidade. Observar a intensidade e a definição do pico 7Å (001) e do triplete na região de 18 a 24 2θ.	36
Figura 2.11 – Resultados da difração de raios x de amostras de caulinitas de baixa cristalinidade. Nota-se a diminuição de intensidade e alargamento do pico 7Å (001). Há também uma diminuição e abaulamento do triplete na região entre 18 e 22 2θ.	37
Figura 2.12 – Curva de reflectância espectral de muscovita (azul) da área de estudos e de referência (vermelha) da biblioteca do TSG.	38
Figura 2.13 – Curva espectral de referência da biblioteca do TSG (vermelha) e da amostra de pegmatito (azul), mostrando posição de feição de absorção AL-OH em 1400 nm e 2200 nm e da feição de absorção da água, profunda e bem definida, em 1900 nm.	39
Figura 2.14 – Espectros de illitas com diferentes graus de ordenamento estrutural indicado pela posição, forma e profundidade da feição de absorção em torno de 1900 nm. Cada cor refere-se a um intervalo de classe.	40

Figura 2.15 – (a) Espectros de amostras de turmalinas da área de estudos; (b) aspecto da alteração de uma das amostras de turmalina; (c) espectro de turmalina da área de estudo com posição das feições de absorção comparado com espectro de turmalina da biblioteca de referência no TSG	41
Figura 2.16 – Imagens das principais componentes indicando a abundância relativa dos minerais (a) caulinita, (b) muscovita e (c) limonita.	44
Figura 2.17 – Composição colorida RGB das imagens de abundância relativa da caulinita (vermelho), muscovita (verde) e limonita (azul) obtida da imagem Terra/ASTER após a aplicação da técnica Crósta	46
Figura 2.18 – Ampliações das áreas A, B e C (Figura 2.17), mostrando detalhes do mapeamento dos pegmatitos (a) Alto do Giz, (b) Cavalo Morto e (c) Samambaia – Aldeia com composição colorida RGB das imagens de abundância relativa dos minerais caulinita (vermelho), illita/muscovita (verde) e limonita (azul)	47

CAPÍTULO 3

Figure 3.1 – Geological setting and location of the Alto do Giz pegmatite.	57
Figure 3.2 – Color composite image of Hyperion bands 803 nm (R), 559 nm (G) and 467 nm (B) with the localization of the Alto do Giz pegmatite and the town of Equador. The spectrum on the right-hand side is from vegetation collected in the area shown by a white circle, after Hyperion radiometric and atmospheric corrections.	62

Figure 3.3 - Kaolinite apparent reflectance spectrum. Note that deep spikes in the original spectrum were attenuated after applying the EFFORT polishing technique.	63
Figure 3.4 – Hyperion MNF transform images (from left to right): MNF band 1, MNF band 4, MNF band 10 and MNF band 18.	64
Figure 3.5 - References spectra (dashed lines) from USG and TSG Pro spectral libraries and spectras of minerals and mixtures of minerals phases from field and laboratory reflectance spectral measurements.	67
Figure 3.6 – (a) x-ray diffraction results for sample SS063F and (b) MEV-EDS determinations of mica from sample SS061JA.	68
Figure 3.7 - (A) Nuclei N2 and N1 seen from the north (Figure 3.8); (B) Detail of nucleus N1; (C) Nucleus N3 viewed from the quartzite contact looking from NW towards SE (Figure 3.8); (D) Block of pegmatite rich in schorl in the quartzite contact zone (western wall); (E) Fragments and blocks of quartzite surrounded by pegmatitic material in the western wall; (F) Pegmatite blocks and fractures (W-E) exposed in the western contact zone (Figure 3.8); (G) Detail of a pocket with lepidolite, cookeite, quartz, muscovite, and kaolinite at the border of nucleus N2 (SS063F – Figure 3.8); (H) Garnets, muscovite, kaolinite, quartz, and schorl (SS061JB – Figure 3.8) at the edge of nucleus N3; and (I) Quartz interspersed with altered spodumene crystals (lath-like texture) at the border of nucleus N3.	71
Figure 3.8 – Panoramic view (top) taken from southeast to northwest of the Alto do Giz pegmatite and geological sketch map (bottom) showing internal structure of the pegmatite obtained from field data, Reflectance Spectroscopy, and	

X ray mineralogical characterization. The internal structure nomenclature is based on Johnston Jr. (1945) classifications schema proposed for pegmatites of the Borborema Pegmatite Province (BPP). 73

Figure 3.9 - (a) Color composite image of Hyperion bands and a pixel spectrum showing the main absorption feature at 2200 nm, characteristic of K-bearing white mica (muscovite); (b) the same image with spectra extracted from another pixel, in which the main absorption is positioned at a shorter wavelength of 2193 nm band, characteristic of Na-bearing white mica (paragonite). 74

Figure 3.10 – (a) Color composite images exhibiting the results of mineral mapping and mineral zoning of the Alto do Giz pegmatite; kaolinite is depicted in red, muscovite in green and Na-bearing micas in blue. (b) The same color scheme as in (a), draped over Hyperion band at 559 nm; (c) and (d) are enlargements of the previous images, showing details for the Alto do Giz pegmatite. 76

CAPÍTULO 4

Figura 4.1 – Esboço geológico-geotectônico da Província Borborema e da Faixa Seridó e a localização da área de estudo. 87

Figura 4.2 – (A) megacristais de microclíneo; (B) bandamento magmático em granito de São José da Batalha; (C) granito Ponta da Serra (SS093); (D) granito Serra Redonda (SS121); (E) granito São Gonçalo (SS090); (F) granito Tanquinho (SS033); (G) granito Boqueirãozinho (SS057) caulinizado sotoposto a coberturas lateritizadas; (H) pegmatito Alto do Leal situado ao Sul do granito Serra Redonda (SS121); (I) pegmatitos caulinizados a SW da cidade de Junco do Seridó; (J) enxames de pegmatíticos na

estrada Parelhas – Equador; (K) pegmatito subhorizontal intrudido em biotita xistos da Formação Seridó na estrada Parelhas - Equador; (L) blocos e matacões no flanco oeste da Serra das Queimadas. 89

Figura 4.3 - (3A) Imagem ternária e dos canais individuais eU, eTh e K; (3B) da razão eU/eTh; (3C) da razão eTh/K e o (3D) o Mapa geológico regional, simplificado de Angelim et al. (2004). 94

Figura 4.4 – (A) Imagem ternária com a localização do granito Galo Branco e (B) croqui geológico dos arredores do granito Galo Branco. 102

Figura 4.5 - Aspectos geomorfológicos e geológicos nos arredores do Granito Galo Branco (GB). (A) vista de norte para sul com indicação do local da mina e caimento geral para oeste da foliação regional S_2 ; (B) visada de leste para oeste com indicação aproximada da zona de contato granito/quartzitos, tendo-se ao fundo a localização do pegmatito Alto do Japonês; (C) visada de sul para norte do local da mina e indicação do contato aproximado do granito com os quartzitos e coberturas arenosas residuais; (D) visada de SW para NE com indicação da zona de contato e ao fundo galerias de exploração de caulim de pegmatito; (E) matacão de granito com textura pegmatítica típica; (F) enclave de quartzito com indicador cinemático (sinistral) no contato leste como o granito; (G) amostra exibe textura mais fina do granito Galo Branco; (H) mineralogia e aspectos texturais grosso do granito e mais fino do quartzito (I) alguns minerais (quartzo, microclínio, ortoclásio, sericita) constituintes do granito; (J) aspectos e relações de microrelevo granito-quartzito no Galo Branco; (K) inclusão de monazita mostrando borda de reação com a mica; L) espectro de illita/sericita do granito Galo Branco com feição de absorção espectral diagnóstica bem definida em 1912 nm. 103

Figura 4.6 – (A) imagens do potássio (K); (B) do urânio (eU); (C) do tório e (D) da contagem total da área do Granito Galo Branco, todas elas sobrepostas à imagem pancromática do sensor QuickBird. 107

Figura 4.7 – (A) razão eU/eTh; (B) razão eTh/K; (C) razão eU/K. 110

CAPÍTULO 5

Figura 5.1 – Localização da área de estudo e feições de relevo geradas a partir de dados de elevação da missão SRTM (Shuttle Radar Topography Mission).
Rede de drenagem simplificada a partir das cartas topográficas digitais da Superintendência de Desenvolvimento do Nordeste – SUDENE, escala 1:100.000, sistema de projeção Universal Transversa de Mercator (UTM), Fuso 24S e Datum Córrego Alegre. 121

Figura 5.2 – Compartimentação tectônica da Província Borborema (PB) e estruturação geral da Faixa Seridó (Fse) indicando a localização da área de estudos. 126

Figura 5.3 – Imagens do K, do eTh, do eU e ternária (3A) e da razão eTh/K (3B) sobrepostas ao MDE, nas quais estão assinalados os pontos de observação em campo discutidos no texto e suas respectivas siglas. 133

Figura 5.4 – Imagens da razão eU/eTh (4A) e do mapa geológico da área de estudo (4B), simplificado de Angelim *et al.* (2006), sobrespuestas o MDE. Pontos e siglas indicam locais de observações de campo. 134

Figura 5.5 – Recorte da imagem da razão eTh/K sobreposto a fotografia aérea,

mostrando platôs de sedimentos da Formação Serra do Martins (Terciário-Quaternário) e coberturas elúvio-coluviais (Quaternário).
 Ponto 1 – anomalias de maior intensidade (coberturas mais erodidas),
 Ponto 2 – anomalias de menor intensidade (coberturas mais preservadas). 135

Figura 5.6 – Recorte ampliado da imagem da razão eTh/K sobreposto a fotografia aérea, indicando a localização dos pontos SS054, SS105, SS165, nos quais foram identificados metarenitos e metaconglomerados ricos em minerais pesados..... 140

Figura 5.7 – (7A) Metaconglomerado da Serra do Bonfim (SS105); (7B) erosão diferencial sobre superfície S₂, sub-horizontal (SS105); (7C) aspectos texturais do metarenito na Serra da do Bonfim (SS105); (7D) metaconglomerado do sopé da Serra do Bonfim (SS054) e (7E e 7F) fotomicrografias do metaconglomerado da Serra do Bonfim observado sob luz paralela e imagens correspondentes obtidas por MEV-EDS com a identificação de minerais e pontos onde foram obtidas composições químicas. 141

LISTA DE TABELAS

Tabela 2.1. Matriz de autovetores do conjunto de bandas 1467 do sensor Terra/ASTER.	42
Tabela 2.2. Matriz de autovetores do conjunto de bandas 1356 do sensor Terra/ASTER.	43
Tabela 2.3. Matriz de autovetores do conjunto de bandas 1459 do sensor Terra/ASTER.	43
Tabela 4.1. Concentração média de radioelementos em rochas ígneas.	97
Tabela 4.2. Resultados das análises de ICP-MS e da espectrometria gama de alta resolução para urânio, tório e potássio de granitos pegmatíticos e das medidas gamaespectrométricas de campo.	98
Tabela 5.1. Concentração de radioelementos em alguns tipos de rochas e solos da Austrália.	119
Tabela 5.2. Concentração de radioelementos em litologias da área de estudos.	138



UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS

**INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
Pós-Graduação em Geociências
Área de Geologia e Recursos Naturais**

Espectroscopia de imageamento e gamaespectrometria aérea e terrestre de pegmatitos e granitos da porção sul da Província Pegmatítica da Borborema (PPB), Nordeste do Brasil.

RESUMO

Tese de Doutorado

Sebastião Milton Pinheiro da Silva

Neste estudo foram utilizados dados de espectroscopia de reflectância (ER), imagens dos sensores Terra/ASTER e EO-1/Hyperion e dados de gamaespectrometria aérea e terrestre para caracterização espectro-mineralógica e gamaespectrométrica de pegmatitos e granitos pegmatíticos da porção sul da PPB. Por meio da ER foi possível caracterizar fases e misturas de fases minerais que compõem essas rochas, incluindo caulinita, muscovita, illita/sericita e turmalina em pegmatitos do tipo homogêneo. A aplicação da análise por principais componentes aos dados Terra/ASTER através da técnica Crósta resultou em um mapa exibindo a mineralogia principal dos pegmatitos homogêneos e heterogêneos da área de estudo, bem como dos quartzitos da Formação Equador, biotita xistos da Formação Seridó, além de coberturas superficiais limonitizadas associadas. No pegmatito do Alto do Giz, selecionado para um estudo detalhado, foram identificadas por meio da ER fases, e misturas de fases, de caulinita, illita/sericita, lepidolita, mica sódica, muscovita, cookeíta e turmalina, cujas associações contribuíram para definir uma zona litífera (cookeíta+lepidolita) nas bordas dos núcleos de quartzo N2 e N3 e o zoneamento interno do pegmatito. Com base nesses resultados é proposta sua classificação como do tipo complexo, sub-classe espodumênio. Além disso, foram reconhecidos pelo menos três estágios de sua evolução: um primeiro relacionado à cristalização de espodumênio, um outro de natureza hidrotermal, que deu origem à cookeíta e, finalmente, e um terceiro estágio de caulinitização ligado a processo hidrotermal e/ou supergênico. A análise e classificação espectral da imagem do sensor EO-1/Hyperion possibilitou mapear a distribuição das zonas do pegmatito Alto do Giz utilizando os minerais muscovita, caulinita e mica sódica como indicadores das distintas zonas. Com dados do aerolevantamento gamaespectrométrico do Projeto Seridó, reprocessados e reinterpretados utilizando métodos modernos, com apoio da gamaespectrometria terrestre, foi possível discriminar os quartzitos das regiões norte e sul da área de estudos, em função de suas distintas assinaturas do tório (eTh) e da razão eTh/K, bem como caracterizar os granitos pegmatíticos por meio das razões dos canais eU/eTh e eU/K. As imagens do tório (eTh) e da razão eTh/K permitiram identificar metaconglomerados e metarenitos ricos em minerais pesados, intercalados nos quartzitos da Formação Equador, e propor um novo tipo de mineralização torífera na Faixa Seridó. Determinações com MEV-EDS revelaram teores máximos de 79,4% de ThO₂ e 87,7% de ETR (Ce, La, Nd) em monazitas; 99,2% de TiO₂ em rutilo e 1,81% de HfO₂ em zircão. Esses resultados demonstraram o destacado potencial para caracterização e mapeamento de granitos pegmatíticos da PPB com base em dados coletados há várias décadas e de baixa resolução espacial. O detalhamento realizado no granito Galo Branco por meio da coleta de dados de gamaespectrometria terrestre, dosagens radiométricas e determinações químicas por ICP-MS indicaram teores de 0,47 ppm a 7,8 ppm de urânio, de 0,1 ppm a 21 ppm de tório e de 2% a 5,24% de potássio. Essas concentrações irregularmente distribuídas sugerem mudanças de conteúdo e concentração de minerais acessórios durante os estágios de diferenciação e cristalização magmática desse granito. A ocorrência de diques de pegmatitos encaixados em quartzitos ao sul do granito Galo Branco foi revelada por meio das elevadas razões eU/eTh.



**UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
Pós-Graduação em Geociências
Área de Geologia e Recursos Naturais**

**Imaging spectroscopy and ground and aerial gamma ray spectrometry of pegmatites and granites of Borborema Pegmatitic Province (BPP),
Northeastern Brazil.**

ABSTRACT

PhD Thesis

Sebastião Milton Pinheiro da Silva

Reflectance spectroscopy (ER), Terra/ASTER and EO-1/Hyperion images, and ground and aerial gamma ray data were employed for mineral characterization of pegmatites and pegmatitic granites in the southern portion of the BPP. ER results allowed to characterize mineral phases and mixtures of minerals including kaolinite, illite/sericite, muscovite and tourmaline (schorl) in homogeneous pegmatites. Principal component analysis were applied to Terra/ASTER data using the Crósta technique, resulting in a map exhibiting the main mineralogy of homogeneous and heterogeneous pegmatites, as well as quartzites of the Equador Fm. biotite schists of the Serido Fm. and iron-rich superficial deposits. The Alto do Giz pegmatite was selected for a detailed study and mineral phases comprising kaolinite, muscovite, illite/sericite, Na- and Li-bearing micas, cookeite and tourmaline were recognized, allowing to define a Li-rich zone (cookeite+lepidolite) around nuclei N2 and N3 and to establish the internal zoning of the pegmatite. Based on these results we proposed its classification as a complex-type pegmatite, of the spodumene sub-class. Furthermore, at least three evolution stages have been established for Alto do Giz: an early stage represented by the primary crystallization of spodumene, followed by hydrothermal alteration that originated cookeite, and later stage comprising intense kaolinization originated from hydrothermal and/or supergenic processes. The analysis and spectral classification of the EO-1 Hyperion data allowed to map the spatial distribution of the distinct zones, based on the occurrence of key minerals such as muscovite, kaolinite, and Na-bearing mica. Using the airborne gamma ray data of the Seridó Aerogeophysical Project, reprocessed and reinterpreted using modern techniques, and using ground gamma data as a support, it was possible to distinguish quartzites from the north and south portions of the BPP based on their distinctive Th contents and on the eTh/K ratio, as well as to characterize pegmatitic granites using the ratios eU/eTh and eU/eK. Th and eTh/K images allowed the identification of metarenites and metaconglomerates bearing significative amounts of heavy minerals, thus revealing a new type of mineralization in the Serido Belt. Semi-quantitative scanning electron microscopy (SEM) analyses revealed up to 79.4% of ThO₂ and 87.7% of REE in monazites; up to 99.2% of TiO₂ in rutile and up to 1.81% of HfO₂ in zircon. These results indicated the potential of the methodology employed in this work for the characterization of pegmatitic granites and pegmatites in the Borborema Pegmatitic Province (BPP) using low spatial resolution airborne geophysical data collected decades ago. The detailed study of the Galo Branco granite with ground gamma ray data and radiometric and ICP-MS laboratory analysis showed that this granite has U grades of 0.47 ppm to 7.8 ppm, Th between 0.1 ppm and 21.0 ppm and K between 2.00% e 5.24%. These concentrations are irregularly distributed suggesting mineralogical changes in contents and concentration of accessory minerals during magmatic crystallization and differentiation stages of this granite. The occurrence of pegmatites dikes intruding the quartzites to the south of the Galo Branco granite was revealed by the eUe/Th ratio since they are relatively enriched in uranium.

CAPÍTULO 1

APRESENTAÇÃO

1.1. Introdução

As características fisiográficas e fito-fisionômicas da região Nordeste do Brasil colocam-na como uma área favorável ao desenvolvimento de aplicações de sensoriamento remoto multi- e hiper-espectral. Ao se analisar áreas com potencial econômico e metalogenético nos terrenos cristalinos dessa região do país, a Província Pegmatítica da Borborema – PPB (Scorza 1944) se destaca como uma região favorável ao desenvolvimento dessas aplicações, com mais de 1500 pegmatitos cadastrados produtores de berilo, tantalita-columbita, caulim e minerais gemas, entre outros bens minerais (Da Silva 1993).

A PPB conta com trabalhos de cadastramento mineral (Scheid e Munis 1976, CDM 1989), sobre qualidade e propriedades tecnológicas de minérios (Wilson *et al.* 1998, Nesi *et al.* 1999), sobre mineralogia (Farias 1976, Beurlen *et al.* 2004, Soares *et al.* 2007, Beurlen *et al.* 2008), minerais gemas (Moraes 1999), idades dos pegmatitos (Baumgartner *et al.* 2006), classificação e estrutura interna (Johnston Jr. 1945), evolução petrogenética (Da Silva 1982, Da Silva 1993, Soares, 2003), inclusões fluídas (Beurlen *et al.* 2001; Beurlen *et al.*, 2003) e de zoneamento regional (Roy *et al.* 1964, Cunha e Silva 1979), além de revisões sobre o estado da arte do conhecimento (Da Silva e Dantas 1984; Da Silva *et al.* 1995), entre muitos outros.

A espectroscopia de reflectância (ER) aplicada à análise dos materiais naturais compreende o estudo e uso da radiação eletromagnética e da sua interação com esses materiais para caracterizar minerais, rochas, solos, vegetação e água. Essa técnica é sensível às pequenas alterações na composição química e/ou na estrutura de um material que, frequentemente, vão resultar em deslocamentos na posição e na forma das feições de absorção espectral da radiação refletida (Clark 1999). Além de ser uma técnica não destrutiva, a espectroscopia de reflectância possibilita investigar um número relativamente grande de amostras no campo e a um custo mais reduzido quando comparada com outras técnicas de análise mineralógica de laboratório como, por exemplo, a difratometria de raios X. Uma dificuldade natural do estudo das rochas, pegmatíticas está na sua amostragem, devido à natural heterogeneidade, variações granulométricas e modal-mineralógicas.

A espectroscopia de imageamento, também conhecida como sensoriamento remoto hiperespectral, representa uma extensão do conceito da espectroscopia de reflectância para o sensoriamento remoto de áreas relativamente grandes da superfície da Terra, bem como de outros corpos planetários. Ela envolve a obtenção de imagens a partir de plataformas aéreas ou orbitais, utilizando equipamentos sensores com centenas de bandas espectrais estreitas e contíguas que, em conjunto, possibilitam reproduzir para cada pixel da imagem os espectros de reflectância contínuos dos alvos superficiais (Goetz *et al.* 1985; Clark 1999). Ao imagear razoáveis extensões da superfície terrestre, ela possibilita ainda identificar as distribuições espaciais das fases minerais, possibilitando o mapeamento espectro-mineralógico da superfície do terreno. Nesse sentido, o sensoriamento remoto hiperespectral, por meio de sua visão sinótica e capacidade de mapeamento mineralógico, pode oferecer contribuições inéditas nos estudos da PPB.

A ocorrência de processos de caulinização, sericitização, turmalinização, lepidolitização, entre outros, comumente associados aos corpos pegmatíticos da PPB, e que resultam em diferentes assembléias minerais constituídas por filossilicatos e argilominerais, indicam a utilização da ER. Muitas das fases minerais resultantes desses processos exibem feições de absorção espectral diagnósticas na região do espectro ótico refletido, que vai de 400 nm a 2500 nm.

Por outro lado, a existência na região objeto deste estudo de inúmeros corpos de granitos pegmatíticos, muitos deles não documentados, aliada à disponibilidade de dados aerogamaespectrométricos motivou a investigação das assinaturas gamaespectrométricas desses granitos, buscando o estabelecimento das suas relações espaciais e, provavelmente, genéticas com os pegmatitos mineralizados (Da Silva e Guimarães 1992; Da Silva 1993).

A PPB é uma das mais importantes e extensas províncias pegmatíticas do país. Com base nos resultados alcançados neste estudo buscou-se avaliar o potencial de utilização e as limitações dos dados, dos métodos e do instrumental analítico e de processamento empregados, de modo a subsidiar a continuidade das aplicações e a obtenção de novos conhecimentos geológicos sobre os pegmatitos da província.

Para isto, foram estabelecidos os objetivos apresentados no próximo item.

1.2. Objetivos

O objetivo geral deste estudo envolve a aplicação da espectroscopia de reflectância e da gamaespectrometria terrestre para a caracterização de pegmatitos e granitos pegmatíticos na porção sul da Província Pegmatítica da Borborema (PPB), bem como o mapeamento destas rochas a partir de imagens multi- e hiperespectrais de sensoriamento remoto orbital e de dados de gamaespectrometria aérea. Pretende-se estabelecer a partir dos resultados obtidos com essas técnicas algumas estratégias e critérios geológicos para a prospecção desse tipo de rocha e mineralizações associadas, tanto na PPB como em outras províncias pegmatíticas semelhantes. Para tanto, foram utilizadas técnicas diretas por meio da coleta de dados em campo e indiretas com imagens dos satélites Terra/ASTER e EOS-1 Hyperion e dados aerogamaespectrométricos.

Os objetivos e metas específicas são:

- I. Caracterizar assembléias mineralógicas de pegmatitos com base na técnica da espectroscopia de reflectância de laboratório e de campo, com suporte de técnicas analíticas de laboratório (difração de raios x, MEV-EDS), buscando estabelecer, através das suas associações e distribuições o zoneamento interno destas rochas;
- II. Investigar o mapeamento de pegmatitos com dados de sensoriamento remoto multi- e hiperespectral, utilizando imagens dos sensores Terra/ASTER e EO-1/Hyperion com base nas associações mineralógicas caracterizadas por meio das técnicas diretas;
- III. Investigar, com gamaespectrometria aérea e o apoio de medidas de gama terrestre, as assinaturas dos granitos pegmatíticos com relação aos radioelementos K%, eU e eTh, assim como sua diferenciação regional e relações com os pegmatitos mineralizados;

IV. Elaborar biblioteca espectral digital de minerais e misturas de minerais para pegmatitos, contribuindo na ampliação da biblioteca do Grupo de Pesquisa em Geotecnologias do IG-UNICAMP.

V. Propor produtos e estratégias para caracterização e prospecção de pegmatitos e de granitos pegmatíticos da PPB, por meio da análise espectral e gamaespectrométrica, contribuindo para o conhecimento local e regional destas rochas e de suas mineralizações.

1.3. Motivação e Justificativas da Pesquisa

A exploração mineral de pegmatitos na PPB durante muitos anos, sem a contrapartida da descoberta de novos jazimentos, levou ao esgotamento de muitos deles. Os grandes pegmatitos produtores de tantalita-columbita e berilo, tais como Alto do Giz, Alto dos Mamões, Pedra Branca, Feio, Boqueirão de Parelhas, entre muitos outros explorados nas décadas de 1940 e 1950, e de cassiterita, como Carrapicho, Seridozinho e Pedras Pretas, nas décadas de 1970 e 1980, estão atualmente desativados.

Outros pegmatitos produtores de minerais gemas e feldspatos também estão paralisados por dificuldades técnicas, tais como a falta de cartografia geológica de detalhe, zoneamento e detalhamento de controles geológicos.

Ao mesmo tempo, com base no conhecimento geológico regional acumulado, acredita-se que existe potencial para a descoberta de outros pegmatitos nesta região. As atividades garimpeira e empresarial de mineração têm sido responsáveis por intensa mobilização regional de recursos financeiros e um expressivo contingente de mão de obra. Desse modo, a descoberta de novos jazimentos é fundamental para incrementar a produção e dar continuidade à contribuição socioeconômica local e regional da mineração.

Pegmatitos graníticos são rochas cuja mineralogia essencial é constituída de quartzo, feldspatos e micas. Com exceção das micas, o quartzo e os feldspatos são

minerais “transparentes” à radiação eletromagnética nos comprimentos de ondas do VNIR e do SWIR, o que inviabiliza o emprego da espectroscopia de reflectância no estudo de pegmatitos em geral.

Muito embora a mineralogia acessória destas rochas possa ser extremamente variada, ainda assim, no conjunto das associações coletadas na literatura, observou-se o predomínio de silicatos, sulfetos e opacos que também não exibem feições de absorção espectral nas regiões pretendidas de observação. Uma segunda opção de observação destas rochas seria a utilização de dados da região termal (TIR) do espectro eletromagnético, na qual muitos desses minerais exibem feições características. Entretanto, a falta de equipamento para a coleta de medidas, bem como as restrições em termos da resolução espacial e espectral dos sensores atualmente em operação nessa faixa do espectro, limitaram a utilização desse tipo de dado no presente estudo.

Portanto, e diante do exposto, o foco da aplicação da espectroscopia de reflectância e de imageamento neste estudo é voltado para a mineralogia secundária dessas rochas originadas por processos de alteração superficial, metassomática-hidrotermal ou ambas, que exibam feições de absorção espectral decorrentes de mudanças na estrutura cristalina e da presença de cátions metálicos, moléculas de água e do íon hidroxila.

Pressupõe-se nesta pesquisa que o emprego de novas tecnologias pode contribuir para o conhecimento de pegmatitos da PPB, a partir da caracterização de suas ocorrências, natureza de suas associações mineralógicas secundárias e relacionamentos. Por sua vez, isto poderá induzir novas pesquisas, contribuindo para ampliar reservas ou descobrir novos jazimentos.

Complementarmente, espera-se:

1. estabelecer métodos de estudo de pegmatitos com base em dados indiretos (sensoriamento remoto, aerogeofísicos) e diretos (espectroscopia de reflectância) a partir da avaliação dos resultados obtidos;
2. contribuir para o incentivo à proposição e execução de novos levantamentos voltados ao estudo do potencial mineral dos pegmatitos da PPB.

A fisiografia regional é considerada um aspecto positivo na execução do trabalho, tendo em vista suas características de solos pouco espessos, vegetação escassa e longos períodos de estiagem, que favorecem a exposição superficial do substrato rochoso, condições importantes para a aplicação das técnicas de sensoriamento remoto hiperespectral.

1.4. Estrutura da pesquisa

A pesquisa foi estruturada em dois níveis distintos de observação e aquisição de dados:

1. Nível aéreo e orbital

Foram utilizadas imagens orbitais de sensoriamento remoto para processamento, análise e extração de informações multi- e hiperespectrais (Terra/ASTER e EO-1 Hyperion), juntamente com fotografias aéreas e imagens orbitais de alta resolução espacial do satélite QuickBird para observações geológicas, orientação e caminhamentos em campo;

Os dados aerogamaespectrométricos são do levantamento regional do Projeto Seridó disponibilizados pela Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais - CPRM, Serviço Geológico do Brasil.

2. Nível de laboratório e campo

Teve como base a execução de medidas de reflectância espectral coletadas em laboratório e no campo para a caracterização espectro-mineralógica de minerais de pegmatitos, e de medidas gamaespectrométricas terrestres para caracterizar e mapear o comportamento litogeofísico de granitos pegmatíticos. Além de embasar a interpretação dos dados aéreos e orbitais, as medidas obtidas serviram ainda

para selecionar dois prospectos para estudos de caso. Foram eles o pegmatito do Alto do Giz e o Granito Galo Branco

1.5. Seleção da área e dos prospectos

A PPB foi selecionada por constituir uma das mais importantes províncias metalognéticas do Nordeste do Brasil, ao passo que a seleção da área específica de estudos baseou-se nos seguintes fatores:

- a) disponibilidade de imagens multiespectrais de sensoriamento remoto dos sensores Terra/ASTER e EO-1/Hyperion;
- b) grande concentração de pegmatitos homogêneos e heterogêneos, caulinizados e não caulinizados, os quais a literatura existente indicou terem características geológicas similares;
- c) presença de alguns tipos de alteração hidrotermal e/ou intempérica, tais como turmalinização, albitização, lepidolitização, greisenização, argilização e sericitização, indicados na literatura;
- d) rochas encaixantes predominantemente constituídas por um único tipo de litologia, no caso os quartzitos da Formação Equador.

Dentro da área de trabalho, a seleção do pegmatito Alto do Giz para o desenvolvimento de estudo detalhado levou em conta:

- 1) a disponibilidade de imagens de um sensor hiperespectral;
- 2) superfície topográfica e nível de exposição dos corpos e de observação;
- 3) a dimensão dos corpos;
- 4) condições de acesso;
- 5) a mineralogia consultada na literatura e a observada durante reconhecimento de campo.

A seleção do granito Galo Branco levou em conta a área de exposição, a proximidade e facilidade de acesso e obtenção de autorização dos proprietários da terra

e dos mineradores para realização dos trabalhos.

1.6. Estrutura da Tese

Esta tese está dividida em 06 (seis) capítulos, 04 (quatro) deles formatados como artigos independentes. Ela se encontra organizada conforme apresentado a seguir.

CAPITULO 1 – APRESENTAÇÃO

Este capítulo está subdividido em seis itens. Consta de uma breve apresentação do trabalho, dos objetivos, da motivação da sua realização e da organização geral da pesquisa e da tese.

CAPITULO 2 – CARACTERIZAÇÃO ESPECTRO-MINERALÓGICA DE PEGMATITOS DA PROVÍNCIA PEGMATÍTICA DA BORBOREMA (PPB) E MAPEAMENTO MINERAL COM IMAGENS TERRA/ASTER.

São apresentados os dados, os métodos e os resultados obtidos com a caracterização espectro-mineralógica de pegmatitos regionais realizada por meio da análise das medidas espectrais tomadas em campo. É abordado também o mapeamento destas rochas utilizando imagens multiespectrais do sensor Terra/ASTER, a partir das assembléias de minerais identificadas no terreno.

CAPITULO 3 – LITHO-MINERALOGICAL MAPPING OF ALTO DO GIZ PEGMATITE, BORBOREMA PEGMATITIC PROVINCE (BPP), NORTHEASTERN BRAZIL, WITH REFLECTANCE SPECTROSCOPY AND HIPERION DATA.

Este capítulo trata da classificação espectro-mineralógica do pegmatito do Alto do Giz. São descritos os materiais, os métodos e os resultados alcançados a partir das associações mineralógicas determinadas, que possibilitaram o zoneamento interno do

pegmatito, a definição de algumas fases de sua evolução e o mapeamento remoto de assembléias minerais com dados hiperespectrais orbitais do sensor EO-1/Hyperion.

CAPITULO 4 – CARACTERIZAÇÃO GAMAESPECTROMÉTRICA DE GRANITOS PEGMATÍTICOS DA PROVÍNCIA PEGMATÍTICA DA BORBOREMA (PPB), NORDESTE DO BRASIL.

Neste capítulo são apresentados e discutidos os dados, métodos e resultados alcançados com a caracterização aerogamaespectrométrica de granitos pegmatíticos da região de estudo. Com base nas assinaturas gamaespectrométricas foram individualizados vários corpos desses granitos, dentre os quais foi selecionado o Granito Galo Branco para o desenvolvimento de análise mais detalhada com base em dados de gamaespectrometria terrestre.

CAPITULO 5 - IDENTIFICAÇÃO GAMESPECTROMÉTRICA DE PLACERES RUTILO-MONAZÍTICOS NEOPROTEROZÓICOS NO SUL DA FAIXA SERIDÓ, NORDESTE DO BRASIL

Este capítulo apresenta os resultados da análise e interpretação dos dados de gamaespectrometria aérea, com suporte de dados da gamaespectrometria terrestre, que resultaram na descoberta de um novo tipo de mineralização torífera na região de estudo associada a horizontes de metaconglomerados e metarenitos grossos intercalados nos quartzitos da Formação Equador.

CAPITULO 6 – CONCLUSÕES FINAIS E RECOMENDAÇÕES

Este capítulo apresenta uma síntese dos principais resultados alcançados e das conclusões gerais da pesquisa. Aborda ainda as limitações e potencialidades dos dados e métodos empregados, apresentando algumas propostas para superar as limitações encontradas.

CAPÍTULO 2

CARACTERIZAÇÃO ESPECTRO-MINERALÓGICA DE PEGMATITOS DA PROVÍNCIA
PEGMATÍTICA DA BORBOREMA (PPB) E MAPEAMENTO MINERAL COM IMAGENS
TERRA/ASTER.

CARACTERIZAÇÃO ESPECTRO-MINERALÓGICA DE PEGMATITOS DA PROVÍNCIA PEGMATÍTICA DA BORBOREMA (PPB) E MAPEAMENTO MINERAL COM IMAGENS TERRA/ASTER.

RESUMO

A caracterização de assembléias minerais em pegmatitos da Província Pegmatítica da Borborema (PPB), Nordeste do Brasil, foi feita por meio da espectroscopia de reflectância (ER) de laboratório e campo, e de dados de sensoriamento remoto multiespectral orbital. Minerais como caulinita, muscovita, illita-sericita e turmalina foram caracterizados em pegmatitos da porção sul da PPB. Utilizando a técnica de ER foi calculado o grau de cristalinidade de caulinitas e das illitas/sericitas, que revelou-se alto para ambas as fases minerais. A ER mostrou-se uma técnica eficaz nos trabalhos de campo, e de notável utilidade para permitir a identificação mineralógica e orientar amostragens e o mapeamento de pegmatitos. Com a composição colorida das imagens principais componentes da caulinita, da muscovita e da limonita obtidas dos dados Terra/ASTER através da aplicação da técnica Crósta, foram identificados pegmatitos como o Cavalo Morto, o Samambaia–Aldeia, entre outros do tipo homogêneo e, entre os heterogêneos, o pegmatito do Alto do Giz. Com a imagem de abundância relativa da muscovita foram mapeadas zonas de contato de pegmatitos e quartzitos da Formação Equador. Com base na imagem de abundância relativa da limonita foram mapeadas áreas limonitizadas, sobrepondo biotita xistos da Formação Seridó e coberturas colúvio-eluviais. Vinte e uma novas ocorrências ainda não registradas de pegmatitos detectadas neste estudo servirão para a atualização de mapas e bases de dados regionais. Os resultados demonstram o potencial de utilização da ER e do sensoriamento remoto multiespectral no estudo de pegmatitos da PPB.

Palavras chave: espectroscopia de reflectância, pegmatitos, Província Pegmatítica da Borborema, Terra/ASTER, análise por principais componentes, técnica Crosta.

ABSTRACT

The characterization of mineral assemblages in pegmatites of the Borborema Pegmatitic Province (PPB), in northeastern Brazil, was achieved by means of reflectance spectroscopy (ER) and multispectral remote sensing. Minerals such as kaolinite, muscovite, illite/sericite and tourmaline were characterized by ER in pegmatites of the southern portion of the PPB. Using ER, the degree of crystallinity of kaolinite and illite/sericite was established as high for both mineral phases. ER has proven to be an effective and reliable method in the field, allowing to speed up the mineralogical identification of the pegmatite mineral phases, therefore guiding the sampling and mapping of these rocks. Based on principal component analysis (PCA) of selected subsets of ASTER bands, using the Crósta technique, a map of the relative abundance of minerals was produced for the study area. The surface mineralogy of selected homogeneous pegmatites, such as Cavalo Morto and Samambaia-Aldeia, and the heterogeneous Alto do Giz pegmatite, were established using ASTER data and PCA processing. Based on the relative mineral abundance image of muscovite the contact zone between pegmatites and quartzites of the Equador Formation was mapped. Using the limonite abundance image, iron-stained areas were mapped, coinciding with the Seridó Formation and colluvium-elluvium deposits. Twenty one new occurrences of pegmatites identified as a result of this study will be used for updating existing maps and regional geological data bases. These results demonstrate the potential of using ER and multispectral remote sensing in the study of pegmatites in the PPB.

Keywords: reflectance spectroscopy, pegmatites, Borborema Pegmatitic Province, Terra/ASTER, principal component analysis, Crósta technique.

2.1. Introdução

A ocorrência de processos de caulinição e sericitização (Schuckmann e Gopinath 1989) em pegmatitos homogêneos e heterogêneos (Johnston Jr. 1945) da Província Pegmatítica da Borborema - PPB (Scorza 1944) motivou a caracterização e o

mapeamento de filossilicatos dessas rochas, por meio da espectroscopia de reflectância e do sensoriamento remoto multiespectral orbital.

A caracterização de fases minerais do grupo dos caulins, além de contribuir no entendimento de paragêneses relacionadas ao processo de caulinizacão, pode também orientar a exploração e o beneficiamento do minério para aplicações específicas (Senna 2008). De acordo com Luz e Damasceno (1993), para certas aplicações cerâmicas, a ocorrência da fase mineral da halloysita no caulim apresenta vantagens, ao passo que em outras é prejudicial como na indústria de papel.

As micas brancas constituem o terceiro mineral mais abundante nos pegmatitos, depois do quartzo e dos feldspatos, enquanto as micas ferromagnesianas são praticamente os únicos minerais máficos neles presentes (Černý e Burt 1984). As micas retêm na sua estrutura cristalina concentrações variáveis de elementos menores e de elementos-traço, utilizados nos estudos de evolução geoquímica e na prospecção mineral de pegmatitos mineralizados em elementos raros (Soares 2003; Da Silva 1982, 1993; Galeschuk e Vanstone 2007; Soares *et al.* 2007). A análise espectro-mineralógica de micas ainda na fase de campo pode contribuir para a caracterização dos pegmatitos, precedendo e orientando os estudos e análises laboratoriais, os quais geralmente demandam a preparação prévia das amostras.

A técnica de espectroscopia de reflectância (ER) não exige preparação da amostra, podendo ser realizada diretamente em campo ou em laboratório. Além disso, a ER é capaz de detectar pequenas variações composicionais em micas, assim como estabelecer o seu grau de ordenamento estrutural e também de caulinitas. Tais informações têm importantes implicações acerca do ambiente e da temperatura de formação de muitos desses filossilicatos (Zang *et al.* 2001; Hermann *et al.* 2001, Bierwirth *et al.* 2002).

A ER tem sido utilizada na caracterização de minerais em diferentes terrenos geológicos e em projetos de exploração mineral, envolvendo vários tipos de depósitos. Uma das aplicações mais comuns dessa técnica é no mapeamento de auréolas de alteração hidrotermal associadas a depósito de minerais metálicos, a partir de dados coletados em laboratório e em campo (Herrmann *et al.* 2001, Bierwirth *et al.* 2002).

O sensoriamento remoto multiespectral, por sua vez, tem sido historicamente

utilizado no apoio às atividades de exploração mineral, notadamente na prospecção de áreas favoráveis à ocorrência de depósitos minerais metálicos (Sabine 1999). Para isso, é utilizada a capacidade desse tipo de sensor na identificação de assembléias minerais indicativas desses depósitos, com base na identificação da assinatura espectral das mesmas registrada por sensores tais como o Landat/TM e ETM+ e Terra/ASTER (Rowan e Mars 2003; Crósta *et al.* 2003; Souza Filho *et al.* 2003, Ducart 2004; Ducart *et al.* 2006; Senna 2008). Muitas das assembléias minerais utilizadas nesse tipo de aplicação são constituídas por filossilicatos. Contudo, não há exemplos na literatura de trabalhos de caracterização espectro-mineralógica de laboratório e campo e mapeamento de assembléias minerais relacionadas a pegmatitos.

Não obstante os mais de 50 anos de exploração e pesquisa na PPB, a literatura mostra que os pegmatitos caulinizados, principalmente os do tipo homogêneo que ocorrem na região entre Equador (RN) e São José da Batalha (PB), intrudidos nos quartzitos da Formação Equador, ainda são pouco conhecidos em relação aos tipos heterogêneos, e também em relação aos homogêneos não caulinizados. O número de pegmatitos caulinizados descobertos cresceu bastante nos últimos 20 anos, o que justifica a execução de novos estudos nesta região, incorporando, inclusive, novas tecnologias como a ER.

Nesse sentido, o foco deste estudo foi na aplicação da ER de laboratório e campo, com suporte de técnicas analíticas de difração de raios X e MEV-EDS, elegendo-se como objetivos i) caracterizar as assembléias de filossilicatos de pegmatitos e, com base na mineralogia resultante, ii) mapear estas rochas com dados do sensor multiespectral orbital Terra/ASTER. Buscou-se ainda avaliar a potencialidade da aplicação dessas técnicas em estudos regionais da PPB.

2.2. Área de estudos

A área de estudos localiza-se na região limítrofe entre os estados do Rio Grande do Norte e Paraíba e seu retângulo envolvente é limitado pelas coordenadas 06°45' 00" e 07° 15' 00" de latitude sul e 36°20' 00" e 36°5 0' 00 de longitude oeste (Figura 2.1). Compreende a região que abriga a maioria dos pegmatitos encaixados nos muscovita-

quartzitos da Formação Equador.

É uma região de clima quente, semi-árido, com precipitação pluviométrica escassa e mal distribuída, cuja média anual está em torno de 500 mm. O relevo é bastante acidentado, com cotas variando de 250 metros a 890 metros. Suas principais elevações são as Serras dos Quintos e das Queimadas, ao norte, e do Bonfim e de Santana, ao sul, das cidades de Junco do Seridó/PB e Equador/RN, respectivamente (Figura 2.1).

2.3. Contexto geológico

A área de estudo localiza-se na porção sul da Província Pegmatítica da Borborema, que sobrepõe parte da Faixa Seridó (FSe) (Jardim de Sá 1994), nas proximidades do Lineamento Patos, compreendendo a porção centro-leste do Domínio Rio Grande do Norte (Brito Neves *et al.* 2000) no extremo nordeste da Província Borborema (PB) (Almeida *et al.* 1977) (Figura 2.1).

A Província Borborema cobre uma área de cerca de 450.000 km², sendo limitada a oeste pelos sedimentos Fanerozóicos da Bacia do Parnaíba, a norte e leste pelos sedimentos das bacias costeiras da margem continental brasileira atual (Bacias Potiguar e Pernambuco-Paraíba) e ao sul pelo Cráton do São Francisco. É constituída por terrenos gnássicos-migmatíticos-graníticos, de idades arqueana a paleoproterozóica, e de rochas metavulcanossedimentares e metassedimentares supracrustais, de idades Paleo a Neoproterozóicas. O último evento tectono-metamórfico importante na formação de rochas e de estruturas dúcteis e dúcteis-rúpteis da Província foi o Ciclo Brasileiro (Brito Neves *et al.* 2000).

O embasamento cristalino da FSe, também conhecido como Complexo Caicó, é constituído por metassedimentos, migmatitos e ortognaisses granodioríticos, tonalíticos e graníticos de textura equigranular. Na região oeste da FSe (Maciço Rio Piranhas) foram obtidas idades de 2,17-2,18 Ga pelos métodos U-Pb e Rb/Sr em protólitos ígneos (Hackspacher *et al.* 1990), enquanto na região leste (Maciço São José do Campestre - Caldas Brandão MCB) as idades disponíveis são arqueanas, entre 2,7-3,4 Ga, obtidas pelos métodos U-Pb e Sm-Nd (Dantas *et al.* 1998).

As rochas supracrustais da FSe estão reunidas no Grupo Seridó (Ferreira e

Albuquerque 1969; Jardim de Sá e Salim 1980; Jardim de Sá 1984, Archanjo e Salim 1986), com idade de deposição entre 650-610 Ma e deformação no Ciclo Brasileiro (Van Schmus *et al.* 2003). Compreendem a Formação Jucurutu com paragneisses a biotita, epidoto e anfibólio, e abundantes intercalações de mármore, rochas cálcio-silicáticas, quartzitos e itabiritos; a Formação Equador, que reúne quartzitos puros, micáceos contendo níveis de metaconglomerados, intercalação de metagrauvacas e metaconglomerados monomíticos e polimíticos da Formação Parelhas (Ebert 1970), e a Formação Seridó, constituída predominantemente por biotita xistos com delgadas intercalações de mármore, quartzitos, anfibolitos e cálcio-silicáticas.

A FSe foi afetada por quatro fases de deformação dúctil a dúctil-rúptil. Uma fase encontra-se restrita ao embasamento gnássico-migmatítico (F_1), enquanto as outras três delas afetam as rochas supracrustais (Jardim de Sá 1984, 1994, Jardim de Sá e Salim 1980). Destas, a fase mais antiga F_2/M_2 desenvolveu dobras fechadas a isoclinais, invertidas a recumbentes, com metamorfismo associado em fácies anfibolito. A fase F_3/M_3 corresponde aos dobramentos maiores na região, com vergência variada e direção NNE-NE e retrometamorfismo em algumas regiões. Já a fase F_4/M_4 envolveu efeitos de crenulação e kinks, sem ter tido aparentemente maiores reflexos na macroestrutura e metamorfismo em fácies xisto verde.

Um traço marcante na estruturação regional da FSe são as centenas de intrusões graníticas agrupadas por Jardim de Sá *et al.* (1981) em quatro grandes grupos denominados G1 a G4, de acordo com suas relações com as fases de deformação regional. Esses grupos de intrusões são: i) granitos do tipo G1, restritos ao embasamento cristalino e predominantemente constituídos por augen-gnaisses deformados em D1 e em fases posteriores; ii) granitos do tipo G2 correspondentes a granitos pré-tectônicos encaixados em metassedimentos do Grupo Seridó, relacionados principalmente com a deformação da fase D2; iii) granitos G3 sin- a tarditectônicos relacionados ao evento D3; iv) granitos G4, tardi- a pós-tectônicos ao evento D3.

A intensa atividade magmática neoproterozóica resultou ainda na formação de enxames de pegmatitos que Scorza (1944) denominou de Província Pegmatítica da Borborema (PPB), sobre a qual são apresentados a seguir alguns tópicos resgatados na literatura. Alguns deles foram acrescidos de comentários baseados em observações

de campo.

2.4. Província Pegmatítica da Borborema (PPB)

A Província Pegmatítica da Borborema PPB compreende uma região de mais de 10.000 km² que se estende na direção geral NE-SW e cujos limites geográficos são aproximadamente definidos pelas coordenadas geográficas de 05° 30' 00" S e 07° 00' 00" S e 036° 00' 00" W e 037° 00' 00" W de Greenwich (Figura 2.1).

Existem na PPB mais de 1.500 pegmatitos mineralizados e produtores de minerais de Ta-Nb, Sn, Be, Li (Da Silva 1993; Da Silva *et al.* 1995), além de minerais industriais (quartzo e feldspato cerâmico) e de gemas raras, como a Turmalina Paraíba (Rossman *et al.* 1991). A mineralogia relativa à cristalização primária, de alteração hidrotermal e supergênica é bastante diversificada, incluindo silicatos, sulfetos, carbonatos, fosfatos e óxidos (Johnston Jr. 1945, Pough 1945, Farias 1976, Da Silva e Dantas 1984), além de variadas fases de minerais raros e exóticos encontrados em diferentes pegmatitos (Beurlen *et al.* 2003, Beurlen *et al.* 2004, Wegner *et al.* 1998).

No contexto dos pegmatitos caulinizados, amostras provenientes de alguns pegmatitos encaixados no Quartzito Equador próximo à cidade de Junco do Seridó (PB), resultaram nos seguintes grupos e respectivas associações mineralógicas (Schuckmann e Gopinath 1989):

- pegmatitos não alterados: albita, microclínio, quartzo e muscovita;
- pegmatitos parcialmente alterados: albita, microclínio, quartzo, sericita, muscovita e caulinita;
- pegmatitos totalmente alterados: sericita, muscovita, caulinita e quartzo

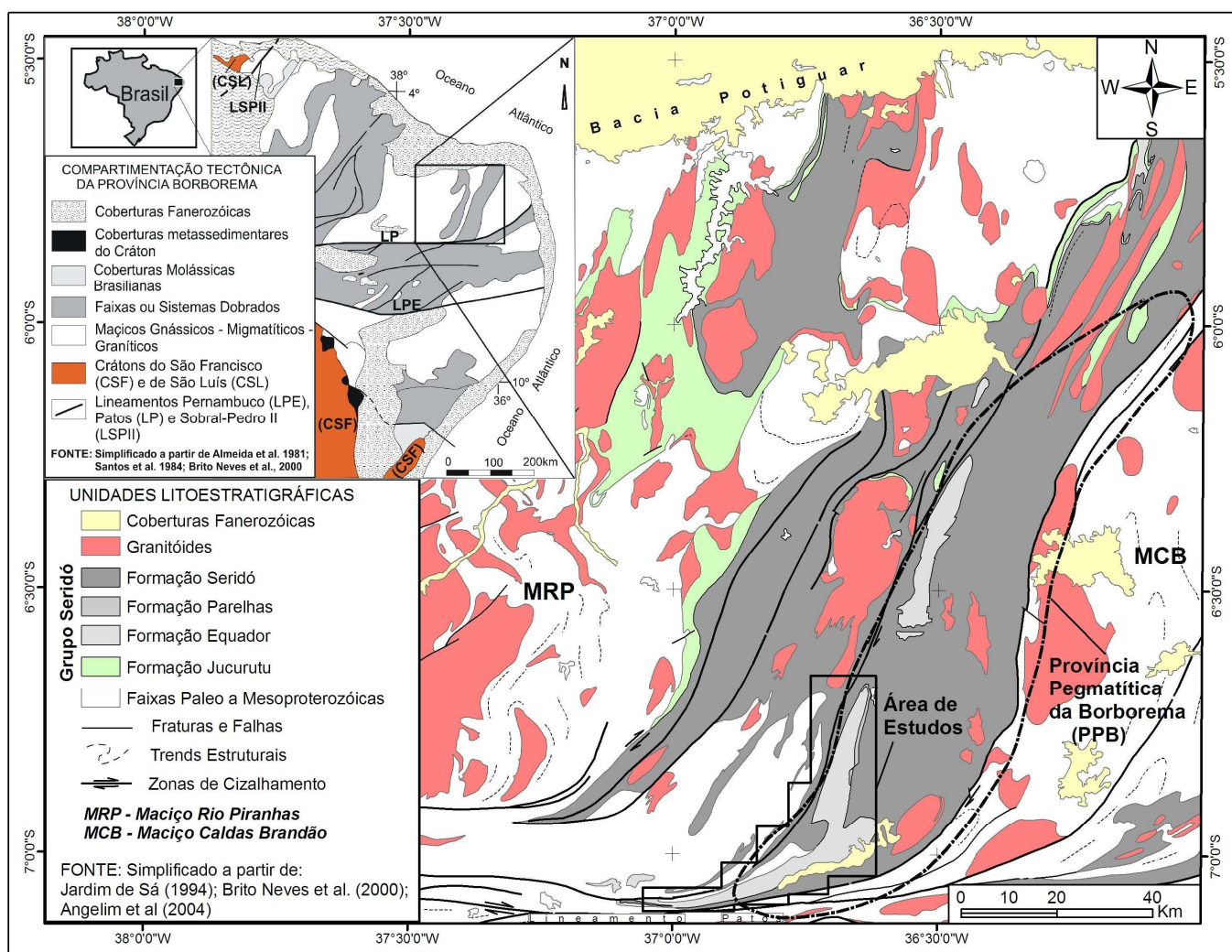


Figura 2.1 – Geologia regional e localização da Província Pegmatítica da Borborema (PPB) e da área de estudos.

O tipo de mineral econômico presente no pegmatito foi o critério utilizado por Scorza (1944) para classificá-los em:

1. pegmatitos com cassiterita, columbita, espodumênio e berilo (tipo Taperoá) ou só com cassiterita;
2. pegmatitos com minerais de cobre (tipo Pedra Branca) e
3. pegmatitos que não contêm cassiterita nem minerais de cobre.

Johnston Jr. (1945) usou como critério de classificação a mineralogia e a estrutura interna dos pegmatitos, separando-os em dois tipos os homogêneos e os heterogêneos. Estes dois tipos correspondem, em linhas gerais, aos pegmatitos simples e complexos da classificação de Landes (1933), respectivamente. Johnston Jr. (1945) reconheceu quatro zonas principais nos pegmatitos heterogêneos (Figura 2.2):

ZONA I - É a zona de contato externo e contém abundante muscovita; esta zona tende a ser mais bem desenvolvida quando a rocha encaixante são os xistos, podendo estar ausente quando encaixados nos quartzitos, sugerindo uma significativa contribuição dos xistos na formação e composição química da muscovita. Quando presente, esta zona tem geralmente menos de 1 metro de espessura;

ZONA II - É caracterizada pela ocorrência de feldspato, muscovita e quartzo, que é a mineralogia dos pegmatitos homogêneos; pode exibir intercrescimento gráfico de quartzo e feldspato e raramente contém biotita; esta zona constitui a maior parcela do pegmatito e, a partir do aumento progressivo do tamanho dos cristais em direção às porções mais centrais do corpo, passa gradualmente para a zona III;

ZONA III - Caracteriza-se pela dominância de cristais de feldspatos de grandes dimensões; desta zona provém a maior parte das mineralizações de berilo, tantalita e espodumênio; é comum ocorrerem corpos de substituição nesta zona, caracterizados por aglomerados de micas mais finas, de cor esverdeada, pouco quartzo e cristais de albita;

ZONA IV - Representa a zona central, ou núcleo, do pegmatito, com corpos volumosos de quartzo róseo ou leitoso; esta zona pode produzir berilo, muitas vezes em cristais de grandes dimensões.

Muita embora a classificação nos tipos homogêneos e heterogêneos ainda seja muito utilizada, ela tem sido questionada por alguns autores (Da Silva 1993, Beurlen *et al.* 2008) quanto à sua aplicabilidade. De fato, o zoneamento interno observado em superfície no pegmatito Boqueirão de Parelhas, que é o pegmatito tipo usado na classificação, não parece ter continuidade em profundidade, conforme se observa em uma galeria situada 10 metros abaixo do piso principal. Este comportamento mostra que, dependendo do nível de exposição, o pegmatito pode apresentar-se como homogêneo ou heterogêneo.

Johnston Jr. (1945) também não considerou a possibilidade de zoneamento ao longo da extensão do pegmatito, nem a presença de corpos de substituição. Este tipo de zoneamento foi observado neste estudo no pegmatito do Alto do Giz que, além de vários núcleos de quartzo, também transiciona longitudinalmente, passando de homogêneo a heterogêneo e com corpos de substituição só na borda de dois dos seus núcleos de quartzo.

Os pegmatitos homogêneos exibem composição típica de um granito com quartzo, feldspato e muscovita, alguma biotita, schorlita e granada, podendo ainda conter berilo, tantalita e cassiterita. É frequente o intercrescimento gráfico de quartzo e feldspato e, via de regra, esse tipo de pegmatito exhibe textura equigranular.

Na área de estudo a forma encontrada desse tipo de pegmatito foi a tabular (Figura 2.3a), com dimensões variando de 1 a 6 metros de largura. A extensão em superfície é muito variável, mas pode ultrapassar 3 km, como observado em um pegmatito localizado ao sul da cidade de Junco do Seridó/PB (Figura 2.3b).

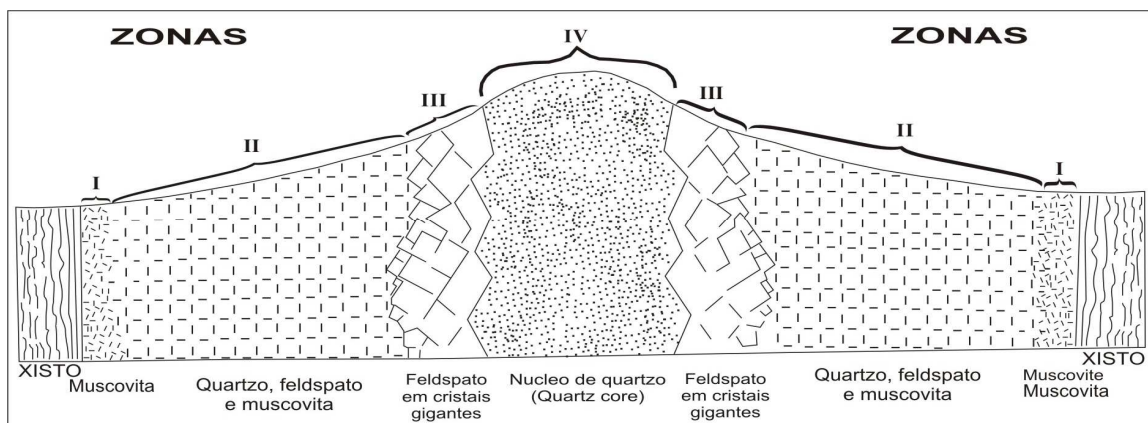


Figura 2.2 – Esboço generalizado das zonas internas de um pegmatito heterogêneo segundo Johnston Jr. (1945).

Os pegmatitos heterogêneos têm como principal característica o zoneamento interno, as dimensões maiores e formas variadas que, segundo Brisbin (1986), vão depender da profundidade, do tipo de encaixante e da quantidade de *strain* durante o alojamento. A forma comumente encontrada na área é a lenticular e alguns exibem mais de 500 metros de extensão e largura da ordem de 40 metros.

Um terceiro tipo, denominado de misto, foi introduzido por Rolff (1946) para descrever os pegmatitos intermediários que não possuem núcleo de quartzo bem definido, assemelhando-se à Zona II dos pegmatitos heterogêneos.

O zoneamento regional dos pegmatitos da PPB foi proposto, entre outros autores, por Roy et al (1964) e Cunha e Silva (1979). Esses autores basearam suas propostas de zoneamento no conteúdo de minerais metálicos destas rochas.

Roy et al (1964) destacaram a presença de uma zona contendo pegmatitos com cassiterita; uma de pegmatitos lítíferos, tantalíferos e berilíferos, uma de portadores de monazita e ETR e, finalmente, uma zona de pegmatitos produtores de caulim. Esta última foi situada à época pelo autor em uma região de 8 km de raio, nos arredores da cidade de Equador (RN).

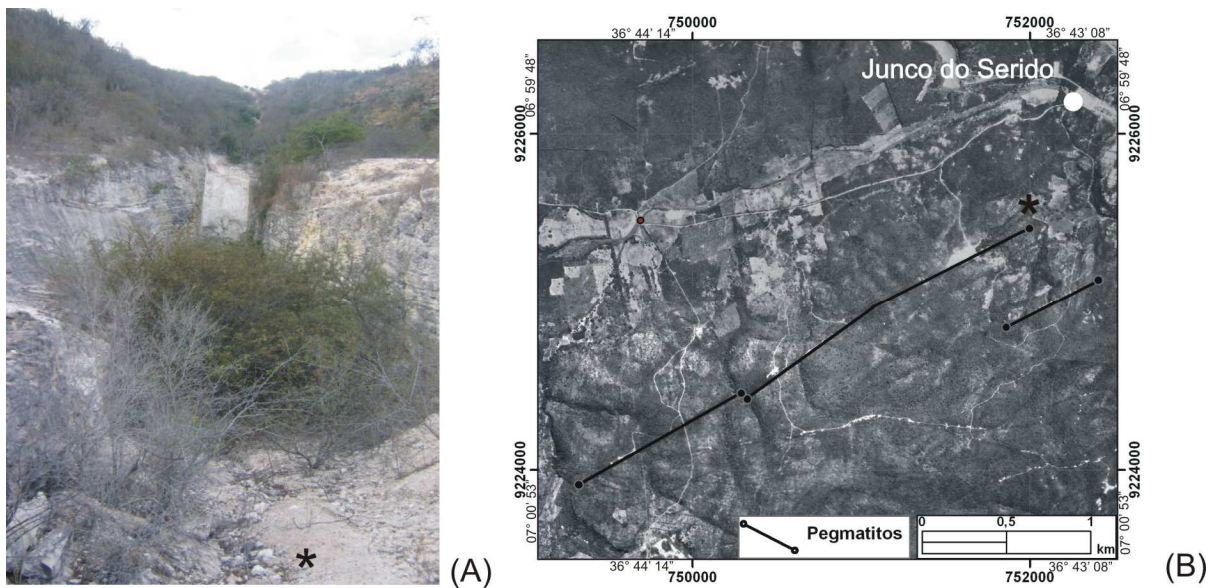


Figura 2.3 – Pegmatito homogêneo, tabular, sub vertical, caulinizado, localizado ao sul da cidade de Junco do Seridó (PB). Largura varia de 3 metros a 6 metros na seção intermediária e em trechos da extremidade sudoeste.

Atualmente, a zona produtora de caulim é maior do que aquela delimitada por Roy *et al.* (1964). Ela se inicia próxima à cidade de São José da Batalha(PB), estendendo-se até cerca de 15 km ao norte da cidade de Equador (RN), ocupando uma faixa de direção geral SSO-NNE, praticamente restrita aos limites aflorantes do Quartzito Equador. Esta zona tem atualmente cerca de 30 a 35 km de extensão e 5 a 10 km de largura, sendo aqui proposta para designá-la a denominação de Distrito Caulínífero do Seridó (DCS). Embora existam outros pegmatitos produtores de caulim fora desta região, ela contém os maiores corpos produtores de caulim da PPB.

Cunha e Silva (1979) utilizaram as concentrações de Sn, Be, Ta-Nb e de ETR nos pegmatitos e subdividiram a província em quatro zonas metalíferas distintas (Figura 2.4):

1. ZONA A: com base na ocorrência de Sn;
2. ZONA B: tendo o berilo como principal bem mineral explotável;
3. ZONA C: ocorrência de Ta com predominância de tantalita-columbita;

e a de Ta-Be com tantalatos e berilos;

4. ZONA D: ocorrência de tantalatos e de minerais portadores de ETR.

Após análise de fichas de cadastramentos de cerca de 1.500 ocorrências de pegmatitos, Da Silva (1993) não confirmou o zoneamento proposto, pois verificou que não há como separar a Zona A da cassiterita proposta por Cunha e Silva (1979), uma vez que nela também ocorrem inúmeros pegmatitos mineralizados em Ta-Nb. Por outro lado, este autor reconheceu que a insuficiência de informações é um fator limitante para a proposição desse tipo de zoneamento na PPB.

No final dos anos 90 surgiram dois distritos gemológicos na FSe, com base na caracterização de áreas com vocação predominante para a produção de minerais gemas (Moraes 1999).

Para Araújo *et al.* (1998) os pegmatitos homogêneos estão dispostos segundo a foliação regional S_3 , com os corpos tendendo à horizontalidade nos locais onde S_3 mergulha suavemente, ao passo que os corpos heterogêneos dispõem-se segundo trends NE-SW, oblíquos ao trend N-S das estruturas dúcteis regionais, sendo comumente sub-verticais e exibindo comprimento e largura superiores aos corpos homogêneos.

Araújo *et al.* (2003) obtiveram idades de 527.7 ± 1.4 Ma e 532.9 ± 1.9 Ma em biotitas de pegmatitos de Be-Ta-Li da PB, pelo método Ar^{40}/Ar^{39} . Essas idades, combinadas com dados de campo, sugerem que as zonas de cisalhamento Neoproterozóicas experimentaram pelo menos uma reativação Cambriana, responsável pela colocação dos pegmatitos mineralizados em Be-Ta e Li.

Datações U-PB mais recentes em columbitas de pegmatitos revelaram idades entre 509-515 Ma (Baumgartner *et al.* 2006).

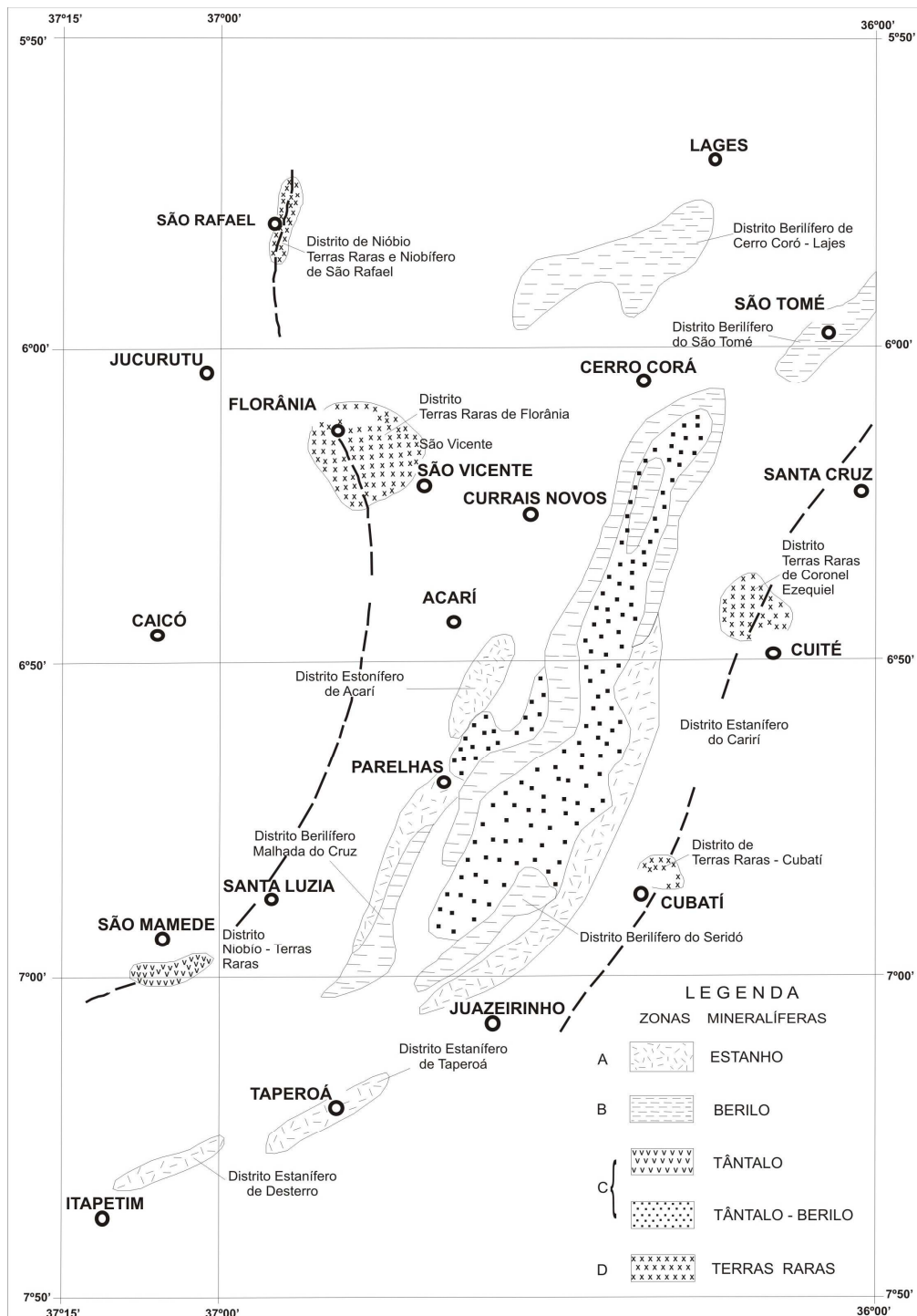


Figura 2.4 – Zoneamento polimetálico regional da PPB. Fonte: Cunha e Silva (1979).

Com base em estudo de inclusões fluidas em diferentes fases minerais de

pegmatitos da PPB, Beurlen *et al.* (2001) concluíram que eles evoluíram e cristalizaram sob condições isobáricas, a temperaturas e pressões da ordem de 580 a 400°C e 3,5 kbar, respectivamente. Estudos posteriores conduzidos por Soares (2003) nos pegmatitos Boqueirão, Capoeiras e dos Quintos também permitiram estimar as condições P-T de cristalização no intervalo 580-400°C e 3,8 kbar, em condições aproximadamente isobáricas, correspondendo ao intervalo desde a cristalização da Zona I até o início da formação de corpos de substituição.

Baseado em dados litogeoquímicos, Da Silva (1993) classificou os pegmatitos da PPB como do tipo berilo, sub tipo “berilo-columbita-fosfatos”. A PPB foi classificada por este autor como medianamente mineralizada em tântalo.

2.5. Materiais e Métodos

2.5.1. Materiais

Como referência para a geologia regional foram utilizados o mapa geológico do Projeto Jardim do Seridó (Torres e Andrade 1975) e a Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, Folha Jaguaribe SB-24 (Angelim *et al.* 2004), além de dados de cadastramentos minerais (Scheid e Munis 1976, CDM 1989). Também foram utilizadas fotografias aéreas, escalas 1:40.000 e 1:25.000.

As análises por espectroscopia de reflectância (ER) foram feitas com espectrorradiômetro portátil FieldSpec Full Resolution Pro, da Analytical Spectro Devices (ASD) pertencente ao IG-UNICAMP. Na análise e interpretação dessas curvas foram empregados os aplicativos The Spectral Geologist/TSG-4 PRO (CSIRO 2008) e o SIMIS FS 1.6 (Mackin 2002), juntamente com os pacotes de análise espectral do programa Environment for Visualizing Images – ENVI (RSI 2008).

Os dados multiespectrais orbitais constituem um recorte da cena Terra/ASTER de 29/01/2006, relativa à órbita 215/ponto 65 cobrindo a área de estudos.

2.5.2. Amostragem

O trabalho de amostragem envolveu 56 ocorrências e garimpos de pegmatitos em operação e paralisados, com a coleta de 189 amostras para análise por ER. Dos pontos visitados, 21 deles são novos garimpos e minas de pegmatitos produtores de caulim não previamente cadastrados. Nesta etapa, muitas amostras foram coletadas dispersamente em alguns pegmatitos em virtude da falta de condições de acesso a perfis sistemáticos nas zonas internas, notadamente naqueles abandonados (Figura 2.5).



FIGURA 2.5 – Aspectos gerais dos pegmatitos: (a) Seridozinho; (b) Sítio Melado; (c) Alto dos Mamões; (d) Pitombeiras. Situação de abandono dificulta o acesso e gera situações de riscos por desmoronamentos de galerias e poços como no pegmatito Pitombeiras.

2.5.3. Geração das curvas espectrais

O Fieldspec Pro opera com três conjuntos de detetores cobrindo as regiões do VNIR e o SWIR (350-1000 nm; 1000 a 1800 nm; 1800 a 2500 nm), podendo operar tanto com luz solar como também com iluminação artificial (ASD 1994; Souza Filho e Crósta 1998). Na configuração para uso em laboratório a iluminação provém de uma lâmpada de halogênio de alta temperatura (3000K). O equipamento encontra-se instalado em uma sala escura para evitar qualquer tipo de contaminação espectral por iluminação externa.

O instrumento foi calibrado mediante sucessivas leituras de uma placa padrão de referência Spectralon®, que reflete praticamente toda a radiação sobre ela incidente. Foram geradas 1860 curvas espectrais, sendo 583 delas referentes às 189 amostras coletadas na etapa de reconhecimento de campo e as demais nas fases seguintes com medidas de campo e novas amostras coletadas. Não houve qualquer preparação de amostras, tomando-se apenas o cuidado de realizar as leituras em superfícies lisas e limpas, livres de contaminação de caulim.

Durante o trabalho efetuou-se repetidas leituras, com a amostra posicionada de diferentes modos, de modo a garantir uma diversidade de espectros representativos dos conjuntos mineralógicos possíveis de ocorrerem em uma única amostra. Após a geração das curvas, executou-se a correção das imperfeições, ou *gaps*, com a função *splice correction* do próprio sistema (ASD 1994).

2.5.4. Caracterização espectro-mineralógica

A caracterização espectro-mineralógica baseou-se na interpretação das posições, intensidades, formas e declividades das feições de absorção espectral da região do infravermelho de ondas curtas (SWIR), observadas nos espectros de laboratório e campo (Figura 2.6), após a aplicação da correção do *Hull Quotient*, para remover o efeito da linha do contínuo (Clark *et al.* 1990, Pontual *et al.* 1997). O SWIR é uma das regiões mais importantes para a análise mineralógica, devido á variada gama de minerais com feições de absorção espectral diagnósticas nesta região do espectro eletromagnético (Hunt 1977, 1979, Hunt e Salisbury, 1970, Clark 1999, Meneses *et al.* 2001). Essas informações têm sido utilizadas na prospecção de depósitos e

mineralizações diversas utilizando imagens de sensoriamento remoto (Crósta e Souza Filho 2000, Crósta *et al.* 2003, Ducart *et al.* 2006, Senna 2008, Cudahy *et al.* 2001a, Cudahy *et al.* 2001b, Lima e Souza Filho 2002, Rowan e Mars 2003). A região do visível e do infravermelho próximo (VNIR), que se estende de 400 nm a 1000 nm, é útil na detecção de minerais e rochas contendo óxidos e hidróxidos de ferro (Rowan *et al.* 1977, Crósta e Moore 1989).

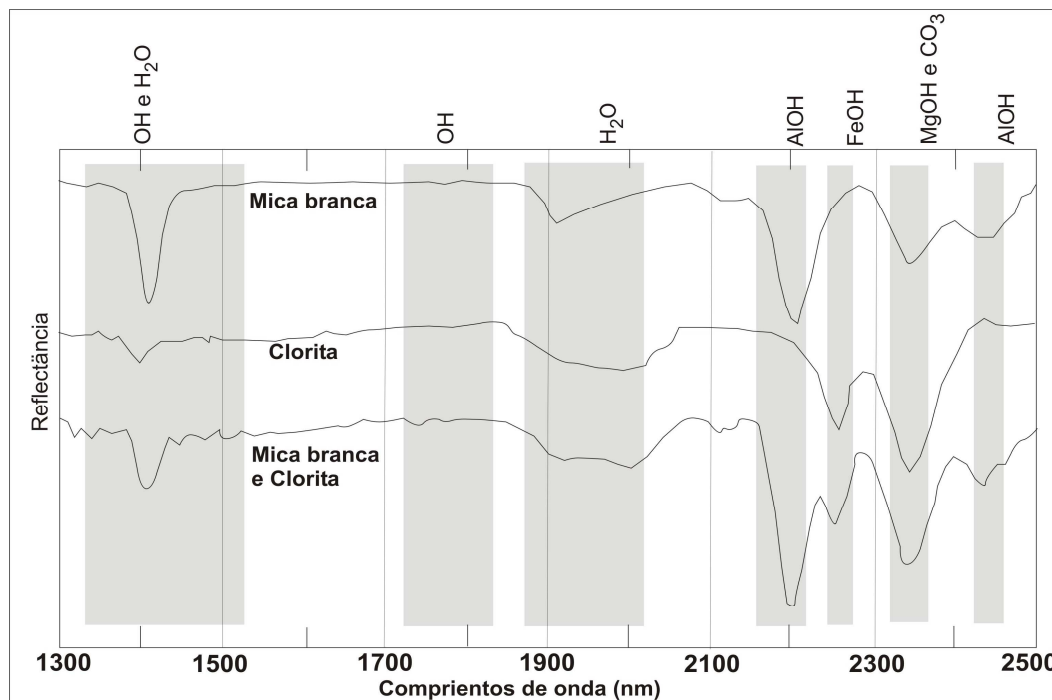


Figura 2.6 – Principais intervalos de observação de feições de absorção espectral diagnósticas no intervalo do SWIR. Fonte: Hermann *et al.* (2001).

As medidas feitas com o FieldSpec Pro foram analisadas visualmente quanto à qualidade, selecionadas e exportadas para os aplicativos SIMIS *Features Search* 1.6 (Mackin 2002) e *The Spectral Geologist (TSG-4 Pro)* (CSIRO 2008), além do pacote de análise espectral do *Environment for Visualizing Images – ENVI* 4.5, para análise, interpretação e montagem da biblioteca com as medidas de reflectância espectral. Esses vários aplicativos possuem funções complementares e foram utilizados conjuntamente na análise e interpretação da mineralogia das amostras do projeto.

O SIMIS FS 1.6 utiliza um algoritmo de extração automática de feições de absorção espectral, determinando os minerais que possuem feição de absorção similar ao da amostra, colocando-os numa lista ordenada segundo ordem decrescente das profundidades de absorção das feições identificadas. O intérprete seleciona os minerais a serem analisados pelo programa para detectar ou não a presença de misturas minerais, gerando curvas características contendo diferentes proporções dos minerais que podem compor a mistura (Mackin 2002).

O programa TSG PRO 5 utiliza um algoritmo (The Spectral Assistant -TSA) para extração das feições de absorção espectral, identificando automaticamente até dois componentes minerais na amostra. A biblioteca espectral que acompanha o sistema é relativamente limitada, mas é possível importar bibliotecas espectrais externas.

2.5.5. Análises laboratoriais

As amostras analisadas por difração de raios X foram britadas e reduzidas ao pó em moinho de bola. Não houve separação nem tratamento prévios. As análises foram executadas no Laboratório de raios X do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará. A preparação das amostras foi feita em porta amostra redondo, com preenchimento por trás (*back loading*), de modo a evitar orientação preferencial das amostras.

As análises foram realizadas com Difratorômetro de raios X modelo X'PERT PRO MPD (PW 3040/60), da PANalytical, com Goniômetro PW3050/60 (Theta/Theta) e com tubo de raios X cerâmico de anodo de Cu ($K\alpha_1$ 1,540598 Å), modelo PW3373/00, foco fino longo, 2200W, 60kv. O detector utilizado é do tipo RTMS, X'Celerator. A aquisição de dados foi feita com o software X'Pert Data Collector, versão 2.1a, e o tratamento dos dados com o software X'Pert HighScore versão 2.1b, também da PANalytical.

Foram utilizadas as seguintes condições de análise: Voltage (kV): 40; Current (mA): 40; Scan range ($^{\circ} 2\theta$): 5-75; Step size ($^{\circ} 2\theta$): 0,02; Scan mode: Continuous; Counting time (s): 10; Divergence slit: Slit Fixed $1/4^{\circ}$; Mask Fixed 10 mm; Anti-scatter slit: $1/2^{\circ}$; sample movement type: Spinning; Rotation time (s): 1,0.

Algumas amostras foram analisadas por microscopia de varredura eletrônica (MEV) para observação da morfologia de caulinitas.

2.5.6. Processamento da imagem Terra/ASTER utilizando a técnica de análise por principais componentes.

A análise por principais componentes é uma técnica estatística multivariada que a partir de combinações lineares de variáveis correlacionadas produz um novo conjunto de novas variáveis não correlacionadas entre si, e organizadas por ordem decrescente da porcentagem de variância que é a nova medida da quantidade de informação de cada uma delas (Schowengerdt 1983, Crósta e Moore 1989, Loughlin 1991, Crósta *et al.* 2003).

A variância estatística nas imagens multiespectrais está relacionada com a resposta espectral dos materiais imageados na cena, tais como vegetação, água, rochas e solos, sendo também influenciada pela dimensão estatística da imagem. Deste modo, o resultado do ordenamento das imagens principais componentes dependerá tanto da abundância do alvo de interesse na cena, como da estatística da imagem, que pode ser medida e ajustada de modo a ser direcionada para informar a distribuição e a abundância relativa de um material em particular (Loughlin 1991).

No processamento das imagens Terra/ASTER aplicou-se uma modalidade da análise por principais componentes denominada de técnica Crósta (Loughlin 1991). Esta técnica é uma adaptação feita por Loughlin (1991) da metodologia originalmente proposta por Crósta e Moore (1989) denominada de *feature-oriented principal component selection* (FCPS) para mapear com imagens Landsat/TM óxidos e hidróxidos em terrenos *greenstone belts*.

Loughlin (1991) também utilizou imagens Landsat/TM para mapear óxidos, hidróxidos e minerais portadores de íon hidroxila, porém direcionou a transformação ao reduzir para quatro o número de bandas utilizadas na metodologia original proposta por Crósta e Moore (1989). Aquele autor propôs utilizar os conjuntos das bandas 1, 3, 4 e 5 para mapear óxidos e hidróxidos de ferro, e o conjunto 1, 4, 5 e 7 para mapear minerais portadores do íon hidroxila com base no comportamento espectral desses materiais em

cada banda espectral do Landsat/TM.

A entrada em operação do sensor *Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer* (ASTER), disponibilizou para a comunidade um número maior de bandas, com três delas posicionadas no intervalo do VNIR e seis no intervalo do SWIR. Com isto, não só foi ampliado o potencial de discriminação mineralógica com as bandas do SWIR, como também a possibilidade de se montar um número maior e mais diverso de conjuntos de bandas para aplicação da técnica de principais componentes.

Com base nas características do sensor Terra/ASTER, Crósta et al. (2003) propuseram utilizar, entre outros, os conjuntos de bandas 1, 4, 6 e 7 para mapear caulinita, e 1, 3, 5 e 6 para mapear illita-muscovita, também selecionados em função da posição das feições espectrais características desses minerais em relação a estas bandas. Além destes, também foi utilizado neste estudo o conjunto 1, 4, 5 e 9 para caracterização de limonita. As características espectrais da caulinita são de alta reflexão nas bandas 4 e 5 e baixa nas bandas 1 e 6. Illita-muscovita tem alta reflexão nas bandas 1 e 5 e baixas nas bandas 3 e 6. Limonita apresenta alta reflexão nas bandas 4 e 5 e baixas nas bandas 1 e 9.

A inclusão neste estudo do conjunto para limonita se deve, em primeiro lugar, ao fato de que outros minerais de pegmatitos ocorrem em pequenas quantidades, ou não podem ser detectados pelo sensor; em segundo lugar, pelo fato da existência de áreas com coberturas superficiais lateritizadas sobrepostas aos biotita xistos da Formação Seridó, coberturas terciário-quaternárias e elúvio-colúviais a nordeste, sul e sudoeste da área de estudos, possibilitando, desta forma testar o mapeamento resultante com os dados e técnica empregada.

A utilização da análise por principais componentes, e suas modalidades, nas aplicações de sensoriamento remoto ocorre desde a entrada em operação da série de satélites Landsat, seguindo-se com outros sensores, entre eles o sensor Terra/ASTER de melhor resolução espectral que o Landsat/TM (Rowan e Mars 2003, Crósta et al. 2003),

2.6. Resultados e Discussão

2.6.1. Caracterização espectro-mineralógica

2.6.1.1. Grupo das caulinitas

A Figura 2.7 mostra o espectro de uma amostra de caulinita de pegmatito da PPB, juntamente com o espectro de caulinita da biblioteca espectral do TSG PRO 5. Observa-se a dupla feição de absorção em 2158 nm e 2201 nm, decorrente de processos vibracionais da ligação AL-OH e em 1395 nm e 1413 nm, relacionadas com vibrações de íons hidroxila e de moléculas de água. As duplas feições de absorção de 1400 nm e 2200 nm, além de importantes na diferenciação entre caulinita e halloysita também são usadas nos estudos de cristalinidade ou grau de desordem estrutural da caulinita (Crowley e Vergo 1988, Pontual *et al.* 1997, Brindley *et al.* 1986). Nas caulinitas de alta cristalinidade também ocorre um conjunto de pequenas absorções em torno de 1800 nm (Clark *et al.* 1990), (Figura 2.7). O termo cristalinidade é aqui utilizado no sentido proposto por Guggenheim *et al.* (2006), referindo-se à estimativa da vacância estrutural, ou desordem, do sitio octaédrico da caulinita, cujo método de estimação comumente utilizado é o da difração de raio x.

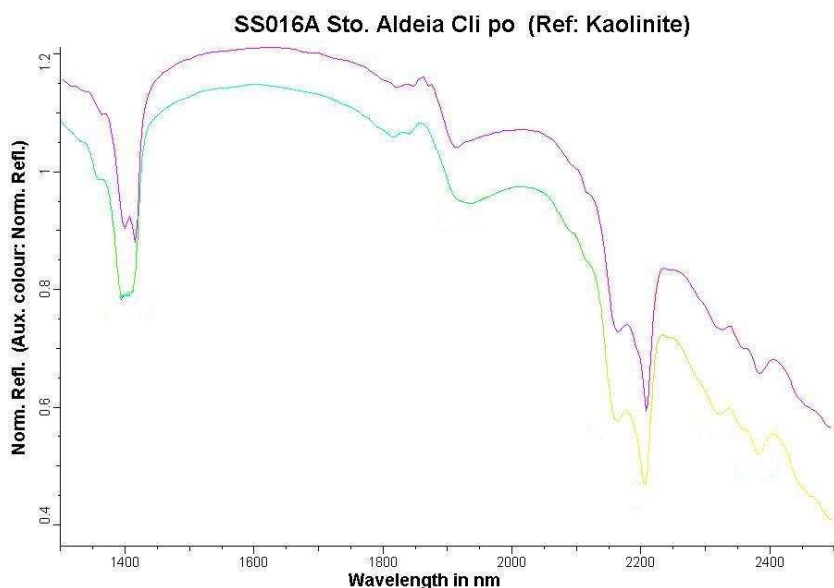


Figura 2.7 – Curvas com feições de absorção espectral de caulinita de pegmatito e de caulinita (vermelho) da biblioteca do TSG PRO 5.

Para o cálculo de cristalinidade das caulinitas utilizou-se o índice Senna (SI),

proposto por Senna *et al.* (2008). O SI estima a cristalinidade de caulinitas com base na profundidade (D) da feição de absorção espectral em 2206 nm, determinada pela fórmula $D = R_{CL} - R_C$, realizada após a remoção do contínuo, e o gradiente das feições de reflectância espectral em 2160 nm e 2180 nm. O gradiente é calculado pela fórmula $S_{B-A} = R_B - R_A$, onde R_B é o valor da reflectância em 2180 nm e R_A o valor em 2160 nm. O SI é dado pela soma desses dois valores: $SI = S_{B-A} + D$ (Figura 2.8).

Na Figura 2.9 são apresentados dois conjuntos de curvas espectrais de caulinitas de pegmatitos de alta e de baixa cristalinidade, calculadas com o índice SI. De um total de 83 curvas espectrais de amostras de caulinitas, dezenove delas indicaram que são caulinitas de baixa cristalinidade e as restantes (72 amostras) são de caulinitas de média a alta cristalinidade.

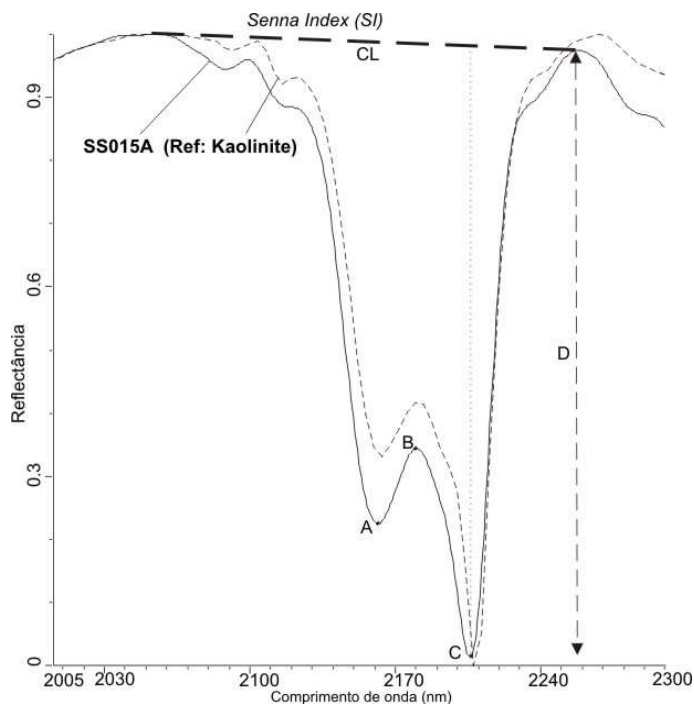


Figura 2.8 – Dados de reflectância espectral utilizados no cálculo do índice de cristalinidade de caulinitas baseado no índice Senna (SI).
Fonte: (Senna *et al.* 2008).

Nessas amostras foram incluídas duas amostras de caulim sedimentar da Formação Serra dos Martins, no intuito de caracterizar e conhecer o comportamento espectral do material e o grau de cristalinidade, comparativamente às amostras de pegmatitos. Uma delas foi classificada como de baixa cristalinidade (SS030) e outra

como de alta cristalinidade (SS046C). A amostra de baixa cristalinidade está parcialmente alterada, oxidada, de coloração amarelo-avermelhada, enquanto a de alta cristalinidade é de coloração branca. As demais amostras (SS004B, SS016A) provêm de pegmatitos e são de alta cristalinidade, de cor branca, com um pouco de quartzo e mica.

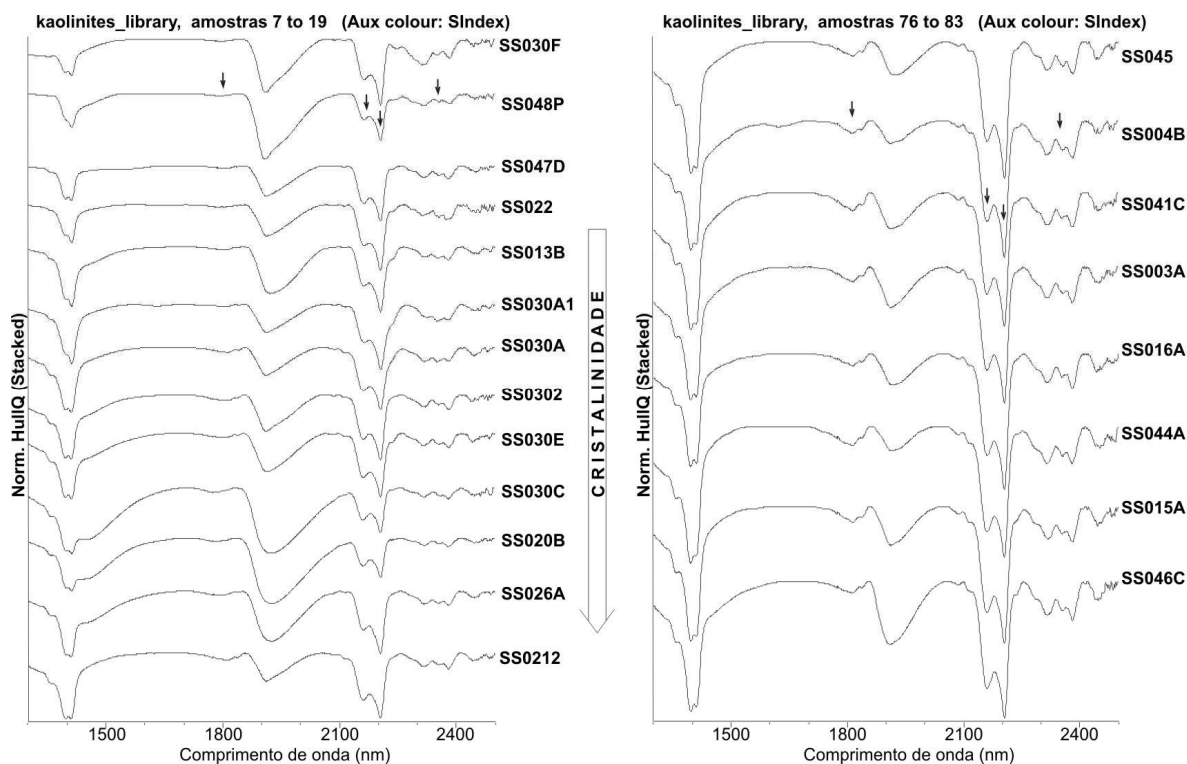


Figura 2.9 - Espectros de caulinita por ordem de cristalinidade crescente com base no índice Senna (SI). As amostras do gráfico da esquerda são de cristalinidade baixa. As amostras do gráfico da direita são de caulinitas de alta cristalinidade. Notar diferenças nas profundidades das feições de absorção espectral nas regiões de 1800 nm e entre 2300 nm e 2400 nm.

Os resultados da DRX mostraram que a maioria das amostras de caulinitas dos pegmatitos é do tipo “bem cristalizada”, (*low defects*), com alto índice de Hinckley, caracterizado pela boa resolução do triplete entre 18 e 22 2θ , como mostrado nos difratogramas da Figura 2.10, incluindo algumas amostras também classificadas por ER. As caulinitas de baixa cristalinidade não exibem o triplete característico e ocorre um

alargamento do pico 7Å (001), (Figura 2.11). Entre elas está a amostra SS030, também caracterizada com a ER como de baixa cristalinidade.

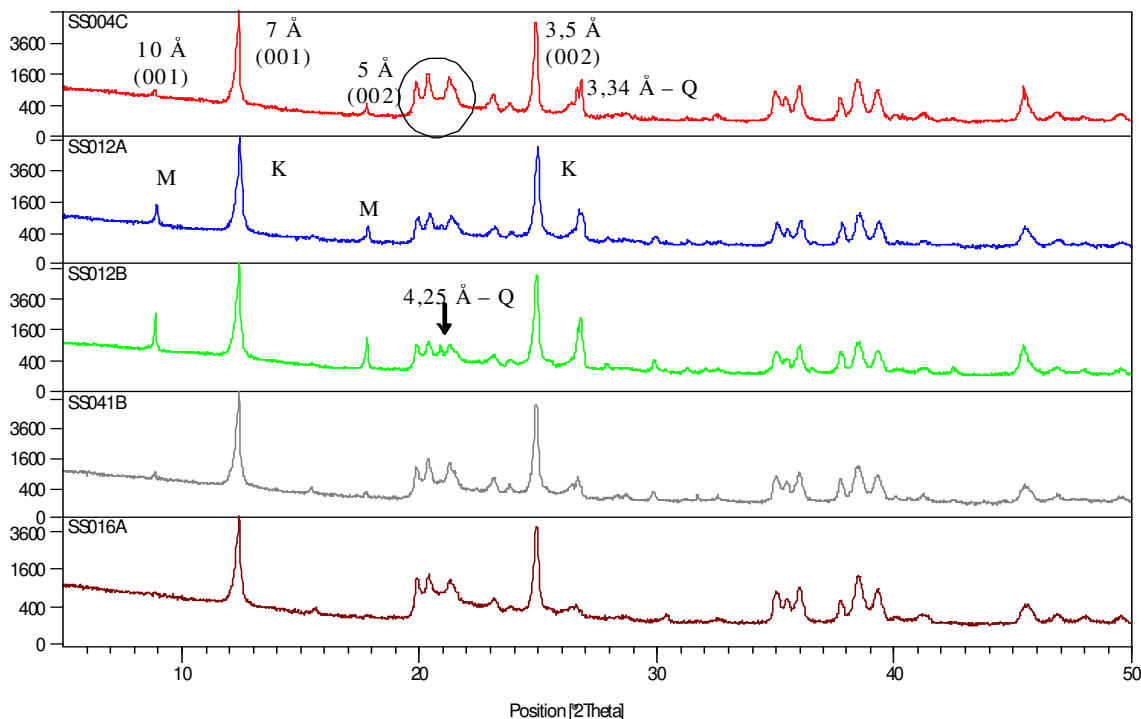


Figura 2.10 – Resultados da DRX de amostras de caulinitas de alta cristalinidade. Observar a intensidade e a definição do pico 7Å (001) e do triplete na região de 18 a 24 2θ.

A indicação da halloysita pela ER em algumas amostras foi investigada com MEV-EDS, cuja análise morfológica não revelou texturas características (tubulares) dessa fase mineral, o que em parte é corroborado por estudos anteriores (Wilson *et al.* 1998) que apontam para a natureza mais caulínica dos caulins de pegmatitos da PPB. Atribui-se o fato da indicação à presença de umidade nas amostras que após rápida secagem reaperentaram pequenas feições de absorção na região de 1800 nm.

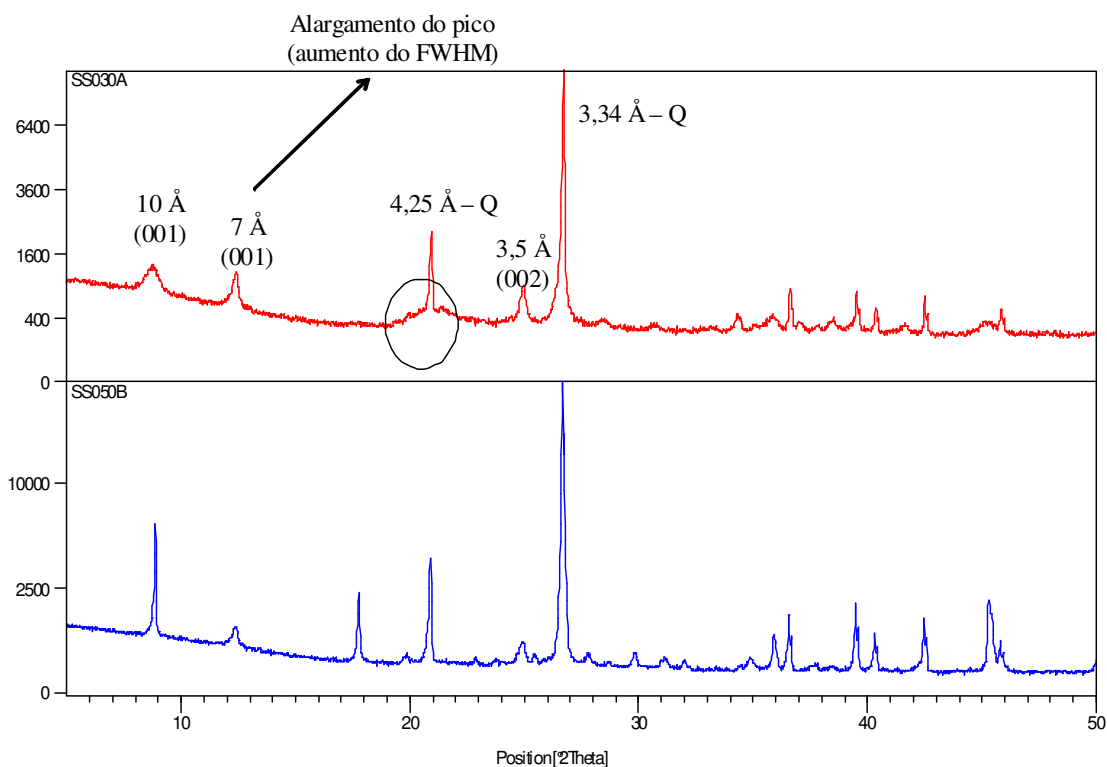


Figura 2.11 – Resultados da difração de raios x de amostras de caulinitas de baixa cristalinidade. Nota-se a diminuição de intensidade e alargamento do pico 7 Å (001). Há também uma diminuição e abaulamento do triplete na região entre 18 e 22 2θ.

2.6.1.2. Grupo das micas

Muscovita foi caracterizada pela forte e profunda feição de absorção espectral que varia de posição entre 2180 nm e 2228 nm e pelas duas absorções também intensas que ocorrem entre 2340 nm e 2430 nm, relacionadas à ligação molecular Al-OH. Uma absorção fraca e ampla pode ocorrer em 1900 nm devido à presença da água e outra, forte e bem definida, em 1400 nm, devido à presença do íon hidroxila.

Na Figura 2.12 é mostrada curva (azul) exibindo feições de absorção espectral da muscovita, que se aproxima de uma mica branca normal potássica, caracterizada pela feição de absorção situada em torno de 2205 nm e da muscovita (vermelha) da

biblioteca de referência do TSG.

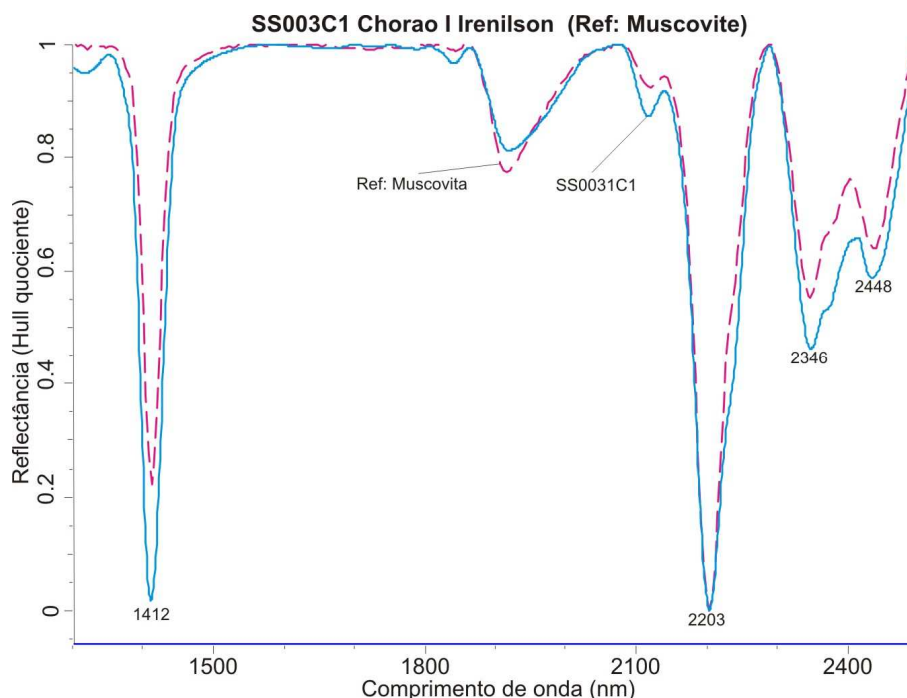


Figura 2.12 – Curva de reflectância espectral de muscovita (azul) da área de estudo e de referência (vermelha) da biblioteca do TSG.

A muscovita distingue-se da illita pela presença nesta última de intensa e bem definida feição de absorção da água em 1900 nm (Hunt 1977, 1979, Clark *et al.* 1990, Pontual *et al.* 1997), (Figura 2.13). A illita aumenta o grau de ordenamento estrutural com o incremento da temperatura de formação (Środoń e Eberl 1984). Pode ser detectada pela espectroscopia de reflectância (Haulff *et al.* 1991) e o critério da cristalinidade tem sido utilizado no zoneamento de halos de alteração hidrotermal de depósitos minerais (Duba e Williams-Jones 1983, Masinter e Lyon 1991; Jones *et al.* 2005; Zhang *et al.* 2001).

As mudanças decorrentes do maior grau de ordenamento estrutural da illita são o aumento da profundidade e definição da feição de absorção Al-OH em torno de 1400 nm e 2200 nm, bem como a diminuição da feição de absorção da água em torno de 1900 em relação à feição de 2200 nm (Pontual *et al.* 1997).

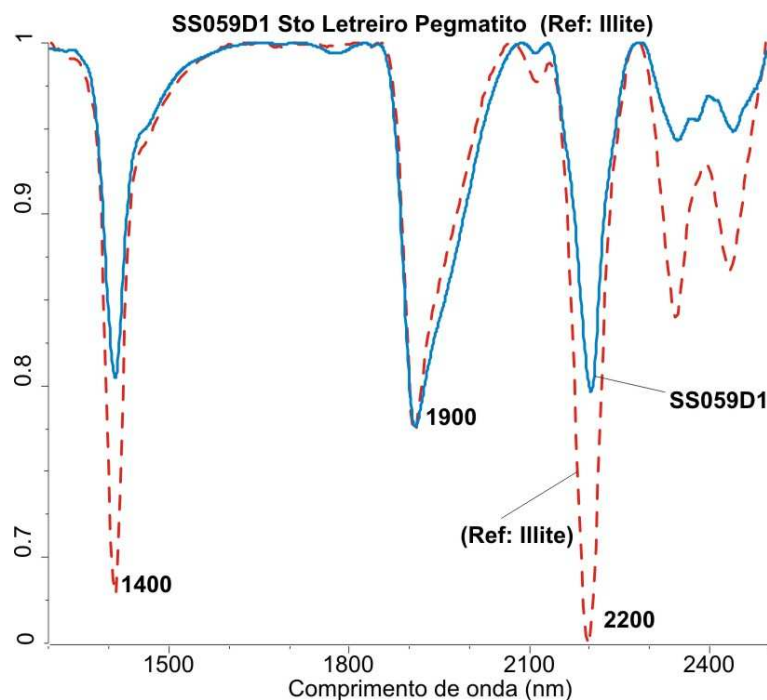


Figura 2.13 – Curva espectral de illita da biblioteca do TSG (vermelha) e da amostra de pegmatito (azul), mostrando a posição da feição de absorção AL-OH em 1400 nm e 2200 nm e da feição de absorção da água, profunda e bem definida, em 1900 nm.

O grau de ordenamento estrutural das amostras de illitas foi calculado utilizando a metodologia proposta por Pontual *et al.* (1997). Ela consiste na divisão do valor de reflectância da feição de absorção Al-OH localizada por volta de 2205 nm pelo valor de reflectância da feição de absorção da água em 1900 nm. Quanto maior o valor da razão, maior o grau de ordenamento da illita.

Na Figura 2.14 são apresentados espectros de illitas provenientes dos pegmatitos Carrapicho, Seridozinho, Alto dos Mamões, Sítio Letreiro e Hélio de Oliveira. Os espectros estão empilhados de cima para baixo em ordem de cristalinidade crescente.

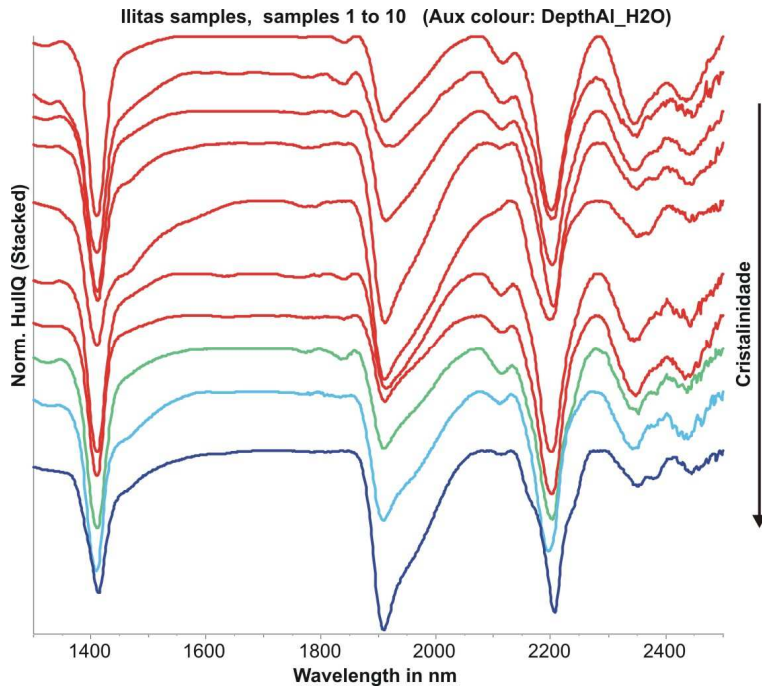


Figura 2.14 – Espectros de illitas com diferentes graus de ordenamento estrutural indicado pela posição, forma e profundidade da feição de absorção em torno de 1900 nm. Cada cor refere-se a um intervalo de classe.

2.6.1.3. Grupo das turmalinas

As turmalinas mostram na região do SWIR duas feições de absorção maiores próximas a 2200 nm e 2300 nm, e uma feição menor próximo a 2240-2250 nm (Figura 2.15 a, c). Há ainda uma feição menos evidente em torno de 1430 nm e outra de menor intensidade próxima a 1570 nm (Figura 2.15 a, c).

A variedade de turmalina identificada foi a schorlita. Todas como cristais isolados, algumas parcialmente oxidadas, misturadas com um pouco de caulim e mica. Uma amostra exibe incipiente zoneamento interno, oxidada, de coloração verde pálido, tratando-se provavelmente de elbaíta (Figura 2.15b).

2.6.2. Mapeamento multiespectral com imagem Terra/ASTER.

A análise dos resultados constou do exame das matrizes de autovetores e da inspeção visual das imagens PCs. Os critérios de escolha da imagem componente principal específica que contém a informação espectral relacionada a cada mineral são os mesmos apresentados por Loughlin (1991) e Crósta *et al.* (2003). A PC que contém o

maior conteúdo de informação do mineral de interesse é basicamente a PC3 ou a PC4 que devem apresentar gradientes mais elevados em relação às bandas de maior absorção do material do mineral. Em alguns casos, a informação espectral desejada pode estar distribuída parcialmente nessas duas últimas PCs, conforme indicado por Loughlin (1991).

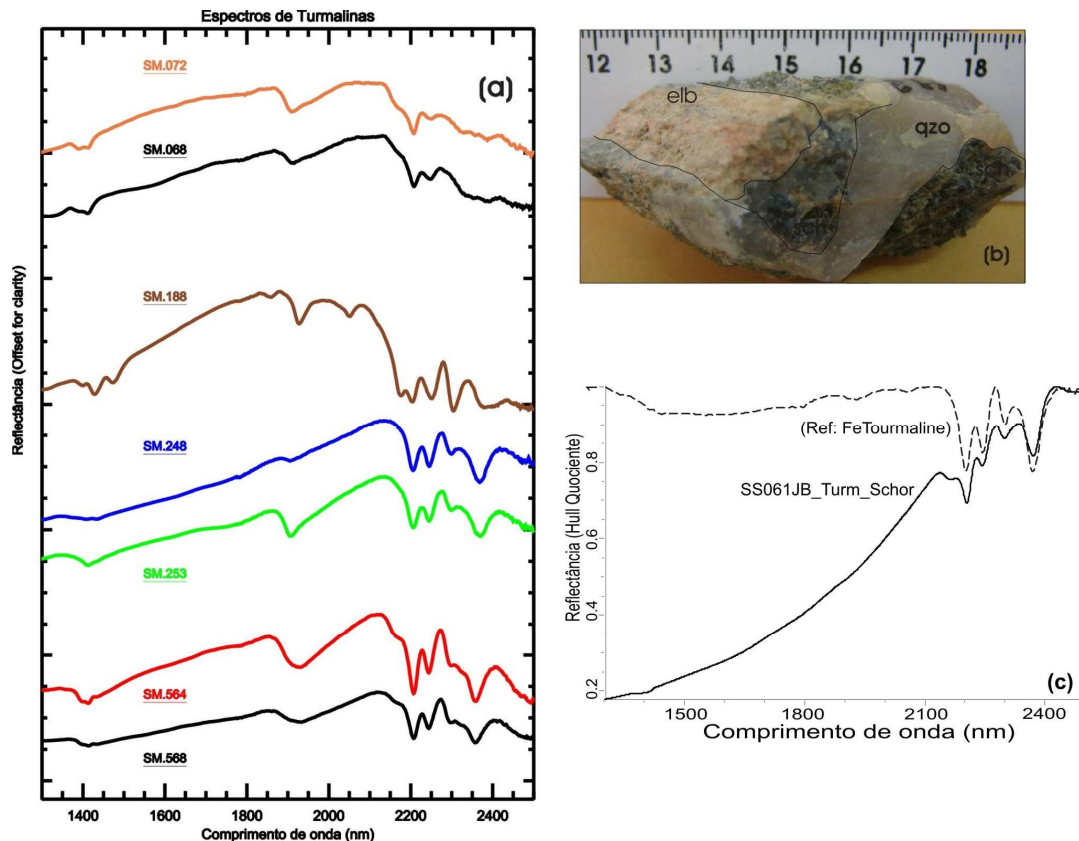


Figura 2.15 – (a) Espectros de amostras de turmalinas da área de estudos (b); aspecto da alteração de uma das amostras de turmalina; (c) espectro de turmalina da área de estudo com posição das feições de absorção comparado com espectro de turmalina da biblioteca de referência no TSG.

Nas Tabelas 2.1, 2.2 e 2.3 são apresentadas as estatísticas da transformação por principais componentes para cada conjunto de bandas analisadas: 1, 4, 6 e 7 para caulinita, 1, 3, 5 e 6 para muscovita e 1, 4, 5 e 9 para limonita.

A matriz de autovetores da Tabela 2.1 mostra que a PC3 recebe carga elevada e negativa da banda 4 e positiva e média/baixa das demais bandas, enquanto a PC4 recebe carga positiva e alta da banda 7 e negativa e baixa da banda 6, com as outras duas bandas contribuindo de modo desprezível para esta PC.

A PC4 também apresenta o maior gradiente entre as bandas 6 e 7, bandas estas em que a caulinita exhibe, respectivamente, maior absorção e maior reflexão. Portanto, embora a PC4 seja a mais indicada estatisticamente para mostrar áreas com ocorrência de caulinita, a contribuição da banda 4 na PC3 sugere que a caulinita estaria também representada nessa PC.

A análise visual destas PCs, com apoio de dados de campo, mostrou que, efetivamente, ambas as PCs mapeiam as principais exposições de caulinita nos pegmatitos. Em casos como esse Loughlin (1991) sugere que seja utilizada uma combinação das PCs para mapear com maior fidelidade o alvo de interesse. Para isto procedeu-se à inversão da PC3 e adicionou-se à imagem invertida à PC4, gerando-se assim a imagem de abundância relativa de caulinita.

TABELA 2.1 – Matriz de autovetores do conjunto de bandas 1467 do sensor Terra/ASTER				
	Banda 1	Banda 4	Banda 6	Banda 7
PC1	0.470325	0.510627	0.505420	0.512449
PC2	0.867558	-0.151169	-0.404594	-0.246568
PC3	0.140388	-0.839250	0.459936	0.253790
PC4	-0.080181	-0.109852	-0.607711	0.782426

Os autovetores mostrados na Tabela 2.2, relativos à muscovita, indicam que a PC4 tem carga negativa e alta da banda 5 e positiva e alta da banda 6, caracterizando assim o gradiente espectral entre essas duas bandas, que são diagnósticas das

principais feições de absorção e reflexão da muscovita. Desse modo, foi selecionada e invertida a PC4 para mapear illita/muscovita em tons claros de cinza.

TABELA 2.2 – Matriz de autovetores do conjunto de bandas 1356 do sensor Terra/ASTER				
	Banda 1	Banda 3	Banda 5	Banda 6
PC1	0.513854	0.457018	0.517411	0.509288
PC2	0.248678	0.729637	-0.420117	-0.478843
PC3	0.819604	-0.508568	-0.153663	-0.214467
PC4	0.048604	0.011078	-0.729504	0.682158

A matriz dos autovetores da Tabela 2.3 mostra os resultados obtidos com o conjunto de bandas 1, 4, 5 e 9 escolhido para mapear limonita. Observa-se na Tabela 2.3 que a PC4 tem contribuições média/baixa e com valor negativo das bandas 4 e 9, e contribuição positiva e alta da banda 5, sendo a PC selecionada para mapear limonita.

TABELA 2.3 – Matriz de autovetores do conjunto de bandas 1459 do sensor Terra/ASTER				
	Banda 1	Banda 4	Banda 5	Banda 9
PC1	0.472177	0.509518	0.509173	0.508118
PC2	0.874818	-0.171620	-0.333128	-0.307027
PC3	0.097735	-0.804388	0.148623	0.566850
PC4	0.046798	-0.252782	0.779538	-0.571167

Na Figura 2.16 são mostradas as imagens principais componentes da caulinita, da muscovita e da limonita resultantes da análise das matrizes de autovetores, com a indicação dos principais pegmatitos mapeados, como o Alto do Giz, Cavalo Morto e Samambaia–Aldeia.

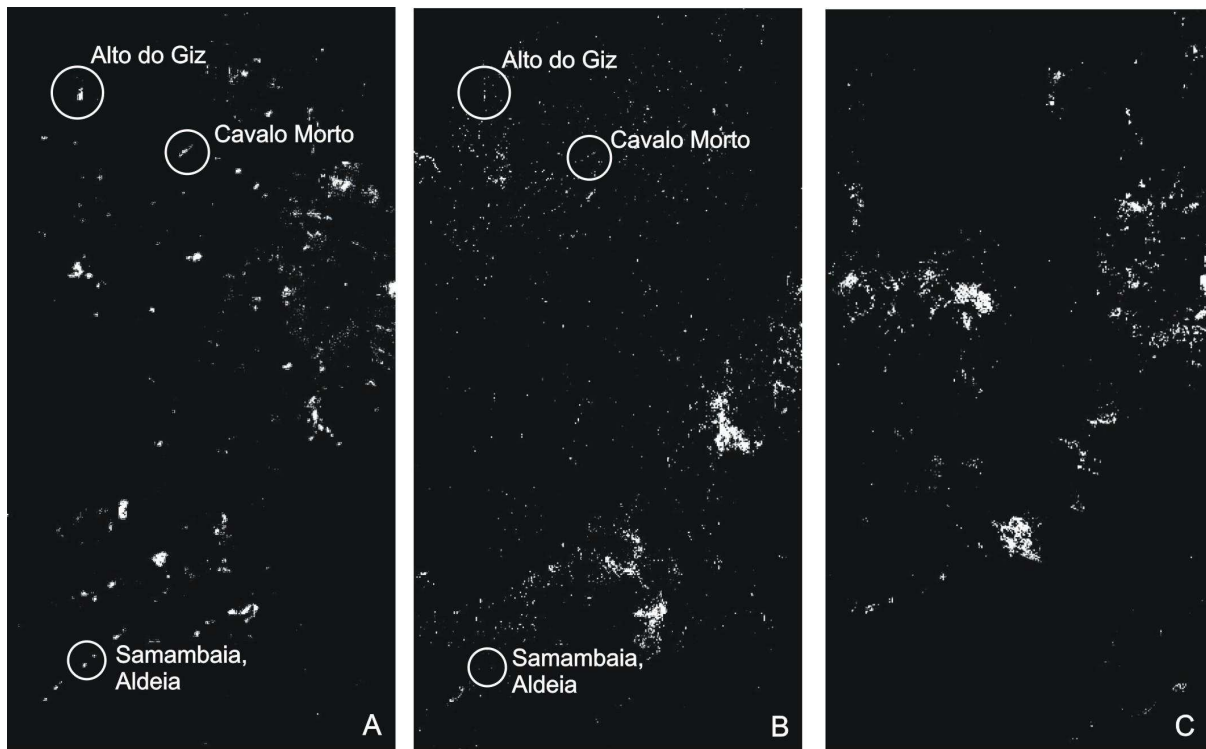


Figura 2.16 – Imagens das principais componentes indicando a abundância relativa dos minerais (a) caulinita, (b) muscovita e (c) limonita.

A composição colorida da Figura 2.17 exibe a imagem de abundância relativa da caulinita em vermelho (C), a da muscovita em verde (M) e a da limonita azul (L). As cores magenta, amarelo e ciano mostram locais onde ocorrem misturas com diferentes combinações e proporções de cada uma dessas fases minerais. A banda 3 do ASTER foi colocada como fundo desta composição colorida, por meio da técnica IHS-RGB, mostrando aspectos de relevo e drenagem regionais.

A Figura 2.17 mostra vários locais onde foi mapeada caulinita, representados em tons vermelho na composição colorida. A maioria dos pontos identificados corresponde

a garimpos e minas de pegmatitos produtores de caulim. Ela também mapeia toda a extensão do pegmatito Alto do Giz, um dos maiores da região, inclusive sua borda leste onde há uma grande concentração de material estocado e de rejeito removido durante a atividade de lavra.

A imagem de abundância relativa da illita/muscovita mapeou zonas de contato de pegmatitos-quartzitos, pegmatitos e locais onde afloram quartzitos da Formação Equador com maior área de exposição superficial, como a sudeste e nordeste do Junco do Seridó (Figura 2.17). Há locais na cena nos quais não foi possível separar os quartzitos dos pegmatitos com base só nessa imagem, dada a dimensão reduzida destes últimos, como a noroeste de Equador e sudoeste do Junco do Seridó. Só pela imagem não dá para dizer se o pixel mapeado como illita/muscovita é de quartzito ou de pegmatito.

Por outro lado, foram poucos os locais onde a illita/muscovita foi mapeada por essa imagem sobre os muscovita-quartzitos da Formação Equador. A possível explicação para isto é que a vegetação de maior porte que ocorre nas encostas e porções mais elevadas por quase toda a extensão das Serras das Queimadas e do Bonfim encobre outras exposições destas rochas. A cena Terra/ASTER utilizada foi imageada logo após os primeiros períodos de chuva na região, e o padrão de resposta espectral da vegetação é de alta reflexão, característico de uma vegetação de caatinga que rapidamente se revigora após as primeiras chuvas. Isto contribui para encobrir muitas áreas de exposição de rochas e solos.

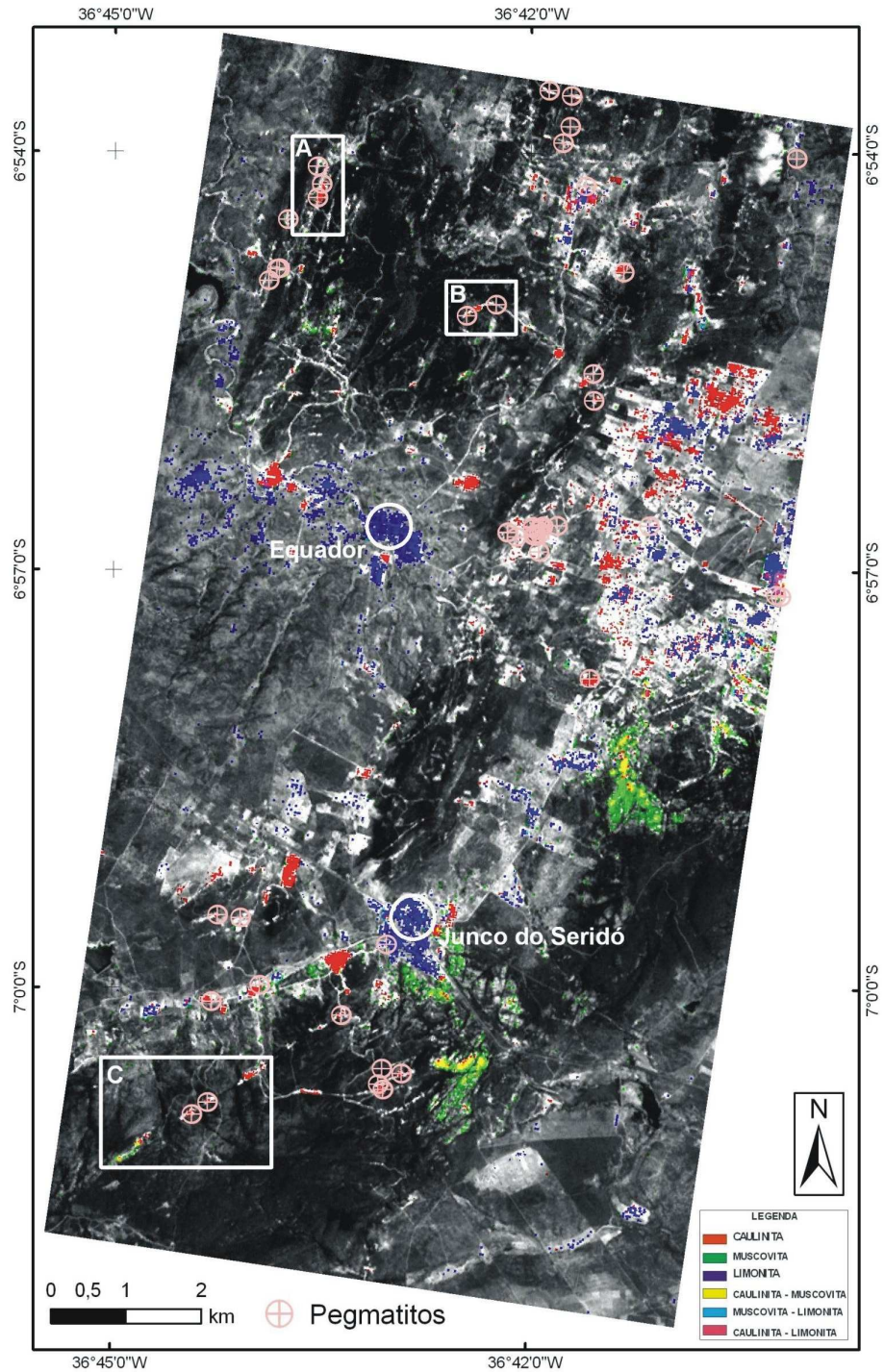


Figura 2.17 – Composição colorida RGB das imagens de abundância relativa da caulinita (vermelho), muscovita (verde) e limonita (azul) obtida da imagem Terra/ASTER após a aplicação da técnica Crósta.

A limonita foi mapeada principalmente no entorno da cidade de Equador associada às exposições localizadas do biotita xisto da Formação Seridó. Também ocorre a nordeste desta cidade sobre coberturas colúvio-eluviais. Outras manchas dispõem-se sobre coberturas superficiais no entorno da cidade do Junco do Seridó.

Áreas onde ocorre o predomínio de misturas de caulinita+muscovita, caulinita-limonita, e que correspondem às cores amarelo e magenta na Figura 2.17, não aparecem em grandes quantidades e extensões na cena.

Na Figura 2.18 são mostrados recortes ampliados da composição colorida da Figura 2.17, destacando os principais pegmatitos mapeados.

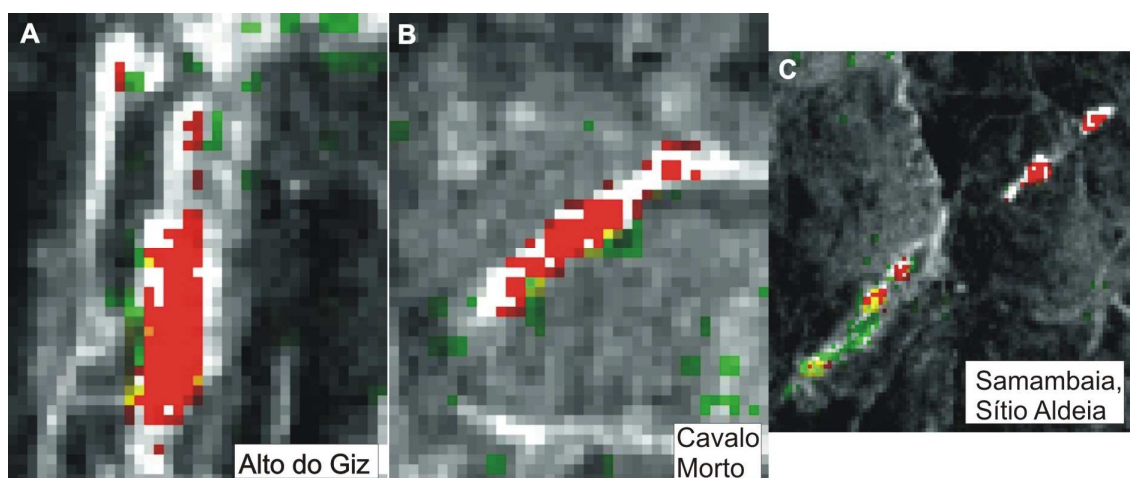


Figura 2.18 – Ampliações das áreas A, B e C (Figura 2.17), mostrando detalhes do mapeamento dos pegmatitos (a) Alto do Giz, (b) Cavalo Morto e (c) Samambaia – Aldeia com composição colorida RGB das imagens de abundância relativa dos minerais caulinita (vermelho), illita/muscovita (verde) e limonita (azul).

Detalhes desse zoneamento podem ser vistos no pegmatito Alto do Giz (Figura 2.18a), onde o contato oeste entre o pegmatito e o quartzito aparece em verde. Nas Figura 2.18a, 2.18b e 2.18c ocorrem misturas de fases de muscovita e caulinita (amarelo) nos pegmatitos Alto do Giz, Cavalo Morto e Samambaia-Sítio Aldeia. Estes resultados demonstram, de modo evidente, o notável potencial de utilização das

imagens Terra/ASTER no mapeamento de pegmatitos.

2.7. Conclusões

Os resultados e principais conclusões do estudo são destacados abaixo:

1) A caracterização de minerais de pegmatitos da PPB utilizando a espectroscopia de reflectância possibilitou identificar como principais fases minerais a caulinita, a muscovita, a illita/sericita e a turmalina. A mineralogia dos pegmatitos homogêneos caulinizados é predominantemente constituída por caulinita, muscovita, illita/sericita e quartzo, demonstrando a pouca diferenciação/evolução destas rochas.

2) O cálculo do grau de cristalinidade das caulinitas permitiu separar um conjunto, composto por um número reduzido de amostras de caulinita de baixa cristalinidade, e outro conjunto, composto pela maioria das amostras analisadas, com caulinita de alta cristalinidade; esses resultados foram confirmados por meio de difração de raio X. As caulinitas de baixa cristalinidade são interpretadas como resultantes da alteração superficial (oxidação) de caulinitas de alta cristalinidade.

3) Com as imagens das principais componentes da muscovita, da limonita e da caulinita, obtidas a partir da aplicação da técnica Crósta às imagens multiespectrais Terra/ASTER, foram mapeados diversos corpos de pegmatitos, muito embora as dimensões reduzidas de muito deles, combinada com a resolução espacial e espectral relativamente limitadas desse sensor, não favoreçam uma caracterização mineralógica mais detalhada e a diferenciação de pegmatitos de menores dimensões;

4) Nos pegmatitos de maior porte e exposição foi possível o mapeamento com a composição colorida das imagens PCs da caulinita, da muscovita e da limonita e o zoneamento mineralógico de alguns deles. Também foram individualizadas áreas limonitizadas sobrepostas aos biotita xistos da Formação Seridó e coberturas superficiais através da limonita e de misturas de caulinita + limonita;

5) Considerando esse conjunto de resultados pode-se concluir que há um

destacado potencial de utilização da espectroscopia de reflectância na caracterização de minerais de pegmatitos, e que os dados Terra/ASTER podem contribuir no mapeamento destas rochas na PPB, observando-se as limitações intrínsecas deste sensor.

6) A disponibilidade de imagens de épocas mais secas, o que não ocorreu neste caso, certamente contribuiria para o mapeamento, por meio da minimização dos efeitos da cobertura vegetal e consequente exposição de maiores extensões das rochas investigadas.

CAPÍTULO 3

Litho-mineralogical mapping of Alto do Giz pegmatite, Borborema Pegmatitic Province (BPP), Northeastern Brazil, with reflectance spectroscopy and Hyperion data

LITHO-MINERALOGICAL MAPPING OF ALTO DO GIZ PEGMATITE, BORBOREMA PEGMATITIC PROVINCE (BPP), NORTHEASTERN BRAZIL, WITH REFLECTANCE SPECTROSCOPY AND HYPERION DATA

ABSTRACT

A remote sensing study using EO-1/Hyperion hyperspectral data and field spectroscopy was conducted at the Alto do Giz pegmatite, one of the main pegmatites known in the Borborema Pegmatitic Province (BPP) of northeastern Brazil. The BPP is a considerably large pegmatite province, bearing several hundreds of mineralized (metallic and industrial minerals) and non-mineralized bodies, covering an area of approximately 10,000 km². A suite of minerals comprising kaolinite, illite/sericite, Li- and Na-bearing micas, muscovite, cookeite, and tourmaline (schorl) were characterized using reflectance spectroscopy, defining a Li-rich hydrothermal alteration zone around two nuclei of the pegmatite. The results of mineral mapping allowed establishing the internal zoning of the pegmatite, as well as its evolution. Based on these results, we propose its classification as a complex-type pegmatite of the spodumen sub-class. Further mineral characterization involved the use of EO-1/Hyperion hyperspectral satellite imagery to analyze the spatial distribution of some key minerals in relation to the zones. Despite the poor signal-to-noise ratio and reduced spatial resolution of this sensor, we were able to remotely map the distribution of the distinct zones, based on the occurrence of key minerals such as muscovite, kaolinite, and Na-bearing mica.

3.1. Introduction

The Borborema Pegmatite Province (Scorza 1944) occupies an area of nearly 10,000 km² in the central-east portion of the Seridó Belt (Jardim de Sá 1994). Hundreds of pegmatites are known in the BPP and they are being exploited as sources of metallic minerals (Be, Nb-Ta, Li, and Sn), gemstones, such as the rare Paraíba tourmaline (Rossman *et al.* 1991), exotic and rare tantalates (Beurlen *et al.* 2003, Beurlen *et al.* 2004) and industrial minerals, such as quartz, feldspar and kaolin.

One of these pegmatites is the Alto do Giz pegmatite, one of the largest regional producers of industrial minerals, mainly kaolin. Alto do Giz was also responsible for a substantial production of beryllium and tantalite in the early 1940s. It has been known as one of the few pegmatites in the world in which the mineral simpsonite occurs (Pough 1945, Johnston Jr. 1945), being therefore a type-locality for this mineral (Ercit *et al.* 1992). Alumotantite (Ercit *et al.* 1992), microlyte and manganotantalite (Rolff 1946), and parabariomicrolyte (Ercit *et al.* 1986) were also found at Alto do Giz pegmatite.

Pough (1945) classified Alto do Giz as a complex type pegmatite, based on the Landes (1933) classification schem, due to the varieties of tantalates found in it. However, this author pointed out that the intense kaolinization that affects the pegmatite made it impossible to visualize the mineral paragenesis and its contact relationships, consequently obscuring minerals of the early crystallization phases and also those formed by the metasomatic-hydrothermal and supergenic alteration processes.

The diversified mineralogy of the Alto do Giz pegmatite prompted the use of reflectance spectroscopy (RS) for conducting a spectro-mineralogical characterization, using the visible and near infrared (VNIR) and short wave infrared (SWIR) regions of the electromagnetic spectrum. Many clay-minerals and phyllosilicates exhibit diagnostic absorption features along these regions of the spectrum.

In the VNIR region, energy reflection is controlled by the electron transfer phenomenon caused by transition metals, mainly iron (Hunt 1977). Spectral information obtained in this region has been useful in detecting and mapping concentrations of iron oxides and hydroxides (Rowan *et al.* 1977).

In the SWIR interval, energy reflection is controlled by vibration processes related to molecular transitions that occurs in many phyllosilicates, carbonates, sulfates and borates minerals (King and Clark, 1989, Clark *et al.* 1990, Hunt and Ashley 1979, Meneses *et al.* 2001). Many of these minerals are found in hydrothermal alteration systems related to mineral deposits (Hermann *et al.* 2001, Jones *et al.* 2005, Ducart *et al.* 2006), and can be used to define the zonation of the alteration based on the mineralogy of the different zones. They can also be used to study supergene mineralogy (Carvalho Junior *et al.* 2007), and for characterizing industrial mineral deposits (Senna *et al.* 2008).

Mineral exploration and mining activities in the BPP have been usually supported by geological maps on regional scales and not focused on pegmatites. Furthermore, existing geological maps were normally based on aerial photography and multi-spectral satellite images that are only capable of identifying generic groups of minerals (Silva *et al.* 2006).

Hyperion is the first hyperspectral sensor to operate from space. It has 242 spectral bands, covering the interval of the visible and near infrared (VNIR, 400 nm to 1,000 nm) to the short wave infrared (SWIR - 1,000 nm to 2,400 nm) optical spectrum. From these bands, 198 are spectrally unique and can be used to characterize surface materials based on their spectral signatures. Hyperspectral imagery acquired by Hyperion have been used for agriculture (Galvão *et al.* 2006), coastal water studies (Brando and Dekker 2003), and hydrothermal alteration mapping applications (Cudahy *et al.* 2001b, Kruse *et al.* 2003, Ducart *et al.* 2006).

An Hyperion image covering the regions of the Alto do Giz pegmatite was processed in order to retrieve mineralogical phases that had been observed in the field, and/or characterized by reflectance spectroscopy also conducted as part of this study.

Despite being widely used for mineral exploration for distinct types of mineral deposits, applications of reflectance spectroscopy and hyperspectral remote sensing have not been reported for studying the mineralogy of pegmatites.

The objectives of this study include the spectro-mineralogical and internal zoning characterization of the Alto do Giz pegmatite and mapping using Hyperion hyperspectral data supported by reflectance spectroscopy.

3.2. Study area

The Alto do Giz Pegmatite is located around 4 km north of the town of Equador, in the state of Rio Grande do Norte (RN). The geographical coordinates of the center of the pegmatite are 06° 56' 43" of latitude south and 36° 43' 32" of longitude west of Greenwich (Figure 3.1).

The region has a hot semi-arid climate with an average temperature of 24 °C, sparse and poorly distributed pluviometric precipitation, with an annual average of 500

mm in the past 50 years. Topography is rugged ranging from 250 to 850 meters of altitude. Vegetation surrounding the elevation is characterized by the xerophytism phenomenon, typical of caatinga species whose main characteristics are small and often spiny leaves. From July to December this vegetation is dry, recovering rapidly after the first rains of January, due to the higher local elevations.

5.3. Geology

The geology of the Alto do Giz region comprises supracrustal Neoproterozoic rocks of the Seridó Belt (SB) (Jardim de Sá 1994), forming the Seridó Group, superjacent to the Meso to Paleoproterozoic terrains of the Caico Complex (Jardim de Sá 1994, Maia *et al.* 2006), the last one subdivided in the WSW portion into the Serra do Quintos Formation and the Várzea Alegre Intrusive Suite (Angelim *et al.* 2004).

The lithostratigraphy of Seridó Group (Jardim de Sá and Salim 1980, Jardim de Sá 1984, Archanjo and Salim 1986, Angelim *et al.* 2004) comprises, at the base, the Jurucutu Formation, made up of biotite paragneiss, epidote and amphibole and abundant intercalations of marble, calcium-silicates, quartzite and itabirite, followed by the Equador Formation with pure micaceous quartzite, containing monolithic and polymitic metaconglomerates, banded iron formation (ferrous formations) and intercalation of metagraywackes; and at the top, the Seridó Formation, represented by biotite-schist with thin intercalations of marble, quartzite, amphibole and calcium-silicates (Figure 3.1).

These are rocks that have been submitted to transpressive tectonics during the Brasiliano/Pan-African Neoproterozoic orogenic cycle, giving origin to extensive regional breakage zones, either dextral or sinistral. Four phases of ductile to ductile-ruptile deformation (D1 to D4) are recognized, one of which is restricted to gneissic-migmatic basement and the others affecting the Neoproterozoic supercrustal rocks of the Seridó Group (Jardim de Sá 1984, 1994, Jardim de Sá and Salim 1980). Metamorphism is in the green schist to amphibolite facies (Mello e Mello 1974, Lima 1987).

This orogenic cycle also resulted in the formation of extensive areas occupied by pegmatitic granite swarms and thousands of sterile and mineralized pegmatitic bodies,

80% of which were emplaced into the biotite schists of the Seridó Formation (Da Silva *et al.* 1995).

Jardim de Sá *et al.* (1981) classified the various types of granite found in the Seridó Belt into four main groups (G1 to G4), based on their litho-structural relationship of with the D1 to D4 deformation phases.

Johnston Jr. (1945) classified the pegmatites of the BPP as homogeneous and heterogeneous. Of the latter, this author recognized a generally narrow external contact zone (Zone 1) with the host rocks, with abundant muscovite. This zone is followed by Zone II containing feldspar, muscovite and quartz, with graphic intergrowth of feldspar and quartz. This zone comprises most of the pegmatite, and gradually changes to Zone III, which is characterized by the progressive increase of the size of feldspar crystals, and within which the majority of beryllium, tantalite and spodumene mineralization occurs.

Johnston Jr. (1945) coined the innermost zone of the heterogeneous pegmatites of the BPP as Zone IV, representing the center of the pegmatite, with voluminous bodies of rose or milky quartz, often containing large crystals of beryllium. Later, Rolff (1946) and Roy *et al.* (1964) respectively introduced the terms 'intermediary' and 'mixed' for mineralized homogeneous pegmatites, without apparent internal zoning.

According to Jardim de Sá (1984), homogeneous and heterogeneous pegmatites, pegmatitic and aplitic granite stocks correspond to G4 type granitoids (Jardim de Sá *et al.* 1981), and are related to regional deformation phases D3 and D4 or post-D3 or post-D4.

The emplacement of pegmatites in the BPP was caused related to the post-Brasiliano extensional event (550-500 Ma), (Baumgartner *et al.* 2006). These authors obtained U-Pb ages of 509.5 ± 2.9 Ma and 514.9 ± 1.1 for columbite, which were interpreted as the minimum age for the Brasiliano orogenesis. The latter age was obtained for columbite from the Alto dos Mamões pegmatite, situated less than 1 km SSE of the Alto do Giz pegmatite.

Based on petrographic and fluid inclusion microthermometric studies in different mineral phases of the BPP pegmatites, Beurlen *et al.* (2001) concluded that these rocks evolved and crystallized under isobaric conditions at temperatures and pressure of 580

°C to 400 °C and 3.5 kb, respectively.

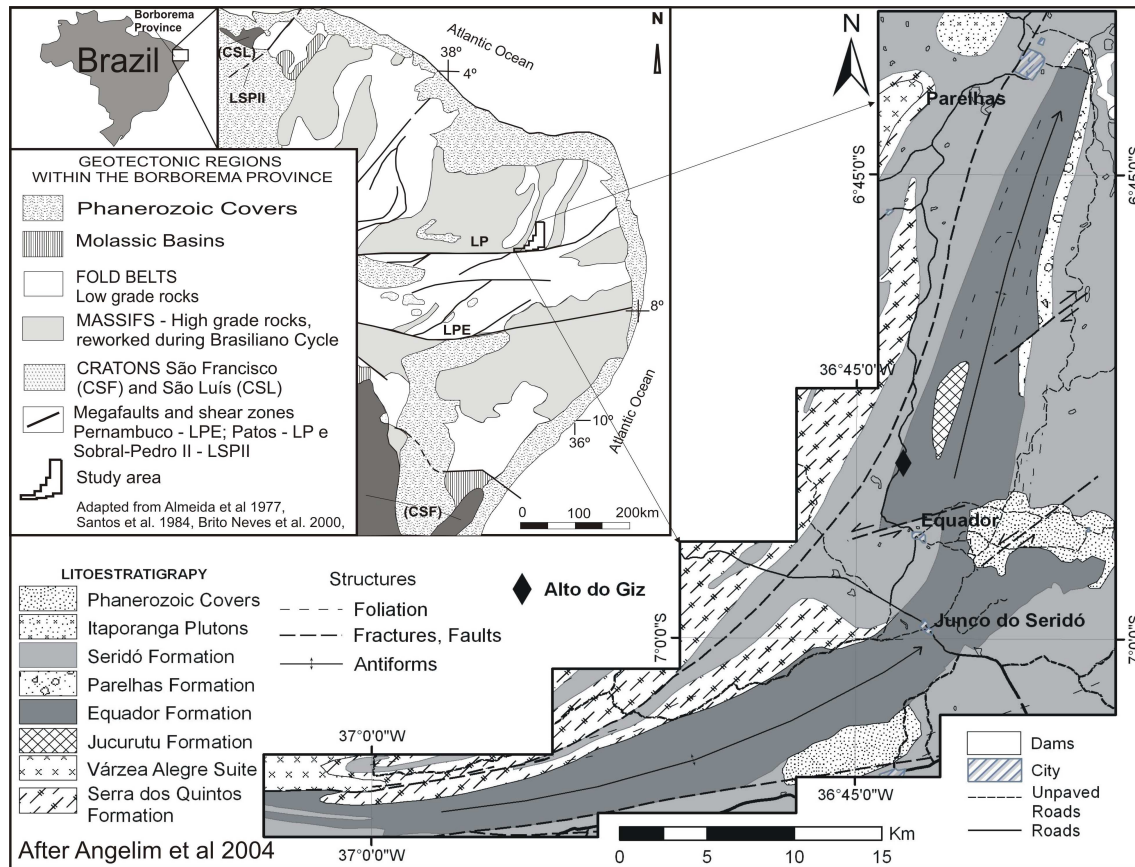


Figure 3.1 – Geological setting and location of the Alto do Giz pegmatite.

3.4. Data and Methods

The study of Alto do Giz pegmatite consisted of geological mapping, sample collection, and reflectance spectroscopy measurements in the laboratory and in the field. A grid measuring 20 m x 10 m was defined for observations and measurements of the pegmatite body, which is around 530 meters long, and a maximum estimated width of 40 meters at the surface. Geological observation and sample measurements were not limited to the grid points; whenever it was necessary points off the grid were used in order to cover as much as possible the exposed pegmatite.

3.4.1. Laboratory and Field Reflectance Spectroscopy

Reflectance spectroscopy allows detailed mineralogical identification from the spectral absorption features present in minerals and mixtures of minerals in the VNIR and SWIR intervals. Analysis of spectral curves carried out for the Alto do Giz pegmatite encompassed the SWIR region, where spectral features related to OH⁻, H₂O, Al-OH, Fe-OH, and Mg-OH occur, allowing the identification of many mineral phases (Hunt and Ashley 1979; Clark 1999, Clark *et al.* 1990; Thompson *et al.* 1999, Meneses *et al.* 2001).

A set of 276 spectral samples were measured with an ASD Fieldspec Pro spectroradiometer, both in the laboratory and directly at the outcrops of the Alto do Giz pegmatite. Field measurements were carried out on whole samples or, wherever possible, on isolated mineral phases.

No sample preparation was necessary, the only care being to read clean surfaces and to avoid any spectral contamination due to mining activities. For each sample, several spectral measurements were taken on natural and broken surfaces in an attempt to sample the greatest possible variety of constituent minerals that are possible to characterize by the technique.

Spectro-mineralogical analysis and spectral library assembly were done using The Spectral Geologist TSG 5.0 PRO (CSIRO 2008), SIMIS FS 1.6 (Mackin 2002), and ENVI 4.5 (RSI 2008) software. The mineral spectral libraries employed as a reference in the characterization process include the USGS Digital Spectral Library (Clark *et al.* 1993, Clark *et al.* 2007) and the internal library provided by TSG 5.0 PRO.

Observation and extraction of positions and depths of spectral curve absorption features were carried out after continuum correction using the hull quotient technique. This technique is a correction applied to reflectance curves to remove spectral contributions of the continuous spectrum, which might cause changes in position of spectral features. The continuum is the background radiation under which spectral absorption features occur (Clark and Roush, 1984). It can be estimated by a linear approximation and removed by dividing the reflectance value of the absorption feature by the continuum line (Clark 1999, Pontual *et al.* 1997).

The work was supported by X-ray diffraction and scanning electron microscopy

(MEV-EDS) to obtain semi-quantitative chemical composition of some mineral phases.

3.4.2. EO-1 Hyperion data

The Hyperion sensor was launched onboard the Earth Observing-1 (EO-1) satellite by NASA on 21 November 2000 in a sun-synchronous orbit with an inclination of 98.2 degrees and an orbital period of 98.8 minutes. It is a pushbroom type sensor with a telescope and two spectrometers with 242 total spectral bands, covering the intervals from 400 nm to 1,000 nm (VNIR) and 1,000 nm to 2,400 nm (SWIR) respectively. It has a 10 nm bandwidth, 30 meters of spatial resolution, and 16 days revisit interval. EO-1 is positioned at 705 km in altitude, flying in tandem formation with Landsat-7 (Ungar *et al.* 2003).

The main limitations of this sensor include its relatively low signal to noise ratio (SNR) and the variation in data quality depending on the season that the image was acquired, with significant differences between dry and rainy periods (Kruse *et al.* 2003).

The EO1H2150652002258110PZ_HGS_01 scene, referring to orbit 215, point 65, acquired on 15 September 2002 were used for the Alto do Giz area. The original image strip is 7.6 km wide and 48 km long. The image was partially cropped to eliminate the areas with clouds covers.

Hyperspectral data processing included radiometric and atmospheric corrections, followed by classification and mineralogical mapping.

3.4.3. Hyperion Data Preprocessing

All of the efforts that go into the deployment of airborne and spaceborne remote hyperspectral sensor are focused on the identification of the composition of surface materials, usually using the electromagnetic spectral interval that extends from 400 nm to 2,500 nm. This identification arises from the comparison of the spectral curve of each pixel of the image with the characteristic spectral curves of reference materials obtained in the laboratory or in the field. Because the solar radiation on the sun-surface-sensor path in the 0.4–2.5 μm visible and near-IR spectral regions is subject to absorption and

scattering by atmospheric components (gases and aerosols), hyperspectral data contains atmospheric effects. These effects that must be removed in order to use the data for quantitative remote sensing of land surfaces, including minerals (Gao *et al.* 2009). The success or failure of mineral phase identification process using hyperspectral remote sensing data depends fundamentally on the quality of the original data, and also of the radiometric and atmospheric corrections applied to them (Crósta and Souza Filho 2000).

Historically, spectrometers used in orbital remote sensing have some radiometric or noise problem due to the poor performance of isolated detectors or arrays of detectors. In pushbroom-type hyperspectral sensors, these problems can be aggravated since these instruments normally have bi-dimensional arrays with hundreds of thousands of detectors that are difficult to calibrate and whose spectral responses are virtually impossible to homogenize. This is the case of Hyperion, which has been known for its low SNR (Kruse *et al.* 2003).

A combination of procedures was adopted for processing the Hyperion scene that contains the Alto do Giz pegmatite data in an attempt to achieve noise reduction and radiometric correction. These procedures include some of the MMTG A-List software routines (CSIRO 2002), combined with the hyperspectral classification method proposed by Boardman and Kruse (1994) and Kruse *et al.* (2003).

Hyperion data pre-processing was carried out through the following steps:

1. Format conversion – The data in the original level 1R HDF format were converted to the ENVI HDR format utilized in the Hyperion Tools routine. This routine converts the image's original HDF header to HDR, maintaining the information that will be used for later correction and data processing steps. A Hyperion level 1R format image has 242 spectral bands; however only 198 of them are spectrally unique and calibrated (8-57 and 79-220), so the non-calibrated bands must be removed from the data set. Of the calibrated bands, those that are positioned at the intervals of the atmospheric absorption windows (120-132, 165-182 and 185-187) and those that overlap the existing bands between the VNIR and SWIR regions are also eliminated. Finally, a total of 158 bands remain for

radiometric and atmospheric data calibration.

2. Pushbroom Plugger and Destriper - These modules integrate the MMTG/A-List Hyperspectral Data Processing Software (CSIRO 2002). The Pushbroom Plugger is used to identify and replace noisy pixels by new pixels that have values obtained by interpolating neighboring pixels. The Pushbroom Destriper is used to eliminate vertical alignment in the image that comes from non-linear responses of the sensor detectors (Datt *et al.* 2003). In both cases, the replacement of pixels is based on mean and standard deviation statistics. Gain and offset corrections are also applied, involving shifting and scaling simultaneously each band (CSIRO 2002). The results of the application of these routines improved significantly the quality and spatial coherency of the data, as pointed out by Cudahy *et al.* (2001b) in the Mt. Fitton Hyperion validation test site.
3. Atmospheric Correction - The 'Fast Line-of-sight Atmospheric Analysis of Spectral Hypercubes' algorithm (FLAASH) was used for eliminating the atmospheric effects and retrieving reflectance values for surface materials. The algorithm was developed by the Air Force Research Laboratory to analyze and correct VNIR and SWIR data from multi- and hyperspectral remote sensors (Felde *et al.* 2003). FLAASH is based on MODTRAN4 ('MODerate Resolution Atmospheric TRANsmission Code') radioactive transfer code; it eliminates absorption and spread effects caused by atmospheric particles and gas molecules registered in the radiance data collected by the sensor. Figure 3.2 shows a color composition of Hyperion bands 803 nm R, 559 nm G and 467 nm B after radiometric and atmospheric data correction. The spectrum shown at the right side of the image is an average of several pixels containing vegetation. The quality of this vegetation spectrum denotes an adequate level of radiometric and atmospheric correction. The red rectangle in the northeastern quadrant indicates the location of the Alto do Giz pegmatite. The location of the town of Equador is also shown in Figure 3.2.

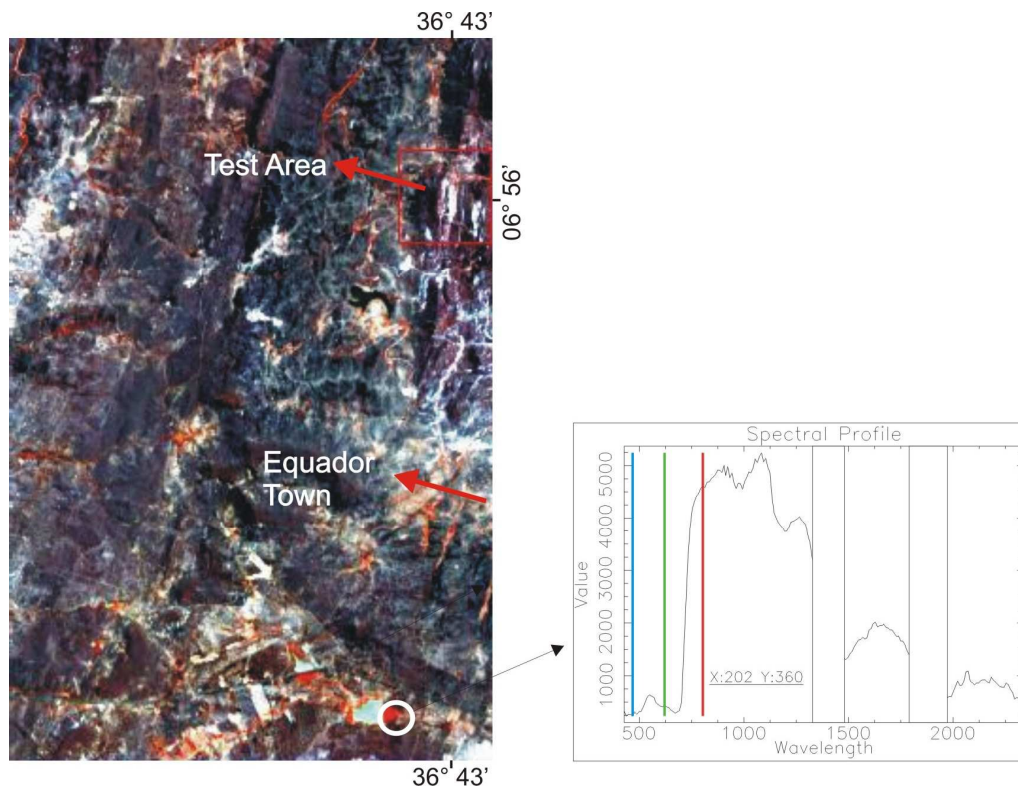


Figure 3.2 – Color composite image of Hyperion bands 803 nm (R), 559 nm (G) and 467 nm (B) with the localization of the Alto do Giz pegmatite and the town of Equador. The spectrum on the right-hand side is from vegetation collected in the area shown by a white circle, after Hyperion radiometric and atmospheric corrections.

4. 'Empirical Flat Field Optimal Reflectance Transformation (EFFORT) Polishing' (Boardman *et al.* 1998) - In order to remove noise effects remaining from the atmospheric correction and spectral smoothing processes, this procedure uses the reflectance spectral curves as a reference to adjust removal and smoothing of the spectra. Figure 3.3 shows reflectance spectra obtained with the EFFORT technique. Circles on both spectra point out the anomalous peaks that were minimized or even removed by applying this routine. Both spectra are from the same pixel of band 2163 nm that contains mostly kaolinite, shown by its characteristic double absorption feature (doublet) at 2,160 nm and 2,200 nm.
5. 'Minimum Noise Transform' (MNF) was applied to determine spectral data

dimensionality and to minimize the noise in the images. MNF is a transformation similar to the principal components multivariate statistical analysis used to separate noise from data, to determine dimensionality of the data and to reduce post-data processing (Green *et al.* 1988). It allows significant information content to be redistributed, ordered and separated from image noise (Green *et al.* 1988). Figure 3.4 shows MNF images 1, 4, 10, and 18 arranged from larger to smaller variance; the noise can be seen in the higher-order images.

6. Finally, 'Pixel Purity Index' (PPI) technique was applied and an-dimensional visualizer was used to identify the end-members and compare them to spectra from the spectral reference library. The few pixels related to the identified endmembers proved to be difficult to select using only with the visualizer. Therefore, a comprehensive and comparative analysis was done using knowledge of the local geology, as well as field and laboratory reference spectra.

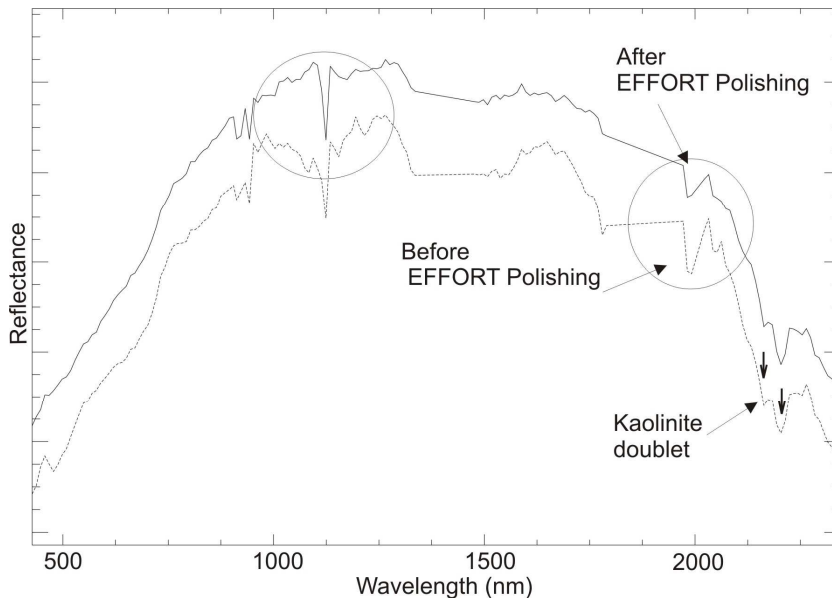


Figure 3.3 - Kaolinite apparent reflectance spectrum. Note that deep spikes in the original spectrum were attenuated after applying the EFFORT polishing technique.

3.4.4. Hyperspectral classification using Spectral Angle Mapper (SAM)

Spectral Angle Mapper (SAM) supervised classification is a technique that determines the degree of similarity between reference library spectra and the

spectrum of each pixel in an image (Kruse *et al.* 1993, Kruse 1997). Spectra are treated as vectors with dimensionality equal to the number of bands included in the process and the similarity between them is quantified by means of an angular value.

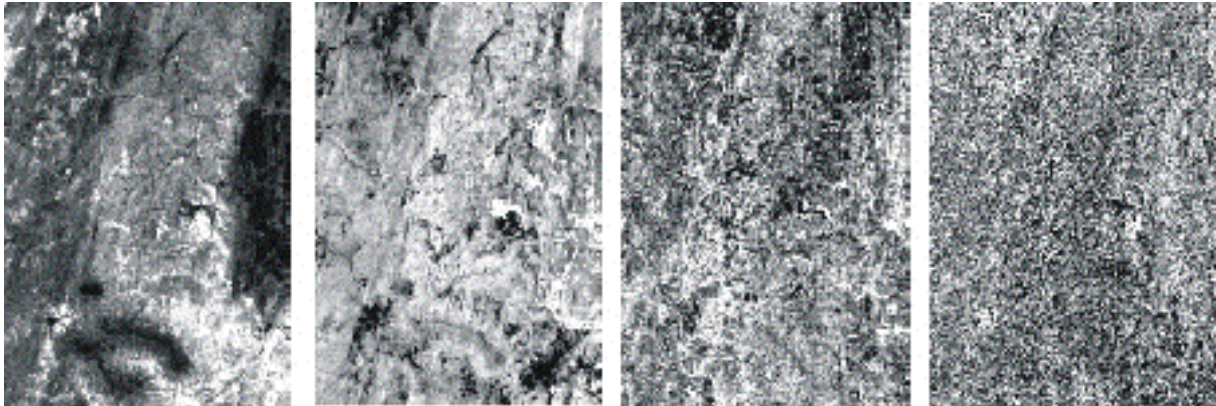


Figure 3.4 – Hyperion MNF transform images (from left to right): MNF band 1, MNF band 4, MNF band 10 and MNF band 18

The result of the SAM classification is a color composite image and an additional set of greyscale images called ‘image rules’. These image rules show the best results obtained within the angular thresholds in which dark gray levels indicate pixels closer to endmember spectra. These images are then inverted to exhibit the pixels classified as spectrally similar to the respective endmember in light tones.

For each of the analyzed mineral phase, specific sub-set of Hyperion bands and reference spectral were used, thereby driving the classification process and avoiding the inclusion of many bands (Hecker *et al.* 2008).

3.5. Results and Discussion

3.5.1. Mineralogical Characterization

Figures 3.5a to 3.5f show spectra for minerals and mineral mixtures of kaolinite, muscovite, illite/sericite, Na- and Li-bearing micas, cookeite, and Fe-bearing tourmalines

(schorl). Figure 3.6a shows the x-ray diffraction of sample SS063F, which contains cookeite, $\text{LiAl}_4(\text{Si}_3\text{Al})\text{O}_{10}(\text{OH})_8$, also identified by reflectance spectroscopy. Figure 3.6b presents results of MEV-EDS determinations for sample SS061JA.

Kaolinite (SS041B – Figures 3.5a) is characterized by a doublet with reflection minima located at 2,158 nm and 2,201 nm, caused by the vibrational processes associated with the Al-OH bond; other features occur at 1,395 nm and 1,413 nm, due to the vibrations of hydroxyl (OH-) ions. A triplet also occurs in the region of 2,300 nm, as well as more subtle features around 1,800 nm that are characteristic of kaolinite of a high structural order degree.

The spectra of cookeite has a well-developed absorption feature in the region of 1,400 nm (OH-) and another at 2,200 nm, both due to the Al-OH bond, as well as features centered at 2,167 nm and 2,208 nm (SS063F – Figure 3.5b). Reference spectrum for cookeite (cookeit1.spc) was obtained from the USGS digital spectral library (Clark *et al.* 2007). It corresponds to file PDF 00.045-1376 (Figure 3.6a) from the Powder Diffraction File (PDF) of the International Center for Diffraction Data –ICDD. Some kaolinite mixtures are present in the sample SS063F as shown by the subtle double absorption features around 2160 nm (Figure 3.5b).

The main spectral absorption feature of white mica occurs in the interval between 2,180 and 2,228 nm and moderate secondary features occur at 2,344 nm and 2,440 nm. The depth of this feature may be used as a semi-quantitative estimation of its abundance and the variation of its position is due to compositional changes in the mineral structure (Clark 1999) mainly due to Tschermak substitution related to variations of relative contents in Al, Fe, Mg and Si, Al in octahedral and tetrahedral sites (Post and Noble 1993, Duke 1994). White mica absorption features at wavelengths smaller than 2,000 nm result from a high concentration of octahedral Al and less Fe-Mg, whereas those above 2,216 nm correspond to low concentrations of Al and high Fe-Mg. Na-bearing micas (which endmember is paragonite) result from K substitution for Na process in the interlayer site (Post and Noble 1993, Hermann *et al.* 2001). Na-bearing white mica tends to have absorption features between 2,180-2,195 nm (Pontual *et al.* 1997, Jones *et al.* 2005). Another white mica, muscovite, is a K-rich phase and its main absorption feature occurs in the 2,200-2,208 nm interval (Post and Noble 1993, Pontual

et al. 1997, Hermann *et al.* 2001). This spectral differentiation of white micas has been playing an important role in studies of various types of mineralizations, geological terrains and hydrothermal alteration zones (Cudahy *et al.* 2001a, 2001b, Hermann *et al.* 2001, Jones *et al.* 2005).

Separated mica fragments were analyzed by MEV-EDS microscopy and revealed values of sodium varying from 0,54 to 1,51% of Na₂O (SS061JA – Figs. 3.6b); with main absorption feature varying between 2,193 nm and 2,195 nm and were classified as Na-bearing micas.

Muscovite-sericite (SS061G - Figures 3.4a) have features located around 2,200 nm and can be distinguished from illite/sericite by the presence of a better defined water absorption feature at 1,900 nm (Clark *et al.* 1990; Pontual *et al.* 1997).

The spectra of Li-bearing micas, illites-sericites and chlorites resemble that of muscovites (SS061G - Figures 3.5d), with a absorption feature near 1,400 nm due to OH-, another at 1,900 due to water and 2,200 nm due to Al-OH bonds. Li-bearing micas have others absorptions features at 2,350 nm and 2,437 nm, due to Al-OH bonds and others smaller ones may occur at 1,330 nm, 2,030 nm, and 2,140 nm due to OH- (Hunt *et al.* 1973). Li-bearing micas observed in the field (SS063E, SS066F - Figure 3.5e) vary from medium to very fine (0.5 to 5 cm), lilac colored, forming agglomerates, sometimes solid botryoid, associated with muscovites, kaolinites, quartz and cookeite.

The main absorption features related to tourmaline occur between 2,200 and 2,300 nm, with less intense ones at approximately 2,240-2,250 nm, related to B-OH bonding (Clark *et al.* 1990), as shown by the black tourmaline spectra (schorl) of sample SS061JB (Figure 3.5f).

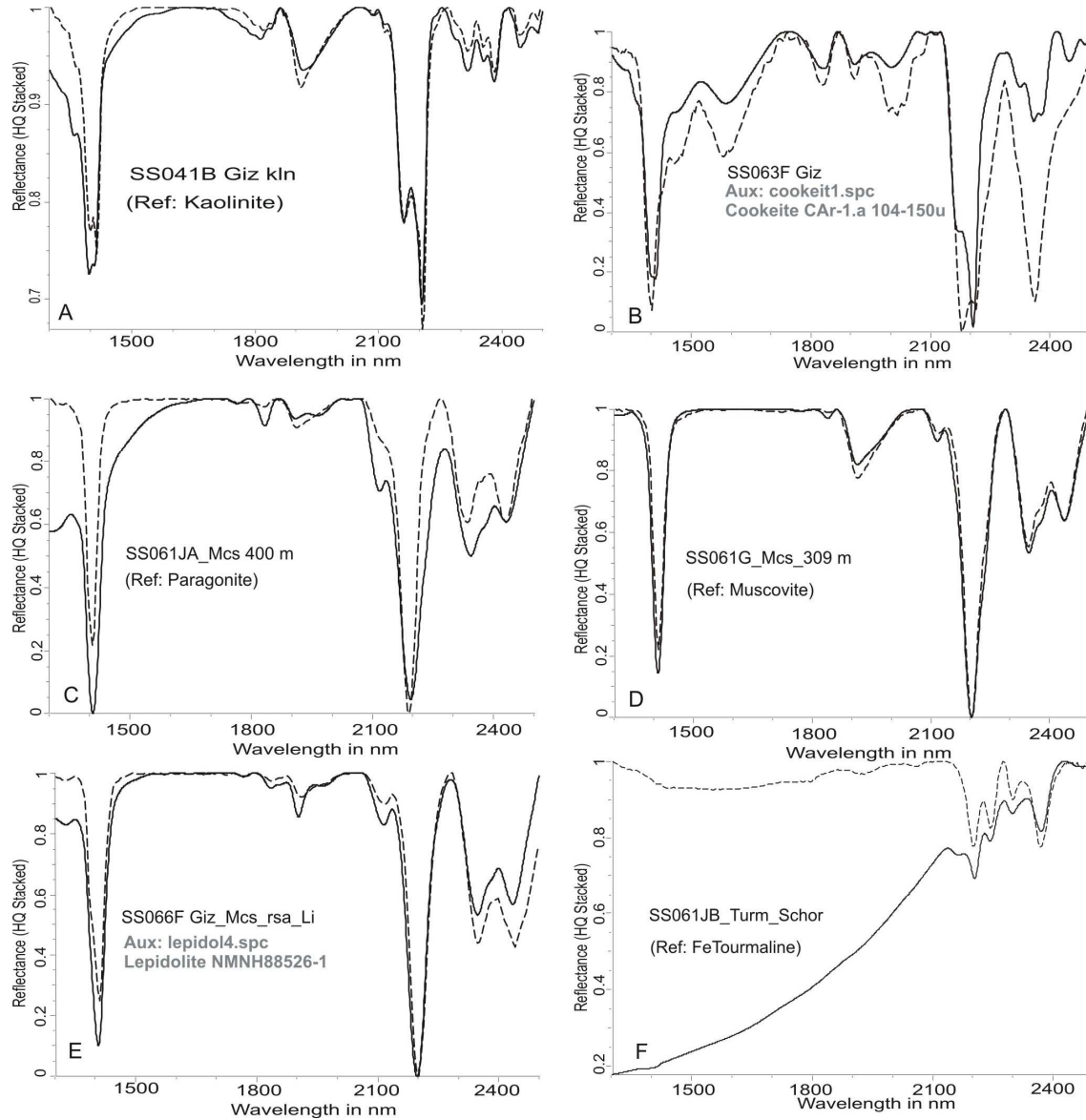


Figure 3.5 - References spectra (dashed lines) from USG and TSG Pro spectral libraries and spectras of minerals and mixtures of minerals phases from field and laboratory reflectance spectral measurements.

3.5.2 Geology of the Alto do Giz pegmatite

Mapping of Alto do Giz pegmatite was carried out by field work along geological sections, with support of spectro-mineralogical analysis. Textures and mineralogical

aspects of different zones of the Alto do Giz pegmatite are displayed in Figure 3.7(A to I) showing the occurrence of some of the most common minerals such as quartz, tourmaline, garnet, lepidolite, spodumen, muscovite and kaolinite.

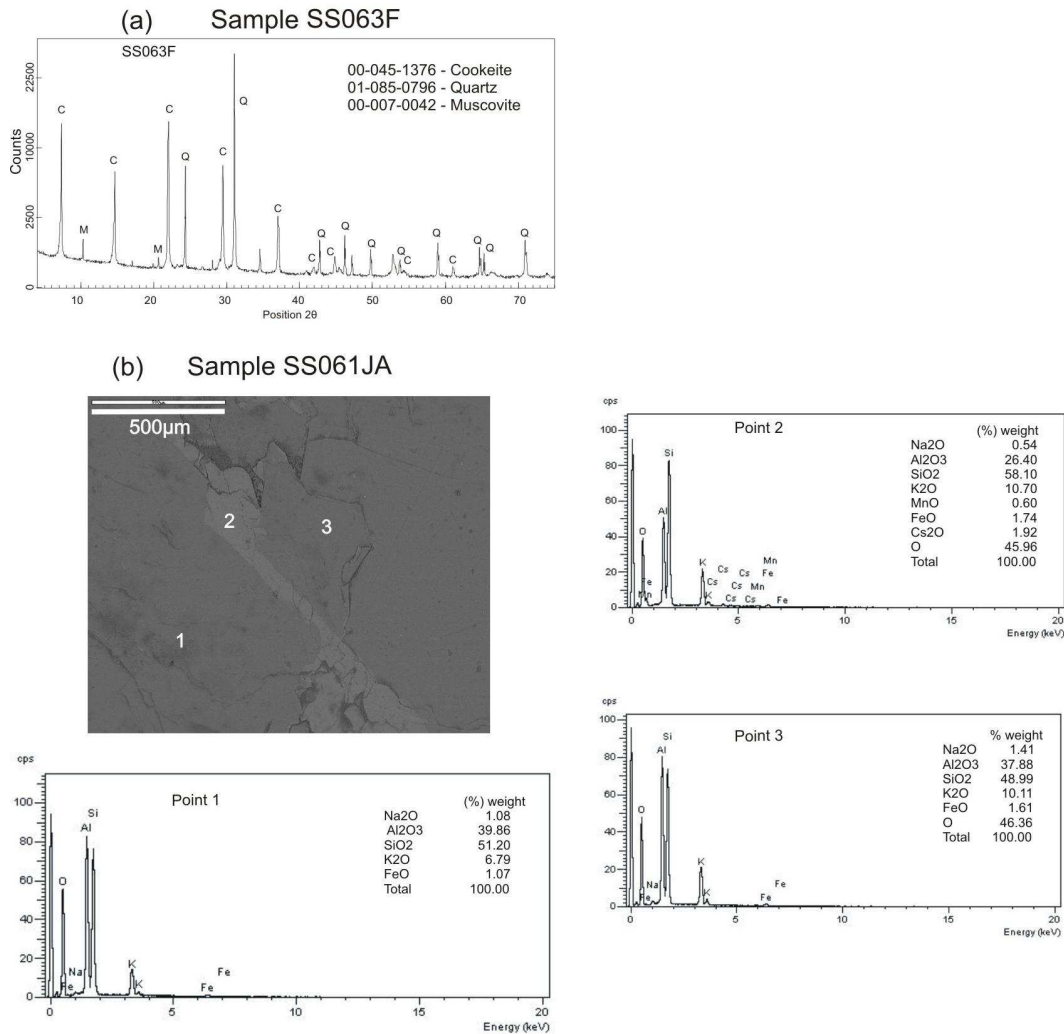


Figure 3.6 – (a) x-ray diffraction results for sample SS063F and (b) MEV-EDS determinations of mica from sample SS061JA.

For establishing the zonation of the Alto do Giz pegmatite the mineralogical criteria proposed by Johnston Jr. (1945) was adopted. Zone I (the contact zone) is reasonably preserved from mining activities, whereas only parts of Zone II, Zone III and Zone IV can still be verified. The lateral extension of Zone III in relation to Zone II could not be

established since the latter is the main source of kaolin, and therefore were removed by mining. Figure 3.8 shows general aspects of the pegmatite and its present exposure level, together with a geological sketch showing the observed internal zoning.

The Alto do Giz pegmatite stands out and sustains the present surface topography comprising three aligned crests of milky quartz nuclei. The lateral slopes of the pegmatite body are 50-meter high, with large amounts of waste material accumulated on the slopes (Figure 3.8). This pegmatite is positioned in the western flank of the antiform of Serra das Queimadas, forming a sub-vertical body striking N10°W. The pegmatite intrudes and truncates the S_2/S_3 foliation of the Equador Formation striking N10°E, with dip varying between 35° and 70°N80°W. The current surface extension of the Alto do Giz pegmatite is 530 meters in length and 40 meters in width (Figure 3.8).

The pegmatite exhibits sub-vertical fracture zones dipping 80°W and an extensive brecciation zone throughout the western wall (Figures 3.7e and 3.7f), mainly in the center-south portion of the body (Figure 3.8). The breccia encompasses blocks from a few centimeters to 2 m in length, chaotically dispersed within the pegmatite-granite mass. These are hydraulic breccias without evidence of deformation, indicating forced emplacement of pegmatitic material, probably during or post-D3 regional deformation phase. There is evidence that the breccias continues towards the northern sector of the pegmatite, even though most of the rocks have already been mined out.

Mineralogy and main characteristic of the each zone are described below.

Zone I

Zone 1 comprises the external zone of the pegmatite and contains white mica (muscovite) crystals ranging in size from 0.5 to over 5 cm together with small schorlite crystals (1 cm) penetrating the quartzite host rock, or in crystals larger than 10 cm within the pegmatite but following the contact zone (Figures 3.7h and 3.8).

Zone II

The area where Zone II is currently observed corresponds to the present level of

the mining works. It is therefore impossible to establish its original limits and its relationship with Zone III. Observations made through drill holes of 0.50 cm x 0.50 cm into portions of Zone II have shown the presence of light silver-colored muscovite/sericite, and small grains (0.2 – 0.5 cm) of tantalite-columbite, as well as medium grain (0.5 to 1 cm) quartz and kaolinite (Figure 3.8).

Zone III

Zone III is difficult to characterize in the field due to intense kaolinization and the absence of characteristic substitution bodies seen in other pegmatites in the region (Scorza 1944, Rolff 1946). The main characteristics of these substitution bodies which occur in Zone III comprise small aggregates of fine light-green mica, associated and intergrown with albite, usually containing tiny tantalite-columbite crystals. The recognition of Zone III at Alto do Giz was achieved based on the spectro-minerological characterization of yellow-white cookeite associated with kaolinite, quartz, muscovite, and light-lilac-colored lepidolite in the western wall of the N2 nucleus and the nearby N3 nucleus. These mineralogical assemblage forms a Li-rich alteration and substitution zone around nuclei N2 and N3, measuring approximately 2.5 meters and 2 meters wide bordering these two nucleus, respectively.

Cookeite might be an alteration product from lepidolite, rubellite, spodumene or microcline (Landes 1925, Zvyagin and Nefedev 1954, Quensel 1937, Brush 1866, apud Heinrich 1978). The joint occurrence of lepidolite and cookeite, as observed in the western border of N2 and N3 (Figure, 3.7g), suggests that the latter originated from lepidolite. There are only two other reported occurrences of cookeite in the BPP, one at the Boqueirão de Parelhas pegmatite (Murdoch 1958) and the other at the Quintos pegmatite (Soares 1998).

Zone IV

Zone IV is represented by three well-defined nuclei of milky quartz, N1, N2, and N3 that occur as large fractured blocks, with a slightly oxidized surface (Figures 3.7a,

3.7b and 3.8). The largest and thinnest is nucleus N2 and the smallest is N3.

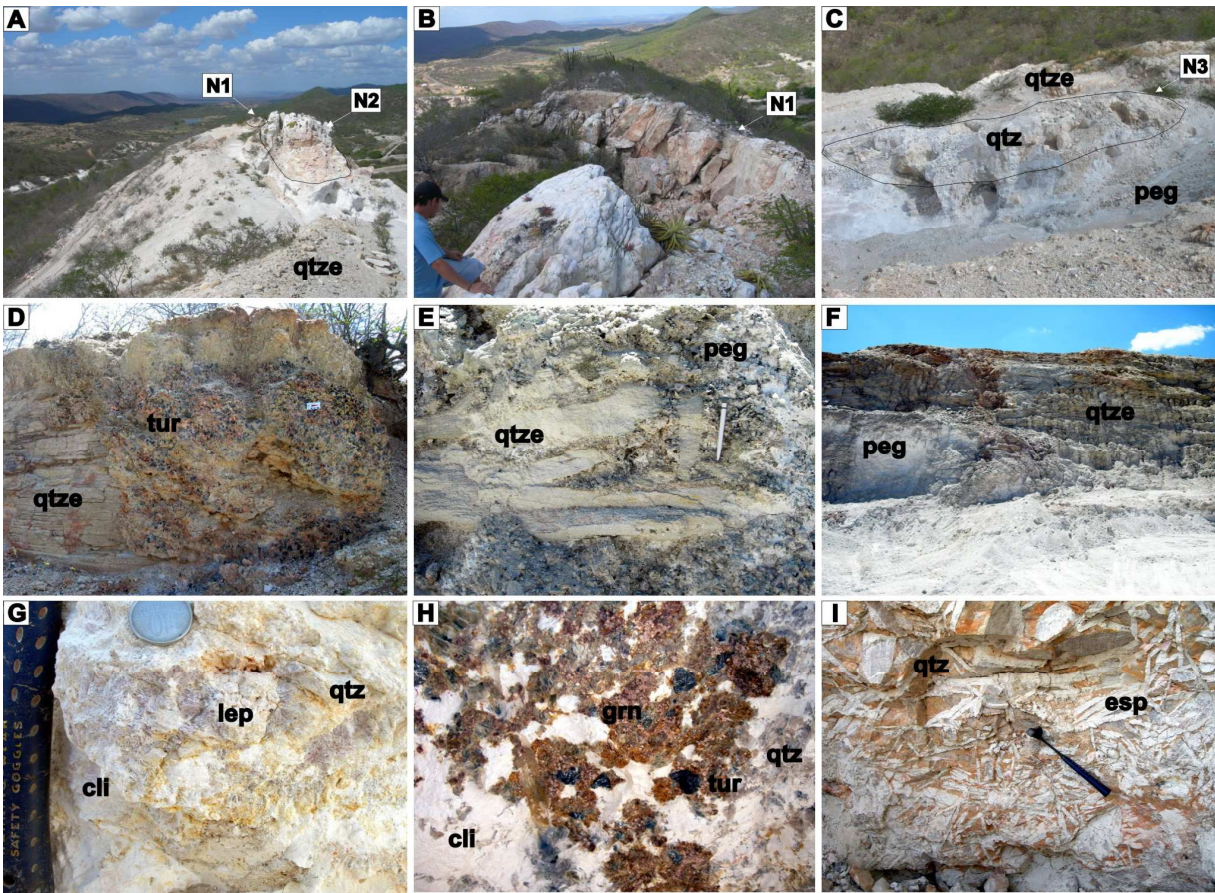


Figure 3.7 - (A) Nuclei N2 and N1 seen from the north (Figure 3.8); (B) Detail of nucleus N1; (C) Nucleus N3 viewed from the quartzite contact looking from NW towards SE (Figure 3.8); (D) Block of pegmatite rich in schorl in the quartzite contact zone (western wall); (E) Fragments and blocks of quartzite surrounded by pegmatitic material in the western wall; (F) Pegmatite blocks and fractures (W-E) exposed in the western contact zone (Figure 3.8); (G) Detail of a pocket with lepidolite, cookeite, quartz, muscovite, and kaolinite at the border of nucleus N2 (SS063F – Figure 3.8); (H) Garnets, muscovite, kaolinite, quartz, and schorl (SS061JB – Figure 3.8) at the edge of nucleus N3; and (I) Quartz interspersed with altered spodumene crystals (lath-like texture) at the border of nucleus N3.

The latter exhibits altered crystals of spodumene intercalated with milky quartz

(Figure 3.7i) defining a lath-like texture previously observed by Pough (1945) in the Alto do Giz and nearby Boqueirão de Parelhas pegmatite. The N3 quartz nucleus is 3 to 5 meters wide and is positioned closer to the eastern contact with the quartzite. On the eastern border of nucleus N2, it wasn't possible to observe the contact between Zone IV's and the quartzites, due to the mining waste deposited over its likely location (Figure 3.8).

3.5.3. Alto do Giz evolution phases

Although the almost complete kaolinization that affected the Alto do Giz pegmatite does not allow for the determination of the primary parageneses and, consequently, makes it difficult to establish the evolution of the pegmatite. But, the results of the spectro-mineralogic characterization achieved in this study, together with the delimitation of Zones I through IV, allow to infer the following phases that marked its evolution: (i) primary crystallization from a pegmatitic fusion enriched in Li, resulting in the formation of spodumene intercalated with quartz in Zone IV of the nucleus; (ii) a second crystallization phase occurred in the presence of Li-rich solutions supposedly originated from the alteration of lepidolite with reprecipitation in a later hydrothermal phase giving origin to chlorite (cookeite); this is suggested by the fact that both minerals were found together in geodes and other cavities as substitution bodies in the ZONE III at the borders of N2 and N3 nuclei; (iii) a last phase involving intense kaolinization that affected the entire pegmatite, which might be hydrothermal or supergenic or, most likely, a combination of the two processes; this is difficult to clarify based on the data that has been acquired so far.

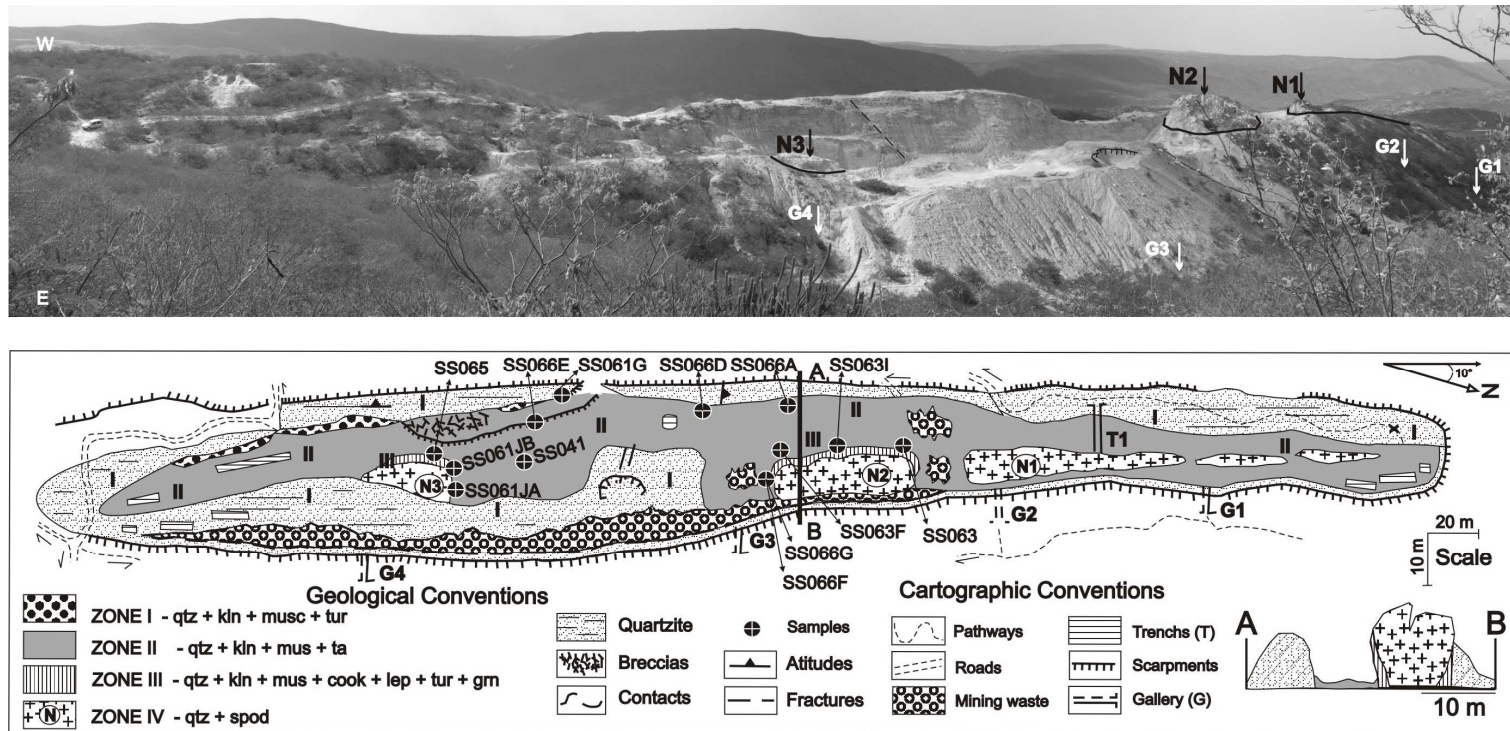


Figure 3.8 – Panoramic view (top) from southeast to northwest of the Alto do Giz pegmatite and geological sketch map (bottom) showing the internal structure of these pegmatite obtained from field mapping, reflectance spectroscopy and X-ray mineralogical characterization. The internal structure nomenclature is based on Johnston Jr. (1945) classification schema proposed for pegmatites of the Borborema Pegmatite Province (BPP).

3.5.4. Hyperion Results

Figure 3.9 shows a color composite image of Hyperion bands 2163 nm (R), 2200 nm (G) and 2193 nm (B). On the right hand side of there are two spectra extracted from two different pixels. Note in these spectra that the main absorption features shifts from a longer wavelengths of 2203 nm, characteristic of K-bearing mica (muscovite) (Figure 3.9a) towards a shorter wavelength of 2193 nm, typical of Na-bearing mica (paragonite) (Figure 3.9b).

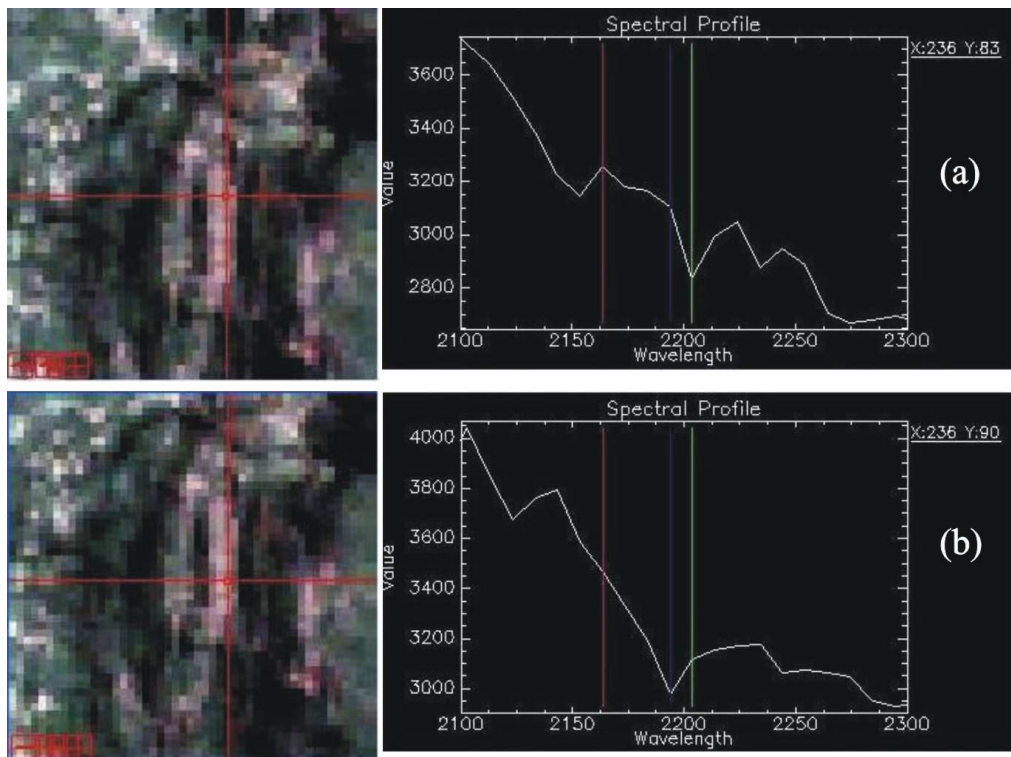


Figure 3.9 - (a) Color composite image of Hyperion bands and a pixel spectrum showing the main absorption feature at 2200 nm, characteristic of K-bearing white mica (muscovite); (b) the same image with spectra extracted from another pixel, in which the main absorption is positioned at a shorter wavelength of 2193 nm band, characteristic of Na-bearing white mica (paragonite).

The results of mineral mapping and pegmatite zoning for the Alto do Giz are presented in Figures 3.10a to 3.10d. This is a color composite image depicting kaolinite

in red, muscovite in green and Na-bearing micas in blue. White pixels indicate the occurrence of the three minerals at the same pixels, whereas magenta, yellow and cyan indicate joint occurrences of kaolinite/Na-bearing mica, kaolinite/muscovite and muscovite/Na-bearing mica, respectively.

Figure 3.10b and 3.10d shows the same color composite, but with the Hyperion band centered at 559 nm in the background, for terrain reference. Enlargements of these two figures are presented in Figures 3.10c and 3.10d, respectively.

The effectiveness of the spectro-mineralogic mapping method employed in this study for detecting and mapping pegmatites in the BPP is supported by the fact that all colored and white pixels in Figure 3.10a to 3.10d coincide with the known areas containing pegmatites, where sterile areas are shown in black. Furthermore, and despite the intrinsic limitations posed by the relatively low spatial resolution of 30 m of Hyperion compared to the special dimensions of these pegmatites, detailed mineral composition can be observed for the different zones of the Alto do Giz pegmatite.

The spatial predominance of muscovite along the contact between the Alto do Giz pegmatite and the quartzites is shown in Figures 3.10c and 3.10d by green pixels. In the center of the northwestern portion of Alto do Giz, kaolinite is dominant as indicated by the group of red pixels.

Pixels depicted in other colors (blue, magenta, cyan and yellow) indicate mineralogical variations related to the zoning of the pegmatites. In all three pegmatites the contact between Zone I and the quartzites is evidenced by the muscovite-related green pixels located preferentially in the southern portion of the area, towards the town of Equador. Other muscovite-related green pixels can be seen on the slopes of hills; they are related to the many kaolin processing plants and mining waste disposal sites.

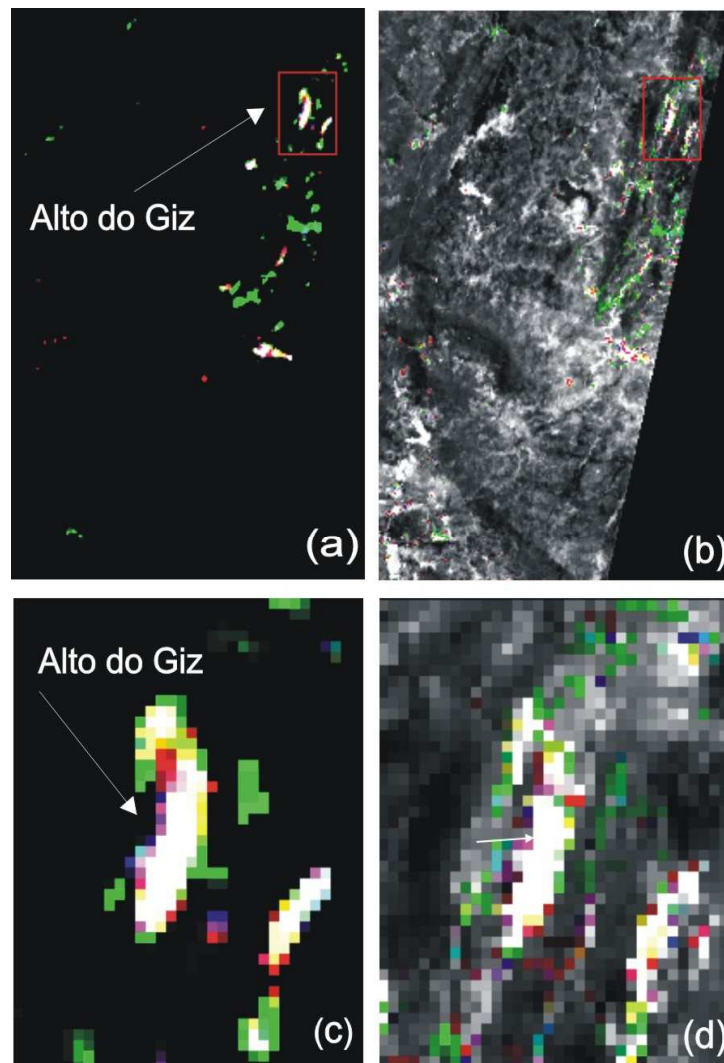


Figure 3.10 – (a) Color composite images exhibiting the results of mineral mapping and mineral zoning of the Alto do Giz pegmatite; kaolinite is depicted in red, muscovite in green and Na-bearing micas in blue. (b) The same color scheme as in (a) draped over Hyperion band at 559 nm; (c) and (d) are enlargements of the previous images, showing details for the Alto do Giz pegmatite.

3.6. Conclusions

Results of the spectro-mineralogical characterization of kaolinite, Li- and Na-

bearing micas, illite_sericite, muscovite, cookeite and tourmaline show that reflectance spectroscopy is an important analytical tool for studying pegmatites. The technique was able to offer significant contribution for field mapping of mineral phases, allowing to identify even rare minerals, as in the case of cookeite. Used in conjunction with DRX and MEV/EDS techniques, reflectance spectroscopy proved to be effective and complementary to the results provided by these other techniques in the study of mineralogical phases in pegmatites.

The occurrence of cookeite at Alto do Giz reported in this paper represents the third in the BPP, and the first one unveiled by reflectance spectroscopy. Its association with Li-rich micas, as well as garnets, tourmaline and quartz, allowed the characterization of a Li-enriched substitution zone around nuclei N2 and N3, contributing to establish the zoning and indicating that Alto do Giz can be classified as a complex-type pegmatite, spodumene sub-type, according to the classification proposed by Černý' and Ercit (2005).

Although it was not possible to determine all pegmatite paragenesis, due to the intense kaolinization alteration of the pegmatite, its evolution comprised a high Li concentration phase represented by the occurrence of spodumene in the N3 nucleus of Zone IV, another Li-rich phase related to hidrothermal alteration processes, indicated by substitution bodies containing cookeite and lepidolites around the N2 and N3 nuclei, and the final kaolinization phase related to hidrothermal and/or supergenic processes

The application of Hyperion hyperspectral remote sensing data for mapping the spatial distribution of minerals in the Alto do Giz and other nearby pegmatites showed the feasibility of this technology for spectro-mineralogic mapping of pegmatites. However, it also showed that better signal to noise ratio and improved spatial resolution imagery is needed for this type of application.

CAPÍTULO 4

ESPECTROMETRIA DE RAIOS GAMA DE GRANITOS PEGMATÍTICOS DA
PROVÍNCIA PEGMATÍTICA DA BORBOREMA (PPB), NORDESTE DO BRASIL

GAMMA RAY SPECTROMETRY OF PEGMATITIC GRANITES OF THE BORBOREMA PEGMATITIC PROVINCE (BPP), NORTHEASTERN BRAZIL

ABSTRACT

The objective of this study is the characterization of pegmatitic granites located in the southern region of the BPP with aerial and ground gamma ray data. Using individual and ternary image of the radioelements and their ratios it was possible to identify various granites bodies and also to distinguish quartzites formation from the northern and southern portions of the area, based on their different thorium (Th) contents. Ground gamma ray data and radiometric and ICP-MS laboratory analysis showed that these granites have uranium concentrations varying between 0,47 ppm e 7,8 ppm, thorium between 0,1 ppm e 21 ppm and potassium between 2% e 5,24%. These radiometric characteristics were enhanced by the ratios images, allowing to distinguish them from others country rocks. Ground gamma ray data, acquired for one of the pegmatitic granites, called Galo Branco, reveals that radioelements are irregularly distributed, suggesting mineralogical changes in contents and concentrations of accessory minerals during magmatic cristalization. The results indicated the potential of the method for the characterization and mapping of pegmatitic granites and pegmatites of the Borborema Pegmatitic Province (BPP).

Keywords: gamma-ray spectrometry, remote sensing, granites, pegmatites, Pegmatitic Borborema Province.

ESPECTROMETRIA DE RAIOS GAMA DE GRANITOS PEGMATÍTICOS DA PROVÍNCIA PEGMATÍTICA DA BORBOREMA (PPB), NORDESTE DO BRASIL

RESUMO

O presente estudo objetivou a caracterização de granitos pegmatíticos localizados na região Sul da PPB a partir de dados aerogamaespectrométricos, com o apoio de

gamaespectrometria terrestre. Com base em imagens individuais e em composições ternárias dos radioelementos e de suas razões foi possível identificar um conjunto de granitos e também discriminar quartzitos das regiões norte e sul da área investigada com base nas assinaturas mais elevadas no canal do tório (Th) nestes últimos. Um desses granitos pegmatíticos, denominado Galo Branco, foi selecionado para estudo com medidas gamaespectrométricas terrestres, dosagens radiométricas e determinações químicas por ICP-MS, que indicaram concentrações de urânio variando entre 0,47 ppm e 7,8 ppm, de tório entre 0,1 ppm e 21 ppm e do potássio entre 2% e 5,24%. Com base nessas características foi possível diferenciá-lo das rochas encaixantes regionais. Foram observadas concentrações irregularmente distribuídas dos radioelementos no granito Galo Branco que sugerem mudanças de conteúdo e concentração de minerais acessórios durante a diferenciação e cristalização magmática da rocha. Apesar da baixa resolução espacial do aerolevante gamaespectrométrico os resultados revelaram grande potencial para a caracterização e mapeamento geológico de granitos e pegmatitos da PPB.

Palavras-chave: gamaespectrometria, sensoriamento remoto, granitos, pegmatitos, Província Pegmatítica da Borborema.

4.1. Introdução

A Faixa Seridó - FSe (Jardim de Sá 1994) abriga uma grande variedade de rochas graníticas de idade Neoproterozóica, classificadas em quatro grandes grupos principais, denominados G1 a G4, a partir de suas relações litoestruturais com as fases de deformação regionais D1 a D4 (Jardim de Sá *et al.* 1981, Jardim de Sá e Hollanda 1993).

A FSE contém ainda mais de 1.500 pegmatitos produtores de metais raros (Be, Ta-Nb, Li e Sn), de minerais gemas, como a “turmalina Paraíba”, e de minerais industriais, como feldspato cerâmico, caulim e quartzo. A área de ocorrência dos pegmatitos corresponde a cerca de 10.000 km², constituindo o que Scorza (1944)

denominou de Província Pegmatítica da Borborema (PPB).

Alguns autores atribuem ao plutonismo granítico e às zonas de cisalhamento regionais, o papel de agentes importantes na geração de fluídos para as mineralizações de Ta-Nb, Sn, Be e Li em pegmatitos graníticos da PPB (Legrand e França 1989, Legrand *et al.* 1993, Da Silva 1993) e também de ouro em veios de quartzo (Luiz-Silva 2000).

Os granitos pegmatíticos se destacam no contexto do plutonismo granítico Neoproterozóico da FSe devido às suas características similares aos granitos férteis (Cerny 1991, Da Silva e Staerk 1989). Por esse motivo, eles têm sido considerados como possíveis termos intermediários entre o granito parental e os pegmatitos mineralizados da PPB (Da Silva e Guimarães 1992, Da Silva 1993). Esses granitos pegmatíticos correspondem aos granitos do tipo GR-3 (GR-3a e GR-3b) da classificação de Da Silva (1993), ou G3 e G4 da classificação de Jardim de Sá *et al.* (1981).

A aerogamaespectrometria é rotineiramente utilizada em atividades de mapeamento geológico (Ferreira 1997, Santos *et al.* 1999, Oliveira *et al.* 2001, Dantas *et al.* 2003), na exploração mineral de variados tipos de mineralização (Saunders *et al.* 1993, Pires 1995, Shives *et al.* 2000, Pascholati *et al.* 2003) e na caracterização e classificação de rochas graníticas (Galbraith e Saunders 1983, Portnov 1987, Maurice e Charbonneau 1987, Ferreira *et al.* 2009, Ulbricht *et al.* 2009).

Nas rochas graníticas, o potássio tende a ser enriquecido em relação ao tório nos estágios tardios de diferenciação e cristalização magmática, e também em zonas de alteração hidrotermal. Baixos valores da razão eTh/K são portanto indicadores da ocorrência dessas zonas (Shives *et al.* 2000). A família dos granitos peraluminosos costuma apresentar altos valores da razão eU/eTh , uma vez que o urânio se concentra, juntamente com a sílica, durante o fracionamento e a cristalização magmática, contrariamente ao tório (Maurice e Charbonneau 1987).

A ocorrência de pequenos *stocks* e domos de granitos pegmatíticos e pegmatitos encaixados em quartzitos da Formação Equador, nos biotita xistos da Formação Seridó, nos metaconglomerados da Formação Parelhas e nos paragneisses da Formação Jucurutu, levou à investigação dessas rochas a partir dos dados

aerogamaespectrométricos disponíveis para a PPB.

Apesar da baixa resolução espacial destes dados, em relação às dimensões normalmente reduzidas dos granitos, decidiu-se reprocessá-los com os seguintes objetivos: i) caracterizar seu comportamento gamaespectrométrico e ii) investigar as relações espaciais entre os granitos e os pegmatitos mineralizados.

4.2. Localização e Aspectos Fisiográficos

A área está limitada pelas seguintes coordenadas geodésicas: 06° 45' e 07° 15' de latitude sul e 36° 20' e 36° 50' de longitude oeste. Ela está situada entre os estados da Paraíba e do Rio Grande do Norte, na região Nordeste do Brasil (Figura 4.1).

Trata-se de região de clima quente, semi-árido, com precipitação pluviométrica escassa e mal distribuída. O relevo é bastante acidentado. As cotas variam de 250 metros no pediplano regional a 850 metros de altitude nas Serras de Santana e do Bonfim ao Sul, e das Queimadas e dos Quintos ao Norte, das cidades de Junco do Seridó (PB) e Equador (RN), respectivamente. A vegetação é arbustiva, rarefeita, espinhosa, normalmente de folhas pequenas, típica das espécies de caatinga.

4.3. Aspectos Geológicos Regionais

Do ponto de vista geotectônico, a área está inserida no Domínio Rio Grande do Norte (DRGN) (Brito Neves *et al.* 2000) da Província Borborema (PB) (Almeida *et al.* 1977), no extremo sul da Faixa Seridó (FSe) (Jardim de Sá 1994).

A PB é representada por um mosaico de faixas dobradas e núcleos do embasamento cristalino, cuja estruturação geral permite dividi-la em vários domínios e subdomínios geológicos (cinturões, terrenos ou faixas), em função das suas características lito-estruturais e geocronológicas (Santos *et al.* 1999, Jardim de Sá 1994, Brito Neves *et al.* 2000, Oliveira 2008) (Figura 4.1).

Os limites internos mais importantes da PB estão representados pelas zonas de cisalhamento (Zcs) Pernambuco-Congo, Patos e Jaguaribe-Tatajuba, as quais possibilitam dividir a província nos seguintes domínios geofísico-geotectônicos: Sul ou

Externo, Transversal, Rio Grande do Norte, Ceará e Médio Coreaú (Oliveira 2008).

A evolução geodinâmica complexa dessa região incluiu a acreção de diferentes unidades tectono-estratigráficas durante o evento orogênico de colagem de terrenos Neoproterozóicos Pan-africanos (Jardim de Sá 1994, Brito Neves *et al.* 2000, Van Schmus *et al.* 2003).

A FSe tem direção geral NE-SO, sendo limitada a oeste pela Faixa Orós, ao sul pela Zona de Cisalhamento Patos e ao norte e a leste pelas coberturas meso-cenozóicas das bacias Potiguar e Pernambuco-Paraíba.

O Paleoproterozóico é representado por rochas do Complexo Caicó (Jardim de Sá 1994), abrangendo o Complexo Serra dos Quintos, com xistos, gnaisses, formações ferríferas bandadas (BIFs), intercalações de mármore, metamáficas e metaultramáficas, e Suíte Várzea Alegre (ortognaisses tonalíticos-granodioríticos e migmatitos) com idade U-Pb de 2193 Ma (Angelim *et al.* 2004), (Figura 4.1).

O Neoproterozóico compreende rochas supracrustais metassedimentares e metavulcânicas básicas e intermediárias subordinadas do Grupo Seridó (Ferreira e Albuquerque 1969, Jardim de Sá e Salim 1980, Jardim de Sá 1984, Archanjo e Salim 1986) e da Suíte Intrusiva Itaporanga, representada na área de estudo por pequena parcela do Granito de Acari (Angelim *et al.* 2004) (Figura 4.1).

O Grupo Seridó reúne uma unidade litoestratigráfica basal com paragnaisses a biotita, epidoto e anfibólio e abundantes intercalações de mármore, rochas cálcio-silicáticas e itabiritos, conhecida por Formação Jucurutu; uma unidade intermediária denominada Formação Equador com quartzitos puros, micáceos ou feldspáticos, ortoquartzitos, com intercalação de metagrauvacas e metaconglomerados monomíticos e polimíticos ricos em seixos de quartzo e graníticos variados (Formação Parelhas de Ebert 1970); e uma unidade superior predominantemente metapelítica com biotita-xistos e delgadas intercalações de mármore, anfibolitos e rochas cálcio-silicáticas referidas como Formação Seridó (Figura 4.1).

As rochas supracrustais do Grupo Seridó constituem metamorfitos da fácies xisto verde a anfibolito, intrudidos por granitos sin a tarditectônicos, sendo reconhecidas uma fase de deformação (D_1) no embasamento cristalino e três fases (D_2 a D_4) nas rochas supracrustais (Jardim de Sá 1984, 1994, Jardim de Sá 1982). A fase mais antiga

(F₂/M₂) caracteriza-se por dobras fechadas, isoclinais e intrafoliais, associadas provavelmente com macroestruturas tipo *nappes* e empurrões e metamorfismo da fácies anfibolito. A fase seguinte (F₃/M₃) corresponde aos dobramentos maiores com dobras de plano axial de mergulho alto, mas variável em vergência, e direção NNE-NE e metamorfismo localmente com biotita transformada em clorita e muscovita. A fase F₄/M₄ envolve efeitos de crenulação e *kinks* sem reflexo na macroestrutura e com retometamorfismo na fácies xisto verde, com recristalização subordinada de sericita e clorita (Jardim de Sá 1984). Ainda de acordo com Jardim de Sá (1984), os granitos pegmatíticos e pegmatitos homogêneos e heterogêneos estão relacionados com as fases de deformação F₃ e F₄.

Da Silva (1993) distinguiu quatro associações principais de granitos pegmatíticos na região do Seridó, denominados de GR-1 a GR-4, correspondentes ao tipo G3 de Jardim de Sá et al. (1981).

A associação GR-3 tem características geoquímicas de granitos do tipo S, ocorrendo na forma de pequenos *stocks*, *sills* e diques. As texturas variam de média a pegmatítica, as quais são utilizadas como critério na diferenciação das fácies GR-3a e GR-3b, com contato gradacional entre ambas (Da Silva e Guimarães 1992, Da Silva 1993).

A associação GR-3a é representada por granitos e granodioritos de grã média, constituídos por feldspatos alcalinos, plagioclásios, quartzo, biotita, zircão, esfeno, turmalinas e alanita. Mostram alguma evidência de deformação em grãos de plagioclásio e de quartzo, sendo menos volumosa que a associação GR-3b.

A associação GR-3b mostra textura grossa a pegmatítica com fenocristais de microclíneo pertítico, intercrescimento gráfico e feldspatos alcalinos, quartzo, albita, biotita e muscovitas, além de granadas e turmalinas entre os acessórios mais comuns, similar a granitos férteis (Da Silva 1993).

De acordo com Beurlen *et al.* (2008), a idade de 570 Ma para os granitos G3 e G4 (Jardim de Sa *et al.* 1986; Jardim de Sa 1994) e de 528 ± 12 Ma para os pegmatitos (Baumgartner *et al.* 2006) indica um lapso de tempo dos processos de formação dessas rochas, o qual inviabiliza a interpretação de que os granitos pegmatíticos sejam a rocha fonte dos pegmatitos mineralizados.

Ainda segundo estes autores, também não há registro de rocha granítica fonte volumetricamente suficiente para justificar a ocorrência dos granitos pegmatíticos e sua alta frequência no terreno faz supor que a PPB é constituída de pequenos campos de pegmatitos, cada qual com a sua própria fonte de material e distribuição zonal, em muitos locais com sobreposição.

Os mais de 1.500 pegmatitos (Da Silva 1995) da PPB são divididos em dois grandes grupos principais, de acordo com a classificação proposta por Johnston Jr. (1945), denominados homogêneos e heterogêneos. Os primeiros não mostram zoneamento interno e sua mineralogia simples assemelha-se à de um granito comum com quartzo, feldspato e predominantemente muscovita. Os heterogêneos são normalmente mineralizados, exibem zoneamento interno e mineralogia por vezes bastante diversificada que inclui sulfetos, fosfatos e carbonatos, além de minerais industriais, gemas e metálicos.

O quadro litoestratigráfico regional é complementado pelos arenitos terciários da Formação Serra dos Martins, (Angelim *et al.* 2004) e pelas coberturas arenosas e argilo-arenosas elúvio-coluviais quaternárias (Figura 4.1).

4.4. Granitos e Pegmatitos Associados

Os granitos pegmatíticos observados em campo constituem um conjunto de rochas leucocráticas compostas essencialmente por quartzo, plagioclásios, microclíneo, muscovita, além de granadas e turmalina negra. A granulometria é grossa com muscovitas de até 12 cm, por vezes com biotitas e megacristais de plagioclásios de comprimentos superiores a 45 cm, conferindo textura pegmatítica às rochas (Figura 4.2A).

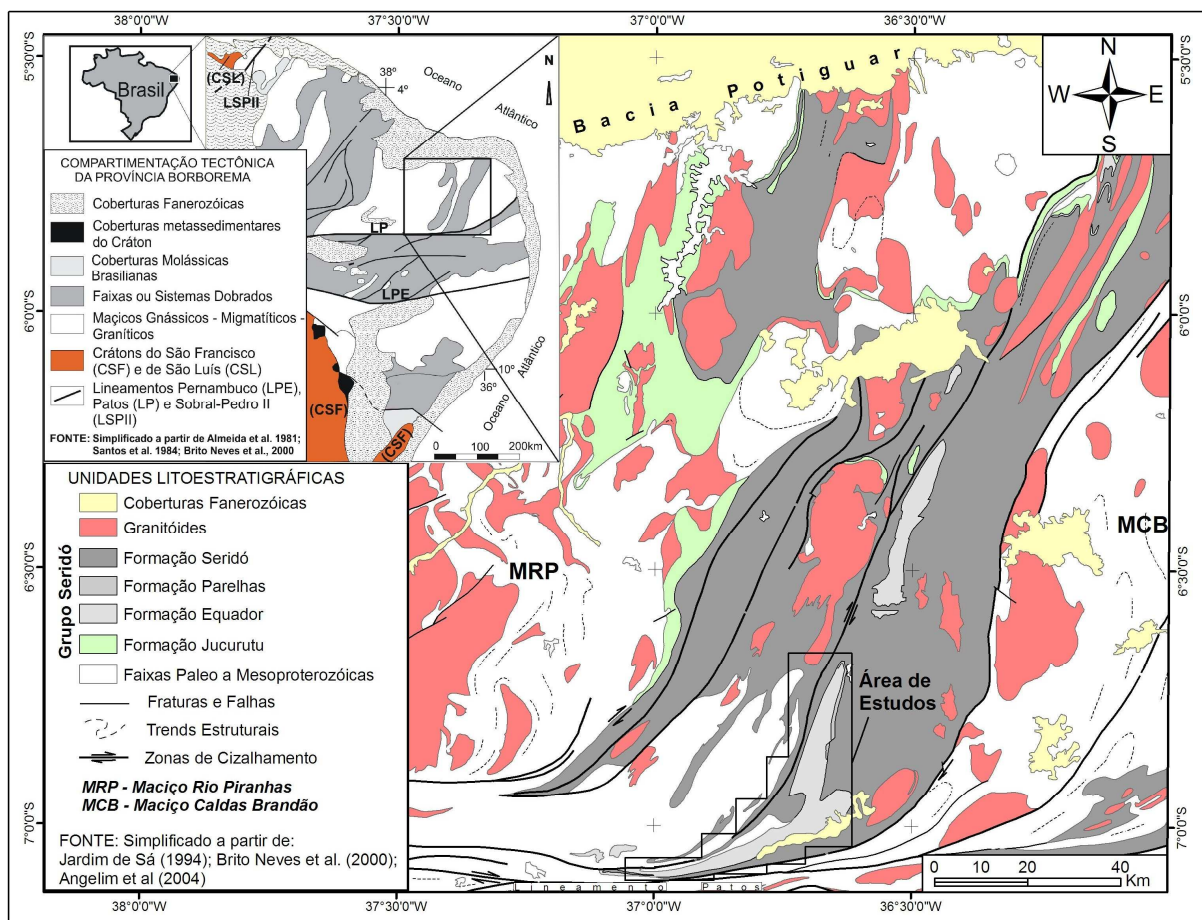


Figura 4.1 – Esboço geológico-geotectônico da Província Borborema e da Faixa Seridó e a localização da área de estudo.

As dimensões de alguns desses corpos variam de 0,3 km² a 0,8 km². No entanto, sua frequência e a proximidade relativa entre os mesmos levam a supor que as dimensões em profundidade sejam maiores do que as atualmente expostas.

Localmente apresentam bandamento magmático (Figura 4.2B) com níveis de granulometria mais fina e presença maior de leitos de pequenos cristais de granadas e/ou turmalina negra (variedade schorlita), alternados com bandas mais espessas quartzo-feldspáticas (Figura 4.2B). São corpos com formas sub-arredondadas a elípticas (Figuras 4.2C, 4.2D, 4.2E, 4.2F, 4.2G), acompanhando a direção geral NE-SW da foliação regional S₃. Localmente podem ser mais estreitos, dificultando por vezes a sua distinção em relação aos pegmatitos homogêneos. Um único corpo granítico denominado de Boqueirãozinho encontra-se sotoposto a coberturas lateritizadas e

totalmente caulinizado. (Figura 4.2G).

Os pegmatitos, independentemente de sua associação com os granitos pegmatíticos, são na sua maioria homogêneos e caulinizados (Figura 4.2H). Sua geometria característica é na forma de diques de morfologia marcadamente tabular e dimensões aflorantes que variam de 1 a 30 metros de largura, com extensões de 50 metros a mais de 3 km, como observado ao sul da cidade do Junco do Seridó (Figura 4.2I). Não há registro de pegmatitos mineralizados nas proximidades dos granitos.

Na área de estudo quase todos os pegmatitos graníticos heterogêneos e homogêneos estão caulinizados e encaixados nos quartzitos da Formação Equador. Regionalmente, cerca de 80% dos pegmatitos da PPB são hospedados em biotita xistos da Formação Seridó (Da Silva 1993).

A mineralogia dos pegmatitos homogêneos caulinizados é constituída por muscovita, quartzo e caulinita. Nos pegmatitos heterogêneos, caulinizados ou não, a mineralogia pode ser bastante diversificada. Da Silva (1993) apresenta uma extensa revisão dos minerais de pegmatitos da PPB.

No pediplano regional, a oeste da cidade de Parelhas, enxames de diques pegmatíticos estão alojados em biotita xistos da Formação Seridó na forma de corpos tabulares, subhorizontais (Figura 4.2J) ou subverticais, truncando a foliação regional S_3 destas rochas (Figura 4.2K). No flanco oeste da Serra das Queimadas também se observa matacões de rocha granítica pegmatítica, juntamente com blocos de quartzitos da Formação Equador (Figura 4.2L).



Figura 4.2 – (A) megacristais de microclíneo; (B) bandamento magmático em granito de São José da Batalha; (C) granito Ponta da Serra (SS093); (D) granito Serra Redonda (SS121); (E) granito São Gonçalo (SS090); (F) granito Tanquinho (SS033); (G) granito Boqueirãozinho (SS057) caulinizado sotoposto a coberturas lateritizadas; (H) pegmatito Alto do Leal situado ao Sul do granito Serra Redonda (SS121); (I) pegmatitos caulinizados a SW do Junco do Seridó; (J) enxames de pegmatitos na estrada Parelhas - Equador; (K) pegmatito subhorizontal intrudido em biotita xistos da Formação Seridó; (L) blocos e matacões no flanco oeste da Serra das Queimadas.

4.5. Materiais e Métodos.

4.5.1. Características e correções dos dados geofísicos.

Os dados aerogamaespectrométricos utilizados neste estudo são provenientes do Projeto Seridó, executado na década de 1970 pela Lasa – Engenharia e Prospekções S.A. para a Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais – CPRM, sob convênio com o Departamento Nacional da Produção Mineral - DNPM e a Comissão Nacional de Energia Nuclear – CNEN (Lasa 1974, CPRM 1994). O Projeto Seridó envolveu 28.000 km de perfis na direção E-W, com espaçamento de 1 km entre as linhas de vôo e linhas de controle de direção N-S afastadas de 20 km. A amostragem ao longo das linhas de vôo foi de 135 metros e o aerolevantamento cobriu uma área aproximada de 25.000 km² (Lasa 1974).

Os arquivos digitais utilizados foram gerados na CPRM a partir da digitalização de pontos de cada linha de vôo sobre cartas na escala 1:50.000 (CPRM 2008).

No aerolevantamento foi utilizado o gamaespectrômetro modelo EXPLORANIUM DIGRS-2000, com detectores de iodeto de sódio ativado a tálio, totalizando 1.012,5 polegadas cúbicas e com tempo de integração de 2 segundo (Lasa 1974). Os dados originalmente obtidos em contagens por segundo (cps) não foram retrocalibrados para concentrações de urânio (eU) e tório (eTh) em ppm e potássio (K) em porcentagem (CPRM 1994, BARMP 1997).

De posse da base de dados original procedeu-se ao recorte para o polígono da área de estudo e a reprojeção para o sistema Universal Transversa de Mercator - UTM, zona 24S. A correção básica constou da avaliação estatística e da inspeção visual dos dados ao longo das linhas de vôo. Os valores negativos encontrados, que provavelmente se devem a problemas de leituras e correção do *background* (Pires 1995), foram corrigidos adicionando-se uma constante para cada grupo de dados, de modo a elevar os valores finais de um décimo, evitando-se, com isto, operações com valores nulos (Ferreira *et al.* 2009). Em seguida foram geradas malhas regulares de eU, eTh e K com células de 500 metros, utilizando um algoritmo de mínima curvatura (Briggs 1974).

Com base nas malhas foi executado o micronivelamento para filtrar alguns artefatos remanescentes nos dados, utilizando-se o método proposto por Minty (1997) e adaptado por Blum (1999). Por fim, foram produzidas as imagens geofísicas de K, eU e eTh, além das razões eU/eTh, eTh/K e eU/K.

O levantamento terrestre foi executado com o gamaespectrômetro portátil GS-512, fabricado pela Geofyzika (República Tcheca) e comercializado pela Scintrex, pertencente ao Laboratório de Pesquisa em Geofísica Aplicada – LPGA, da Universidade Federal do Paraná – UFPR.

O GS-512 opera com 512 canais no intervalo de 0,1 a 3 Mev e as leituras obtidas em contagens por segundo (cps) foram automaticamente convertidas para concentrações de equivalentes de urânio (eU), e tório (eTh) e porcentagens de potássio (K), de acordo com calibração realizada anteriormente no Instituto de Radioproteção e Dosimetria (IRD) da Comissão Nacional de Energia Nuclear (CNEN). Procedimentos e detalhes dessa calibração são descritos em Becegato e Ferreira (2005).

As leituras, variando de uma a três em cada ponto, foram obtidas com tempo de integração de 3 minutos. No granito Galo Branco foi implantada uma malha de 50x20 metros para obtenção das medidas, além de outras no seu entorno, totalizando 120 registros.

Os dados da malha foram interpolados pelo método de mínima curvatura (Briggs, 1974) para células de 10 metros, correspondendo a 1/5 do espaçamento máximo das amostras. Depois foi feita a análise estatística de cada malha, seguida do cálculo das razões.

Todos os produtos resultantes foram incorporados a uma única base de dados georreferenciada. Os dados gamaespectrométricos aéreos e terrestres foram interpretados com base nas imagens individuais dos canais do K, eU e eTh, na imagem ternária, na das razões e na da contagem total (CT).

Os granitos pegmatíticos reconhecidos em campo foram indicados nas imagens geofísicas e na base geológica. Todos os produtos foram sobrepostos ao modelo digital de elevação gerado a partir de dados SRTM.

No caso do granito Galo Branco utilizou-se ainda uma imagem pancromática do sensor orbital de alta resolução espacial Quickbird, com resolução espacial 0,65 m,

para apoiar o mapeamento geológico, o posicionamento da malha e a sobreposição de resultados. A cena foi georreferenciada com base em pontos coletados com GPS e outros de apoio extraídos da base cartográfica do projeto.

Algumas amostras com medidas radiométricas tomadas em campo foram coletadas para posterior análise em laboratório dos respectivos teores de urânio, tório e potássio. Tais amostras foram britadas, quarteadas, moídas, acondicionadas e lacradas até a execução das análises por espectrometria gama de alta resolução no Instituto de Pesquisas Energéticas e Nucleares e da determinação química por *Inductively Coupled Plasma Mass Spectroscopy* (ICP-MS) no IG/UNICAMP. As alíquotas analisadas em cada método foram de 250 gramas e 1 grama, respectivamente.

4.6. Resultados e Discussão

4.6.1. Aerogamaespectrometria

A Figura 4.3 mostra as imagens dos canais do potássio, do tório, do urânio e ternária destes canais, da razão eU/eTh, da razão eTh/K e o Mapa Geológico do Brasil ao Milionésimo, Folha Jaguaribe (SB.24). Nas Figuras estão indicadas as siglas dos principais corpos observados em campo. Também estão assinalados pontos correspondentes a pegmatitos e granitos pegmatíticos de menor porte. Cabe destacar que nem todos os corpos pegmatíticos existentes foram detectados pela aerogamaespectrometria, em função da reduzida resolução espacial dos dados, enquanto outras anomalias por ela indicadas não foram verificadas por dificuldades de acesso.

A imagem ternária da Figura 4.3A sintetiza os resultados dos canais individuais, destacando, principalmente, a diferença de comportamento gamaespectrométrico das litologias das regiões ao norte e ao sul das cidades de Equador e do Junco do Seridó (Figura 4.3A).

O canal do potássio predomina na região norte da área de estudo, exibindo valores elevados (tons avermelhados) relacionados às áreas de ocorrência dos quartzitos da Formação Equador, metaconglomerados da Formação Parelhas e

paragnaisses da Formação Jucurutu (Figura 4.3D). São rochas quartzo-feldspáticas e gnássicas ricas em feldspatos e muscovitas e com grande quantidade de seixos deformados, como no caso da Formação Parelhas. Todas essas rochas hospedam enxames intrusivos de pegmatitos e granitos pegmatíticos ricos em potássio.

Na região sul da área (Figuras 4.3A e 4.3D), a imagem do potássio caracteriza-se por valores mais baixos, que aparecem na Figura 4.3A em tons laranja a amarelo-avermelhados na continuidade S-SW dos quartzitos da Formação Equador, revelando diferenças de composição destas rochas e de suas congêneres da região norte. Os quartzitos da região sul são menos micáceos e mais grossos. Nos locais onde são observados tons fortes de verde na Figura 4.3A foram encontrados metaconglomerados ricos em minerais toríferos. Nesta região os granitos são escassos.

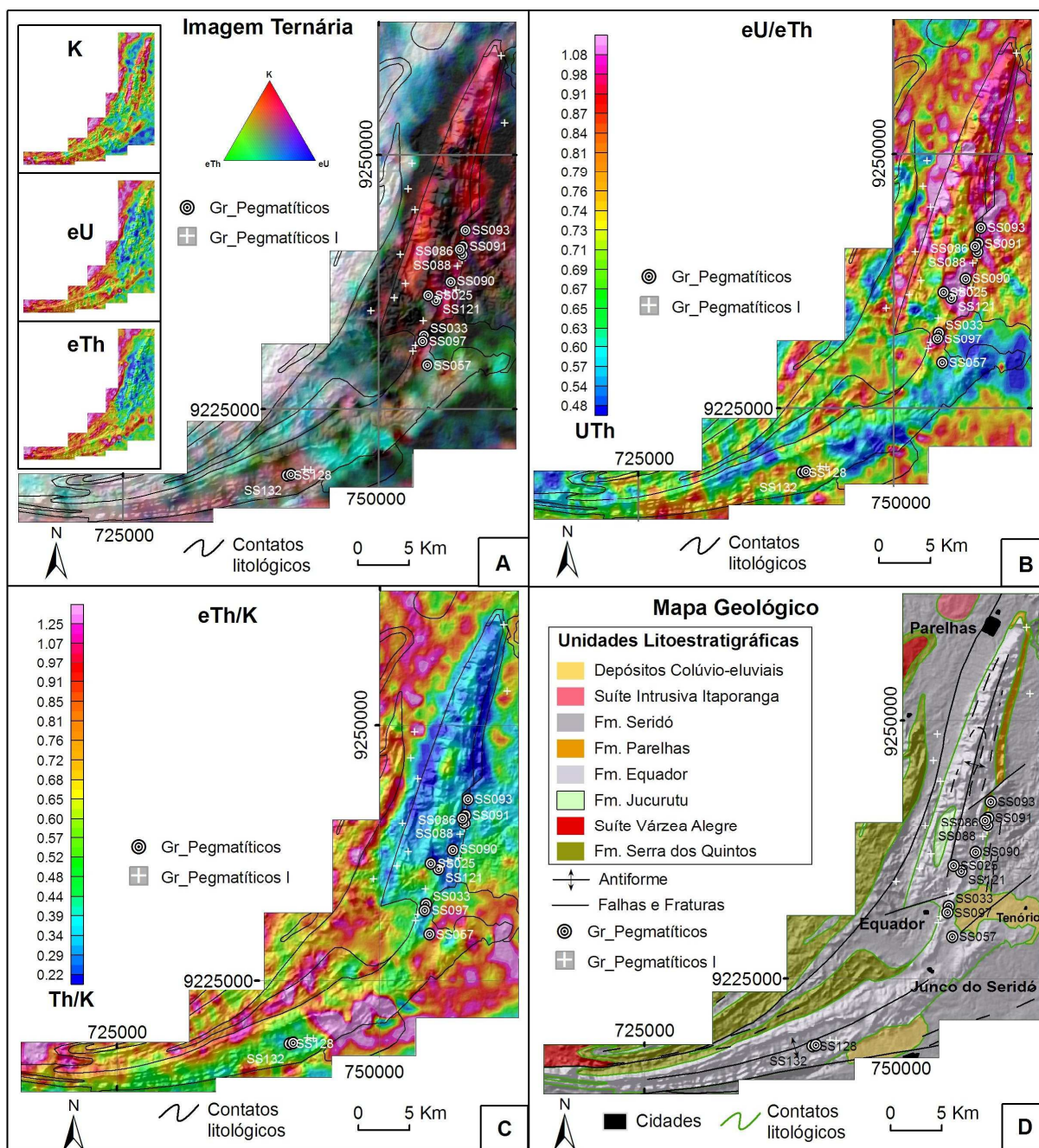


Figura 4.3 - (3A) Imagem ternária e dos canais individuais eU, eTh e K; (3B) da razão eU/eTh; (3C) da razão eTh/K e (3D) o mapa geológico regional simplificado de Angelim *et al.* (2004).

A Figura 4.3A mostra que a análise das imagens dos canais individuais e da imagem ternária não possibilita individualizar as formações Jucurutu, Parelhas, parcelas

da Formação Equador e dos granitos, devido à similaridade de suas assinaturas gamaespectrométricas no canal do potássio. As imagens do urânio e do tório mostram que esses radioelementos apresentam comportamento similar e contrário ao mostrado pela imagem do potássio e, desse modo também não possibilitam a diferenciação destas formações. Esses resultados do canal do potássio mostram que o uso de rotinas automáticas para classificação e individualização de padrões (rochas) deve ser visto com cautela, dada a possibilidade de se obter resultados geológicos inconsistentes em função da superposição de intervalos de valores gamaespectrométricos similares inerentes a muitas rochas, solos e coberturas superficiais, conforme também já demonstrado em estudos anteriores (IAEA 2003).

A razão eU/eTh (Figura 4.3B) também discrimina as litologias das regiões Norte e Sul. Entretanto, ela realça na região norte vários tratos anômalos no flanco leste da Serra das Queimadas, delimitando um *trend* onde foram encontrados granitos pegmatíticos desde Ponta da Serra (SS093) até Boqueirãozinho (SS057) (Figuras 4.3A, 4.3B, 4.3C e 4.3D). Nos flancos Leste e Oeste da Serra das Queimadas, áreas em tons róseos fortes e pontos isolados a oeste da cidade de Parelhas (Figura 4.3D), se relacionam, no pediplano regional e nos leitos de rios e riachos, a enxames de diques pegmatíticos, aplitos e veios de quartzo subhorizontais encaixados em biotita xistos da Formação Seridó (Figura 4.3J). Parte das anomalias situadas nas encostas e no sopé ocidental da Serra das Queimadas podem resultar das coberturas colúvio-eluviais inconsolidadas espessas, areias grossas, blocos e matacões rolados de rochas graníticas (Figuras 4.3A, 4.3B).

A razão eTh/K exibe baixos valores para litologias da região norte (gnaisses, quartzitos, metaconglomerados e granitos) e altas contagens para as rochas das regiões sul, sudeste e sudoeste. Áreas anômalas em tório ao longo dos rios foram identificadas a oeste de Parelhas, em locais distintos das anomalias da razão eU/eTh (Figuras 4.3B e 4.3C).

As anomalias da razão eTh/K refletem concentrações de minerais toríferos provenientes de metarenitos grossos e metaconglomerados que afloram nas Serras do Bonfim e de Santana. Parte dos minerais removidos destas serras foram carregados para esta região, enquanto outras parcelas foram transportadas para sudeste, conforme

se deduz da profusão de anomalias sobre as coberturas colúvio-eluviais e aluviais (Figura 4.3C).

As três anomalias de tório em tons róseos fortes sobre os quartzitos da região sul, correspondem a metarenitos grossos e metaconglomerados ricos em minerais pesados.

4.6.2. Resultados de Laboratório

Neste item é apresentada uma análise baseada nas medidas de campo e das análises em laboratório das concentrações de radioelementos. Na Tabela 4.1 são mostrados valores com os respectivos intervalos e médias para alguns tipos de rochas ígneas, ao passo que na Tabela 4.2 são apresentados os resultados das leituras de campo e dos teores de radioelementos obtidos em laboratório.

Os dados da Tabela 4.1 mostram variações na concentração de todos os radioelementos e também sobreposição de intervalos de variação em todas as rochas ígneas apresentadas. O potássio varia menos, entre 0,1% e 7,6% com média 3,2% e o menor coeficiente de variação (0,81). Para o urânio e o tório a variação chega em alguns casos a ser discrepante, como nas rochas ácidas intrusivas onde o urânio varia entre 0,1 ppm e 30 ppm e tório entre 0,1 ppm e 253,1 ppm. Nas rochas ácidas extrusivas o urânio está entre 0,8 ppm e 16,4 ppm e o tório entre 1,1 ppm e 41 ppm. As médias desses dois radioelementos são de 5,73 ppm para urânio e de 31,58 ppm para o tório, cujo valor está muito acima da concentração média na crosta terrestre. Os coeficientes de variação destes radioelementos mostram que o tório apresenta o maior coeficiente de variação 2,16, seguido do urânio com 1,51.

Na Tabela 4.2 constam os resultados da espectrometria gama de alta resolução (IPEN), das determinações semiquantitativas feitas por ICP-MS e das medidas de campo. São ainda mostradas as siglas do pontos, o número de leituras realizadas em campo, o valor mínimo, o máximo e a média. Nas últimas três linhas da Tabela 4.1 constam ainda, para cada radioelemento medido, a média, o desvio padrão e o coeficiente de variação dos dados. Os resultados de laboratório da espectrometria gama de alta resolução (IPEN) fornecidos em Bq/Kg (Bequerel por quilograma) foram

convertidos para ppm, utilizando a Tabela de conversão do IAEA (2003).

Tabela 4.1 – Concentração média de radioelementos em rochas ígneas.				
Tipologia	U (ppm)	Th (ppm)	K%	Fonte:
Granitóides	0,4-7,8 (3,3)	2,3-45 (16)	0,3-4,5 (2,4)	Dickson e Scott (1997)
Granitos, riolitos,	4,5	15		Boyle (1982)
Monzogranito pegmatítico	5.8-18.3 (11.3)	2.9-7.6 (5.5)	2.5-5.5 (3.7)	Ford (2001)
Ácida Intrusiva	0,1-30 (4,5)	0,1-253,1 (5,7)	0,1-7,6 (3,4)	Kileen (1979)
Pegmatitos	0,3-1 (0,7)	0,3-9,6 (2)	2,6-5,5 (3,7)	Dickson e Scott (1997)
Diques pegmatíticos	3.5-14.1 (7.2)	5.9-30.9 (15.6)	2.9-5.4 (3.8)	Ford (2001)
Aplitos	1-8 (3,3)	3-20 (7)	0,6-4 (2,4)	Dickson e Scott (1997)
Ácida Extrusiva	0,8-16,4 (4,1)	1,1-41 (11,9)	1,0-6,2 (3,1)	Kileen (1979)
Quartzo-feldspática porfírica	1,3-2,9 (1,7)	6-14 (13)	1-5 (2,9)	Dickson e Scott (1997)
Média	5,73	31,58	3,2	
Desvio padrão	8,66	68,17	2,59	
Coeficiente de variação	1,51	2,16	0,81	

Tabela 4.2 – Resultados das análises de ICP-MS e da espectrometria gama de alta resolução para urânio, tório e potássio de granitos pegmatíticos e das medidas gamaespectrométricas de campo.

	U (ppm)			Th (ppm)			K%		
	ICP	(IPEN)	CAMPO	ICP	(IPEN)	CAMPO	ICP	(IPEN)	CAMPO
SS093	1,05	2,4	3,3-3,7 (3,5)	1	1,65	15,2-17,7(16,45)	5,24	4,32	4,9-5 (4,95)
SS121	1,87	3,5	4-7,8 (5,83)	1,9	3,27	16,6-21 (19,43)	2,75	2,36	3,1-3,8 (3,53)
SS128	6,23	4,86	7,5	0,73	1,1	1,2	3,37	3	3,9
GB014	0,47	3,5	1,3	0,4	0,25	1,3	2,63	2,47	3,4
SS097	1,66	----	3,4-5,8(4,4)	0,58	----	0,1-4,4(1,6)	3,69	-----	2,0-4,3(3,1)
SS091	6,47	----	4,1-7,6 (5,96)	0,74	----	17-19,6 (18,1)	2,29	----	3,4-4,2 (3,73)
Média	4			11			3,3		
Desvio padrão	-----			14,1			1,53		
Coeficiente de variação	Nulo			1,281			0,463		

No geral, observa-se na Tabela 4.2 que quase todas as medidas de campo apresentam valores mais elevados que as dosagens e as determinações de laboratório e, em algumas amostras, chegam a ser discrepantes entre a espectrometria gama de alta resolução (IPEN), ICP-MS e campo. É o caso do urânio na amostra (SS097) e do nas amostras SS093, SS121 e SS091. O potássio tem a menor variação entre os três radioelementos. Uma única amostra (SS093) apresenta valor ICP-MS de 5,24 ppm, acima dos demais valores da espectrometria gama e de campo. Contrariamente ao observado em termos de valores absolutos, os coeficientes de variação apresentados na Tabela 4.1 indicam que o urânio tem variação nula, seguido pelo potássio, com variação muito baixa em relação ao tório, o qual mostra a maior variação entre todos. Muito embora as medidas de campo do tório estejam discrepantes em relação aos valores de laboratório, deve-se ressaltar que eles estão dentro do teor médio de tório na crosta, que varia de 17 ppm a 10,7 ppm nas rochas graníticas em geral (Heiner e Rhodes 1966). Isto mostra que as medidas de campo são compatíveis com os padrões das rochas ígneas em geral e com os valores mostrados na Tabela 4.2.

Com relação ao potássio os valores estão no intervalo da concentração das rochas ígneas (Tabela 4.1) e na média da crosta terrestre, que é de 2,35 % (Dickson e Scott 1997). Comportamento similar ocorre nas rochas ácidas intrusivas (Tabela 1), cujos valores estão entre 0.1 % e 7.6 %, com média de 3.4 % (Tabela 4.2) (Kileen 1979).

As diferenças em termos de valores absolutos entre os resultados de laboratório e de campo revelam que há uma certa dependência dos métodos de laboratório em relação às alíquotas analisadas. Estas, por sua vez, podem ainda ser afetadas por heterogeneidades de conteúdo e de concentração, principalmente de minerais acessórios no tipo de rocha investigada.

Estudos de calibração e de certificação de laboratórios realizados em vários países no mundo, utilizando amostra de pegmatito, mostraram variada gama de resultados para elementos maiores, menores e traço entre os 67 laboratórios participantes do evento GeoPT23 (Webb *et al.* 2008), o que pode explicar as discrepâncias nos dados de tório das amostras SS093, SS121 e SS091 a menor nos resultados de laboratório obtidos no presente estudo.

Segundo estes autores, a dispersão pouco usual dos resultados pode advir de inúmeros fatores. Entre outros, são citados a concentração próxima dos limites de detecção, e o conteúdo de minerais acessórios como columbita, tantalita e cassiterita, cada qual com concentrações elevadas e variadas de elementos traço, que propiciam o aparecimento do efeito pepita, principalmente quando são dosadas alíquotas reduzidas.

Os resultados do GeoPT23A demonstram a existência de uma dificuldade natural de se analisar a rocha pegmatítica, dada a imprevisibilidade de valores diante das alíquotas utilizadas por métodos semelhantes em um mesmo laboratório ou em diferentes laboratórios.

Ainda na Tabela 4.2 pode-se notar que os teores dos três radioelementos aumentam quase sistematicamente das análises ICP-MS (menor alíquota), para a espectrometria de alta resolução (IPEN) (alíquota intermediária) e destas para as medidas de campo, as quais representam o maior volume de rocha medido, reforçando a dependência dos resultados em relação às alíquotas utilizadas.

O comportamento mais regular do potássio também serve para compatibilizar todos os resultados, visto que nas litologias medidas este elemento integra as fases minerais que se fazem presentes em maior quantidade representadas por feldspatos e micas que aquelas acessórios como monazita, zircão, torita, entre outros minerais fontes de radiação das medidas de urânio e tório.

Desse modo, pode-se concluir que os resultados obtidos neste estudo são coerentes com a variabilidade e padrões de radioelementos encontrados nas rochas ígneas em geral, e também que os valores sistematicamente menores obtidos em laboratório em relação àqueles obtidos por medidas de campo se devem à variação modal-mineralógica de minerais acessórios da rocha com reflexo nas alíquotas analisadas e, conseqüentemente, nos resultados obtidos.

4.6.3. Granito Galo Branco

O granito Galo Branco está situado a cerca de 3 km a Leste da cidade de Equador/RN (Figura 4.4). Constitui um corpo alongado na direção NNE com maior área de exposição na Fazenda Galo Branco, onde é lavrado como rocha ornamental,

comercialmente conhecida como “granitos brancos” ou “Star White”.

4.6.3.1. Aspectos geológicos

A Figura 4.5 apresenta aspectos morfológicos, texturais e petrográficos do granito Galo Branco. Este granito está encaixado nos quartzitos da Formação Equador, cuja foliação regional $S_2//S_3$ de mergulhos baixos, geomorfologicamente o recobre nas porções sul e oeste da área de estudo (Figuras 4.5A, 4.5B, 4.5C, e 4.5D). Aspectos do microrelevo são sugestivos de que os quartzitos centrais constituam localmente megaenclaves sobrejacentes ao granito (Figuras 4.4 e 4.5J).

Na área da mina, e a noroeste dela, são observados enclaves de biotita xistos e quartzitos com contatos bruscos, de pequeno e grande porte (Figura 4.5F) que, em conjunto com apófises laterais ao corpo central, indicam seu caráter intrusivo (Figura 4.4). O enclave mostrado na Figura 4.5F indica movimento sinistral no contato leste com o granito, denotando caráter ascendente intrusivo do material granítico. Essas apófises podem ainda ser vistas a oeste da mina, em direção à cidade de Equador, e também em direção ao sul, fora do corpo principal. Nesta direção, suas geometrias ligeiramente dômicas levaram a inferir sua continuidade como um corpo único na direção geral S-SW (Figura 4.4). Ocorrem outros corpos menores de pegmatitos, aplitos e de veios de quartzo encaixados em fraturas nos quartzitos.

São todas rochas de coloração clara, ricas em feldspatos, muscovitas e quartzo, com textura grossa, característica (Figura 4.5E). O contato dos pegmatitos com os quartzitos é brusco, da mesma forma como nos enclaves destes últimos no granito (Figura 4.5F).

Os pegmatitos no entorno do granito Galo Branco são homogêneos, caulinizados e guardam estreita relação espacial com este, de onde migram para o topo e para as porções laterais, encaixando nos quartzitos sobrejacentes. Truncam as foliações S_2 e S_3 regionais com mergulhos subverticais e direções NNE. (Figura 4.4).

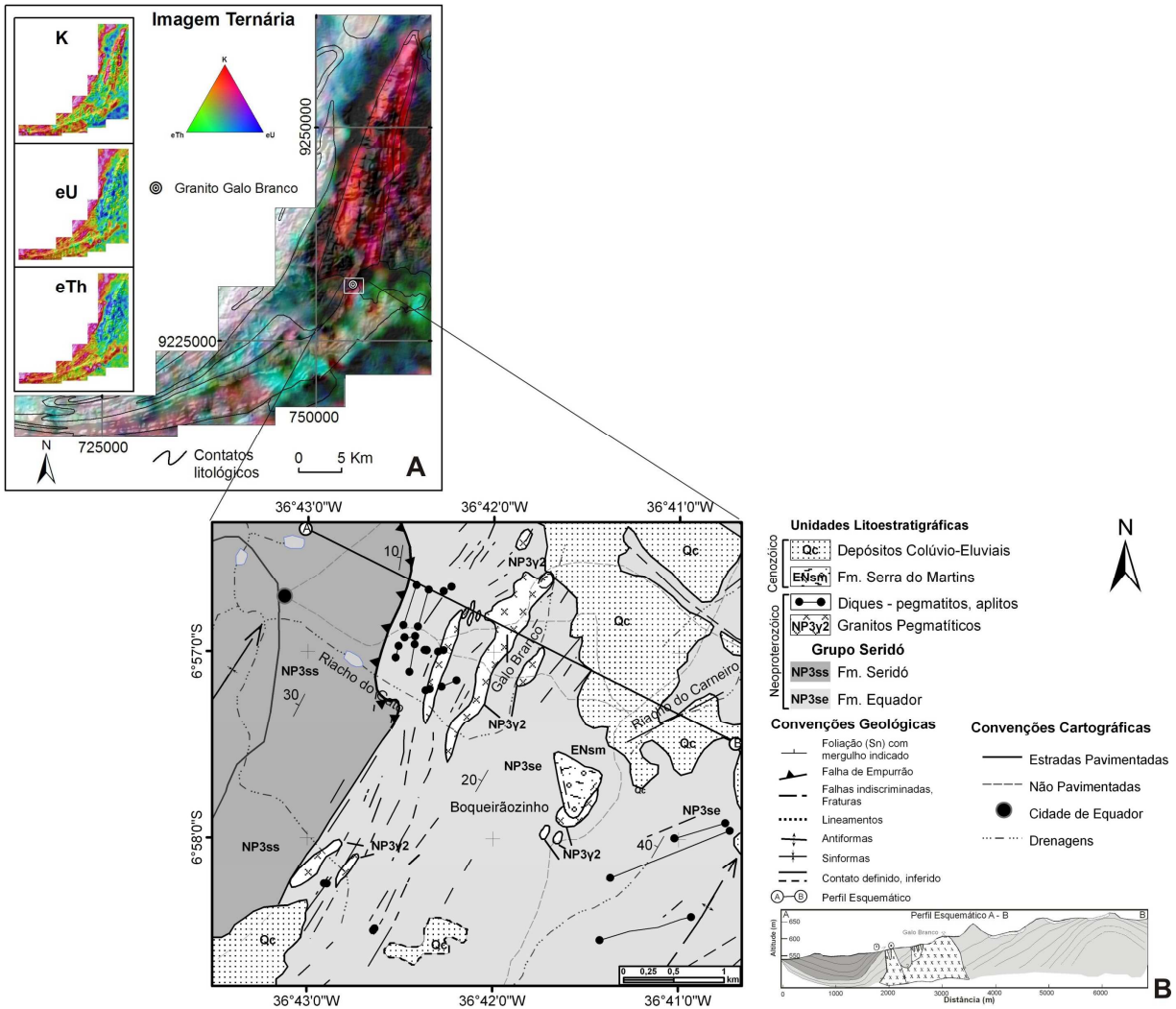


Figura 4.4 – (A) Imagem ternária com a localização do granito Galo Branco e (B) croqui geológico dos arredores do Galo Branco.

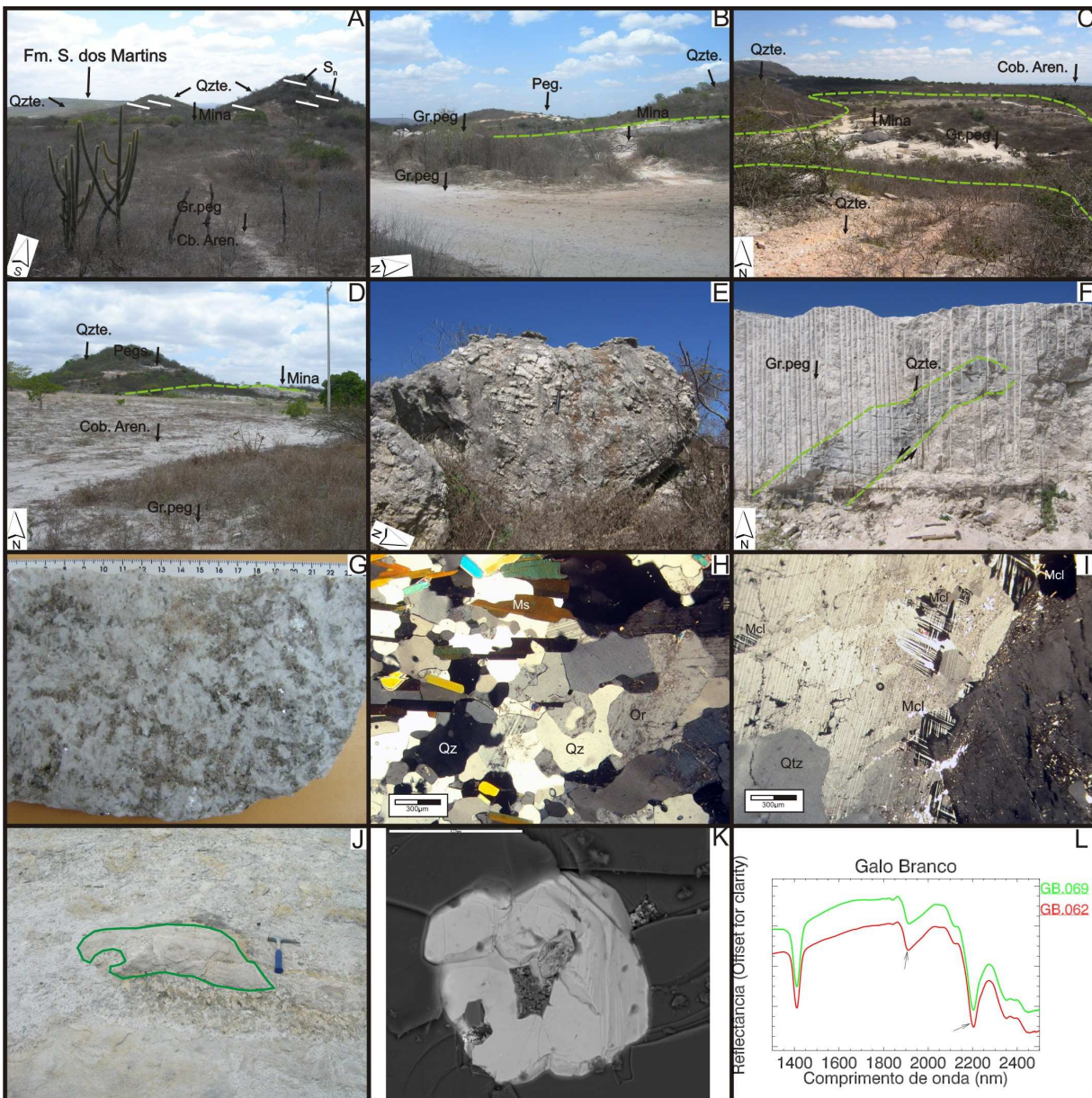


Figura 4.5 - Aspectos geomorfológicos e geológicos nos arredores do Granito Galo Branco (GB). (A) vista de norte para sul com indicação do local da mina e caimento geral para oeste da foliação regional S_2 (B) visada de leste para oeste com indicação aproximada da zona de contato granito/quartzitos, tendo-se ao fundo a localização do pegmatito Alto do Japonês; (C) vista de sul para norte do local da mina e indicação do contato aproximado do granito com os quartzitos e coberturas arenosas residuais; (D) visada de SW para NE com indicação da zona de contato e ao fundo galerias de

exploração de caulim de pegmatito; (E) matacão de granito com textura pegmatítica típica; (F) enclave de quartzito com indicador cinemático (sinistral) no contato leste com o granito; (G) amostra exibe textura mais fina do granito Galo Branco; (H) mineralogia e aspectos texturais grosso do granito e mais fino do quartzito (I) alguns minerais (quartzo, microclínio, ortoclásio, sericita) constituintes do granito; (J) aspectos e relações de microrelevo granito-quartzito no Galo Branco; (K) inclusão de monazita mostrando borda de reação com a mica; (L) espectro de illita/sericita do granito Galo Branco com feição de absorção espectral diagnóstica em 1912 nm.

O contato do granito com os quartzitos na área da mina está encoberto pelas coberturas residuais. O granito é branco, com porfiroblastos bem desenvolvidos, exibindo textura pegmatítica ou fanerítica isogranular grossa (Figura 4.5G). É constituído por quartzo, feldspatos potássicos, grãos de exsolução feldspato potássico com plagioclásio (pertita) e de feldspato com quartzo e texturas gráficas características, muscovitas, turmalina e granadas. A análise petrográfica de amostra coletada em porção mais fina da rocha revelou quartzo (30%), feldspato alcalino (35%), plagioclásio (15%), muscovita (15%), illita/sericita (3%), além de zircão, monazita, apatita e opacos (< 2%).

No Galo Branco também ocorre torbernita/metatorbernita, exibindo hábito lamelar e fibrorradiado e também em rosetas de cor verde, além de torita, uraninita e columbita (Beurlen, com. verbal). Concentrações de torbernita foram vistas localizadamente, ao passo que os demais minerais não foram observados em campo ou em lâmina delgada. A análise de fragmentos de micas por microscopia de varredura eletrônica (MEV-EDS) revelou concentrações de torbernita com teores variando entre 36% e 75% de urânio, confirmadas com a análise por difração de raio X. Também foram determinados teores entre 8% – 50% de tório, 28% – 35% de ítrio, 3% - 3,3% de neodímio, 22% - 44% de fósforo em monazita e 1,6% - 2,4% de háfnio e 39% - 65% de zircônio em zircão.

A fase da illita/sericita foi identificada em campo por meio da espectroscopia de reflectância, conforme possibilidade de identificação já demonstrado por outros autores (Hauff *et al.* 1991, Zhang *et al.* 2001) tipos de depósitos e regiões. Possui feição de absorção espectral profunda, e, no caso, muito bem definida, centrada em 2204 nm,

devido à ligação AL-OH, e outra feição em torno de 1912 nm devido à presença de água na fase mineral (Figura 4.5L). Também foi calculado o grau de ordenamento estrutural com base na metodologia proposta por Pontual *et al.* (1997). O resultado mostrou que se trata de illita/sericita de alto grau de ordenamento estrutural. Segundo Srodoń e Eberl (1984) isto indicaria que a sua formação se deu em temperatura mais elevada, provavelmente associada com alteração hidrotermal da rocha. (Figura 4.5I).

4.6.3.2. Gamaespectrometria terrestre

A Figura 4.6 mostra as imagens do potássio (4.6A), do urânio (4.6B), do tório (4.6C) e a contagem total (4.6D), sobrepostas à imagem pancromática do satélite Quickbird. Também estão indicados em verde os contatos inferidos entre os quartzitos e o granito por toda extensão oeste, sudoeste e leste. Coberturas residuais ocorrem preferencialmente a NE e NW da área de maior exposição do granito. Também estão assinalados na porção norte alguns locais onde ocorre a extração de caulim de pegmatitos através de *shafts*, e ao sul, em trincheiras, sobre diques de pegmatitos. No norte também estão indicados vários locais de afloramentos de granito.

As coberturas arenosas residuais (média a grossa) e coluviais mais grossa (cascalheiras) não foram individualizadas na malha do levantamento, mas suas espessuras foram estimadas entre 5 cm e 20 cm. Elas se espesam na direção NNE, SE e NNW (Figuras 4.6A, 4.6B, 4.6C e 4.6D). As coberturas residuais dos quartzitos são amareladas a avermelhadas, com certa fração argilosa, e de coloração esbranquiçada, quando oriunda e/ou sobrepostas ao granito, nesses casos, de grã ainda mais grossa.

As coberturas residuais provocam uma atenuação geral na intensidade da radiação sobre o granito subjacente. Se por um lado esse efeito atenuador dificulta o zoneamento gamaespectrométrico de uma área maior do granito, e com maior detalhe, por outro indica que alterações na natureza e intensidade do sinal da radiação advém de heterogeneidades modal-mineralógicas do próprio granito. As imagens gamaespectrométricas mostram ainda o comportamento diferenciado dos radioelementos no contexto dos pegmatitos, dos quartzitos e das coberturas residuais.

A imagem do potássio da Figura 4.6A fornece bom resultado para o mapeamento

do granito. Nesta imagem tem destaque a parte central do corpo aflorante com os valores mais elevados de potássio e os contatos aproximados com os quartzitos ao sul e a oeste. A presença das coberturas arenosas, cujo espessamento ocorre na direção geral NNE, pode ser constatada através da diminuição lateral gradativa do sinal na imagem do potássio nesta mesma direção. No canto NW, o contato granito-quartzito parece melhor posicionado que aquele definido em campo. A imagem mostra que os teores mais baixos relacionam-se aos quartzitos, os intermediários com as coberturas arenosas e os mais elevados com o granito. A assinatura gamaespectrométrica do potássio nos pegmatitos do sul (Figura 4.6) confunde-se com a dos quartzitos, todos eles em tons de verde claro.

A imagem do urânio da Figura 4.6B exibe o granito com valores elevados, em correspondência a mesma área do potássio, embora o contorno da anomalia seja menor, mais concentrada, e melhor definida que daquele radioelemento. Concentram-se sobre a maior parcela de rocha fresca aflorante. Há pequena anomalia localizada ao norte, onde também aflora granito pegmatítico. As coberturas arenosas, os quartzitos e diques de pegmatitos apresentam valores baixos de urânio.

A imagem do tório está representada na Figura 4.6C e nela se destacam os setores norte e sul da área com valores mais elevados deste radioelemento. Valores intermediários e baixos restringem-se aos quartzitos, pegmatitos e coberturas arenosas por toda extensão norte, centro e sudoeste do granito. Tem ainda destaque a forma e localização distinta dos valores mais elevados de tório em relação ao potássio e ao urânio. Há uma anomalia alongada e maior que as definidas pelo urânio e pelo potássio no norte da área e duas áreas ao sul, não caracterizadas por aqueles radioelementos. A concentração de tório nesses locais pode ainda estar realçada por concentração de minerais resistatos nas coberturas residuais.

A imagem do canal da contagem total mapeia o contato granito-quartzito, inferido em campo no setor sul (Figura 4.6C), além de pequena exposição ao norte. Segue o mesmo comportamento do potássio na delimitação do contato destas rochas a NW. O canal da contagem total, na região sul, delineia o contato do granito com o quartzito inferido em campo.

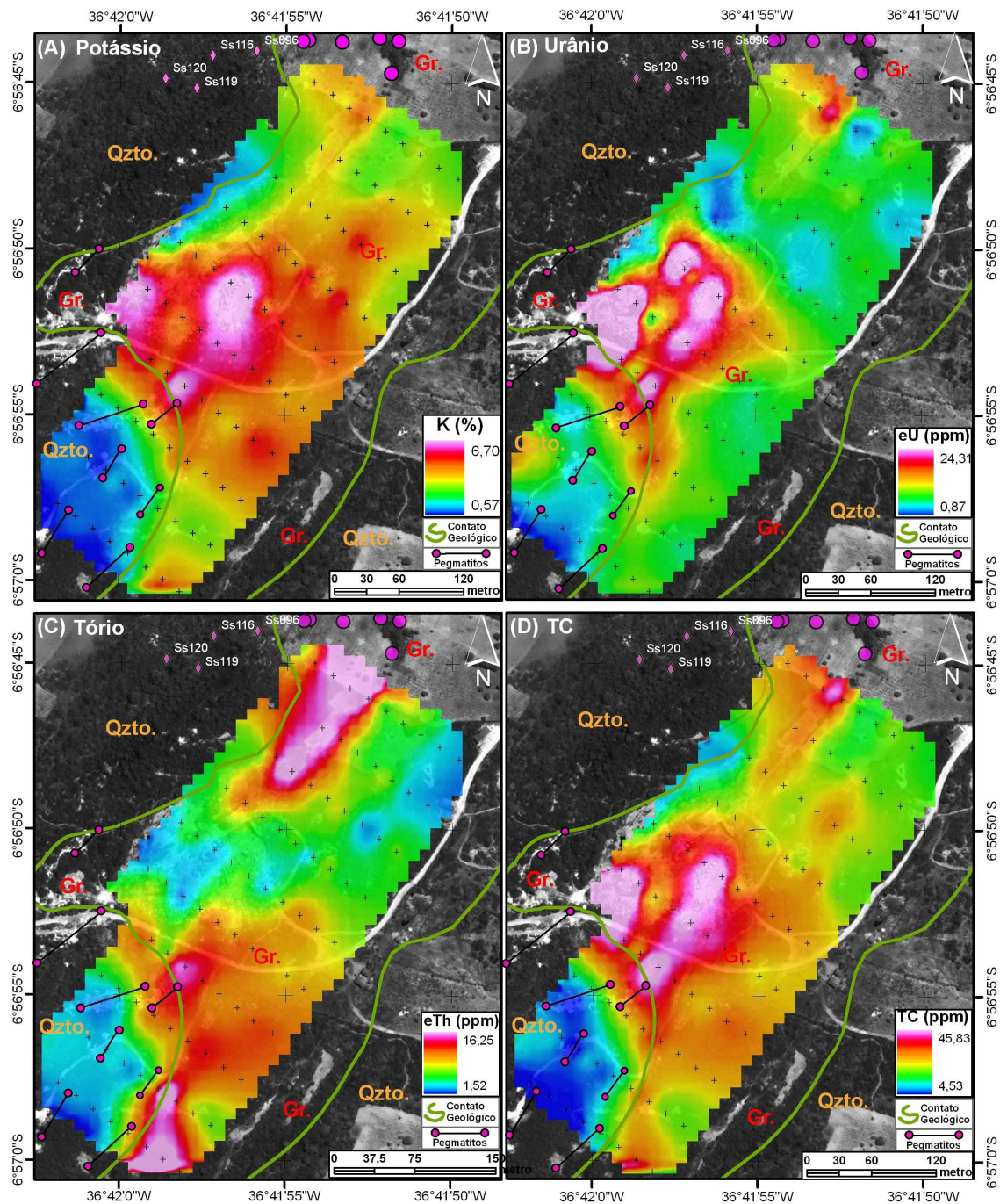


Figura 4.6 – (A) imagens do potássio (K); (B) do urânio (eU); (C) do tório e (D) da contagem total da área do Granito Galo Branco, todas elas sobrepostas à imagem pancromática do sensor QuickBird.

As imagens dos canais individuais mostram que os radioelementos não se

superpõem, evidenciando distribuição e comportamento distintos. Enquanto o potássio e o urânio concentram-se na parte central do corpo, o tório está mais presente nas bordas norte e sul, indicando heterogeneidades modais e mineralógicas decorrentes de processos de diferenciação e cristalização da rocha, e/ou ligada a hidrotermalismo que podem controlar as distribuições de minerais secundários no corpo rochoso. A ação do ciclo exógeno pode ainda ter promovido a concentração de minerais de tório nas coberturas superficiais.

A Figura 4.7 apresenta a imagem da razão eU/eTh . A maior parte da área, mas principalmente nos setores norte e sul, é caracterizada por baixos valores desta razão. Anomalias isoladas ocorrem a nordeste, uma próxima ao corpo central, e três delas ao sul sobre diques de pegmatitos encaixados em quartzitos (Figura 4.7A). Nestes locais, os diques foram parcialmente explorados para extração de caulim e há também rejeito de material lavado das cavas e abandonados em superfície. Nesses locais, o realce dado pela razão eU/eTh revela que o urânio, ao contrário do tório, pode ter permanecido nos estágios finais de cristalização dessas rochas. Esta interpretação independe da presença e extensão do material espalhado em superfície, dado que ele foi retirado do dique em subsuperfície.

A imagem da razão eTh/K mostra a presença de anomalias nos setores norte e sul do granito. Há um ligeiro espalhamento da anomalia para NW, na direção dos quartzitos, que pode estar associada à permanência de minerais resistentes e pesados nas cascalheiras e areias grossas residuais. Contudo, mais adiante, também na direção norte, ocorrem afloramentos de granitos (Figuras 4.7A, 4.7B, 4.7C, 4.7D). Esta razão também mapeia o contato do granito com o quartzito ao sul.

A Figura 4.7C apresenta a razão eU/K . Nela destacam-se duas pequenas áreas com valores elevados de urânio no centro do corpo principal e outra maior concentrada nos quartzitos do segmento sul onde ocorrem diques de pegmatitos. Parte dessa anomalia se deve a alguns pegmatitos (razão eU/eTh – Fig 4.7A). Outra parte se deve ao material retirado e espalhado nos caminhos e superfície ao lado das escavações.

Medida gamaespectrométrica terrestre em quartzitos revelou valores baixos (0,2 % de K, 0,6 ppm de eU e 0,1 ppm de eTh), muito embora o urânio tenha fornecido leitura mais elevada entre os três radioelementos. A existência de material de rejeito de

caulim em superfície não possibilita separar os dois materiais no terreno, o autóctone e o alóctone.

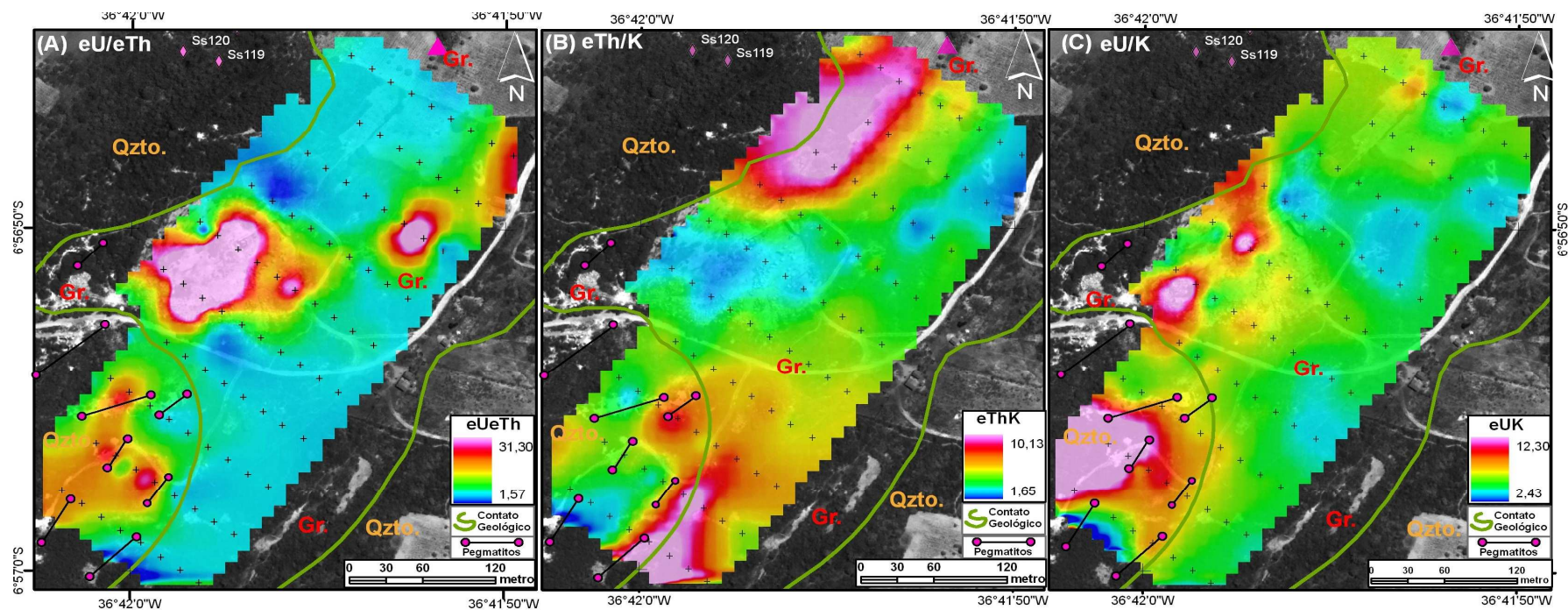


Figura 4.7 – (A) razão eU/eTh; (B) razão eTh/K; (C) razão eU/K

4.7. Conclusões

Os resultados do estudo podem ser assim resumidos: (i) os dados aerogamaespectrométricos mostraram nítida diferença de comportamento das litologias das regiões norte e sul da área de estudo; ii) os valores elevados de potássio definiram o conjunto dos quartzitos, metaconglomerados, paragneisses e granitos, enquanto os valores mais baixos se relacionaram relativamente aos biotita xistos da Formação Seridó e as coberturas colúvio-eluviais; iii) foi possível discriminar os quartzitos das regiões norte e sul, com base na assinatura gamaespectrométrica destacada do tório (eTh) e da razão eTh/K nestes últimos; (iii) as razões eU/eTh e eU/K diferenciam um conjunto de granitos, dispostos segundo um *trend* na porção leste da Serra das Queimadas, o qual se estende desde Ponta da Serra, ao norte, até Boqueirãozinho, ao sul; (iv) a comparação entre os dados geofísicos e geológicos permitiu concluir que os granitos, assim como alguns dos pegmatitos no entorno do granito Galo Branco, são enriquecidos em urânio, por meio de processos relacionados aos estágios tardios de evolução e cristalização destas rochas; (v) há evidências de processos de alteração hidrotermal, com illita e sericita de alto grau de ordenamento estrutural; (vi) no entorno dos granitos só foram encontrados pegmatitos homogêneos, caulinizados, o que dificulta estabelecer nessa área qualquer relação com pegmatitos heterogêneos mineralizados; viii) demonstrou-se que os dados do Projeto Aerogeofísico Seridó, apesar de sua baixa resolução espacial, podem ser úteis na caracterização, diferenciação e mapeamento de granitos pegmatíticos e pegmatitos na PPB, através dos métodos e técnicas de processamento aqui empregados; ix) o mapeamento geológico de detalhe desses e de outros granitos poderá esclarecer as relações entre eles e os pegmatitos mineralizados, além de verificar a existência, ou não de vários campos de granitos e pegmatitos associados, conforme sugerido por Beurlen et al (2008); x) muito embora não se disponha de mais dados sobre as relações dos granitos e rochas encaixantes regionais é possível sugerir, a partir do granito Galo Branco, que o alojamento dos granitos e pegmatitos associados ocorreu em um momento tardio a posterior em relação à fase F₃/D₃.

CAPÍTULO 5

IDENTIFICAÇÃO GAMESPECTROMÉTRICA DE PLACERES RUTILO-MONAZÍTICOS
NEOPROTEROZÓICOS NO SUL DA FAIXA SERIDÓ,
NORDESTE DO BRASIL.

GAMMA RAY SPECTROMETRIC IDENTIFICATION OF NEOPROTEROZOIC RUTILE-MONAZITIC PLACERS IN THE SOUTH PORTION OF SERIDÓ BELT, NORTHEASTERN BRAZIL

ABSTRACT

Aerial gamma ray survey data covering Neoproterozoic supracrustal sequences in the southern portion of the Serido Belt, in northeastern Brazil, were processed and analyzed together with ground gamma-ray data, air photos and geological data for lithogeophysical characterization and mapping of granitic rocks and related pegmatites fields and of Seridó Group lithological units. Interpretation was based on individual and ternary images of the three radio-elements and the eU/eTh and eTh/K ratios and allowed the discovery of anomalies of thorium associated with coarse-grained metarenites and metaconglomerates facies intercalated with quartzites of Equador Formation. High contents of iron oxides, ilmenite, monazite, titanite, rutile and zircon were identified by ore microscopy of polished sections in the metaconglomerate's matrix. Semiquantitative Scanning Electron Microscopy (SEM) analyses in minerals of two samples revealed up to 79,4% of ThO₂ and 87,7% of REE in monazites; up to 99,2% of TiO₂ in rutile and up to 1,81% of HfO₂ in zircon. Gama ray anomalies of thorium were also identified associated with sediments of Cenozoic age.

Keywords: gamma-ray spectrometry, remote sensing, rutile-monazite placers, Borborema Province, Seridá Belt.

IDENTIFICAÇÃO GAMESPECTROMÉTRICA DE PLACERES RUTILO-MONAZÍTICOS NEOPROTEROZÓICOS NO SUL DA FAIXA SERIDÓ, NORDESTE DO BRASIL

RESUMO

Dados digitais em contagens por segundo (cps) de um antigo aerolevante gamaespectrométrico, cobrindo sequência crustal Neoproterozóica da Faixa Seridó

(FSe), Nordeste do Brasil, foram processados e analisados juntamente com medidas de gamaespectrometria terrestre, fotos aéreas e dados geológicos de campo, objetivando a caracterização e o mapeamento litogeofísico de granitos pegmatíticos e campos de pegmatitos associados, bem como de litologias e unidades litoestratigráficas do Grupo Seridó. A interpretação das imagens individuais e ternária dos canais do urânio (eU), do tório (eTh) e do potássio (K), além das razões eU/eTh e eTh/K, possibilitou caracterizar anomalias de tório associadas a metaconglomerados e metarenitos grossos intercalados nos quartzitos da Formação Equador, constituídos de fragmentos e seixos de quartzo, muscovita e concentrações de minerais pesados, predominantemente hematita, ilmenita, monazita, titanita, rutilo e zircão. A análise semi-quantitativa em grãos minerais de duas amostras por microscopia de varredura eletrônica (MEV-EDS) revelou teores máximos de 79,4% de ThO₂ e 87,7% de ETR (Ce, La, Nd) em monazitas; 99,2% de TiO₂ em rutilo e 1,81% de HfO₂ em zircão. Também foram identificadas anomalias de tório em sedimentos de idade cenozóica.

Palavras-chave: gamaespectrometria, sensoriamento remoto, placeres rutilo-monazíticos, Província Borborema, Faixa Seridó.

5.1. Introdução

Dados gamaespectrométricos fornecem concentrações relativas e estimativas dos teores de potássio (K, em %) e dos equivalentes de urânio (eU, em ppm) e tório (eTh, em ppm), os quais ocorrem nas rochas, solos e formações superficiais.

A utilidade desse tipo de dado depende do quanto da concentração e distribuição dos radioelementos relaciona-se originalmente com diferenças litológicas, e com suas modificações por processos mineralizantes, e no quanto essa concentração tem reflexo nos dados gamaespectrométricos e pode ser detectada e espacialmente relacionada com o material-fonte (Darnley e Ford 1987).

Fatores externos como relevo, vegetação, solos e umidade (Galbraith e Saunders 1983; Minty 1997; Wilford *et al.* 1997; Ulbricht *et al.* 2009), além da interferência antropogênica, como o uso de fertilizantes em solos agrícolas (Becegato e

Ferreira 2005; Becegato *et al.* 2008), podem alterar as concentrações e as distribuições naturais de radionuclídeos na paisagem, dificultando a interpretação e obtenção de resultados significativos.

O avanço das tecnologias de aquisição, correção e tratamento de dados aerogeofísicos nas últimas três décadas introduziu importantes melhorias na qualidade radiométrica e na resolução espacial dos aerolevantamentos regionais (Kileen 1979; Minty 1997; IAEA 2003). Além disto, as ferramentas de processamento digital de imagens (Miligan e Gunn 1997), e de análises espaciais em sistemas de informações geográficas (Anderson-Mayes 2002; Teixeira *et al.* 2006), têm possibilitado recuperar informações geológicas valiosas de dados geofísicos antigos (Oliveira *et al.* 2001, Dantas *et al.* 2003), além de difundir o seu uso na pesquisa de águas subterrâneas, por exemplo dos sistemas aquíferos Serra Geral e Guarani, Bacia do Paraná (Ferreira *et al.* 2005) e de aquíferos fissurais em terrenos cristalinos do Nordeste brasileiro (Souza Filho 2008).

Suas aplicações disseminam-se nas análises e mapeamentos de terrenos geológicos e no estudo das rochas em geral (Maurice e Charbonneau 1987; Oliveira *et al.* 2001, Dantas *et al.* 2003, Ferreira *et al.* 2009), no estudo e prospecção de mineralizações de urânio, de petróleo, de ouro em zonas de alteração hidrotermal, de depósitos polimetálicos e do tipo cobre pórfiro (Bacchiégga e Milet 1975; Saunders *et al.* 1993; Pires 1995; Shives *et al.* 2000, Pascholati *et al.* 2003).

A Faixa Seridó (FSe), (Jardim de Sá 1994), localizada na porção centro-leste da Província Borborema (Almeida *et al.* 1977), inclui grande parte das Províncias Pegmatítica da Borborema (Scorza 1944), Scheelitífera do Seridó (Lima *et al.* 1980) e dois Distritos Gemológicos (Moraes 1999), além de depósitos de ferro, ouro e barita, entre outros, constituindo importante província metalogenética do Nordeste do Brasil.

Diante da diversidade mineralógica e superposição de processos mineralizantes, e considerando ainda a natureza dos dados disponíveis e os pressupostos geológicos da literatura consultada, elegeu-se como objeto de investigação geológico-geofísica a caracterização das assinaturas gamaespectrométricas de granitos pegmatíticos e campos de pegmatitos associados, além das unidades litoestratigráficas do Grupo Seridó, na porção sul da Faixa Seridó.

Desse modo, a interpretação dos dados, inicialmente focada nas rochas graníticas, possibilitou individualizar alguns corpos de granitos pegmatíticos ainda não cartografados na região, e, em adição, levou à descoberta de um pacote de metarenitos grossos e metaconglomerados intercalados nos quartzitos da Formação Equador, ricos em leitos com concentração de minerais pesados e teores significativos de tório e de elementos terras raras (Ce, La, Nd).

Neste artigo são apresentados os resultados decorrentes da descoberta das ocorrências de minerais pesados. Antes, porém, considerou-se relevante proceder uma breve revisão do comportamento geoquímico do tório, a qual foi desenvolvida durante a interpretação e busca do entendimento dos resultados indicados pelos dados gamaespectrométricos no contexto geológico e da paisagem analisados.

5.2. Características Geoquímicas do Tório

O tório é um elemento altamente eletropositivo e com afinidade litófila, ocorrendo principalmente em óxidos, silicatos e fosfatos. Também é encontrado em vários microorganismos e em concentrações maiores em carvão, petróleo e betume, devido à sua tendência biófila (Boyle 1982). Os dados de concentração média de tório na crosta variam entre 8 ppm e 12 ppm (Boyle 1982; Dickson e Scott 1997).

O conteúdo de tório nas rochas ígneas, assim como de urânio e potássio, cresce com o aumento da concentração de sílica durante a diferenciação e a cristalização magmática, muito embora ele não acompanhe as concentrações de urânio e potássio nos processos tardios de alteração hidrotermal (Galbraith e Saunders 1983; Shives *et al.* 2000).

Devido ao grande raio iônico, tório e urânio não participam da formação dos minerais principais e são concentrados em minerais acessórios como monazita, allanita, xenotímio e zircão. Em minerais como monazita e zircão os teores de tório podem ser superiores a 1000 ppm (Dickson e Scott 1997).

A concentração de tório nas rochas metamórficas é variável e geralmente reflete a composição do protólito, as condições do metamorfismo atuante e os processos

secundários de alteração metassomática-hidrotermal (Durrance 1986).

O conteúdo de tório nas rochas sedimentares também é variável. Por suas resistências ao intemperismo, monazita e zircão provenientes das rochas ígneas podem se acumular por processo mecânico e formar depósitos detríticos de areias monazíticas.

Nos solos e coberturas superficiais, o conteúdo de tório varia entre 0,1 ppm e 50 ppm, com média de 5 ppm. Em certos tipos de solos pode-se, excepcionalmente, encontrar teores acima de 200 e até 1000 ppm de tório, ou até maiores, em argilas, lateritas e bauxitas associadas a complexos carbonatíticos ou nas proximidades de pegmatitos e veios mineralizados (Boyle 1982).

Em ampla revisão sobre o comportamento geoquímico do urânio, do tório e do potássio, Ulbricht *et al.* (2009) relatam que mesmo em regiões de clima tropical o tório pode comportar-se como o mais estável dos três radioelementos, devendo-se esperar que suas leituras gamaespetrométricas indiquem teores próximos dos originais da rocha fresca e, até mesmo, que ocorra algum enriquecimento nos solos e coberturas superficiais devido à possíveis acumulações de seus minerais, os quais são mais resistentes ao intemperismo. Esses autores, entretanto, chamam a atenção para as variações que podem ser introduzidas pela mobilização acentuada dos radioelementos pelos processos de alteração hidrotermal e, em especial, pelo intemperismo em regiões de climas tropicais/subtropicais e regime acentuado de chuvas, os quais provocam a lixiviação do potássio das rochas granitóides, controlam a migração do urânio e podem ainda afetar a mobilidade supergênica do tório.

Dickson e Scott (1997) analisaram por espectrometria de raios gama amostras de rochas e solos da Austrália. Os resultados de laboratório obtidos por esses autores são apresentados na Tabela 5.1. Nesta Tabela constam os valores mínimos, máximos e o valor médio para cada tipo litológico. Nela se observa que não há diferença significativa nas concentrações de tório de rochas granitóides, gnáissicas e ardósianas estudadas. Nas rochas ígneas intermediárias, máficas e nas rochas sedimentares carbonáticas ocorre uma diminuição geral nos teores de urânio, tório e potássio em relação aos gnaisses, as ardósias e aos granitóides. Há também uma pequena diminuição na concentração média geral nos solos sobrejacentes a todas as litologias

investigadas por Dickson e Scott (1997), exceto nos solos oriundos das rochas intermediárias onde ocorre um aumento de 50% nos teores de urânio e tório (Tabela 1). Em pegmatitos os teores são da ordem de 9 ppm de tório, abaixo dos níveis encontrados na rochas granitóides que chegam a atingir 45 ppm desse radioelemento (Tabela 1).

Tabela 5.1 – Concentração de radioelementos em alguns tipos de rochas e solos da Austrália.						
Tipos de Rochas	Rochas			Solos		
	K (%)	eU (ppm)	eTh (ppm)	K (%)	eU (ppm)	eTh (ppm)
Granitóides	0,3- 4,5 (2,4)	0,4-7,8 (8,3)	2,3-45 (16)	0,4-3,9 (2,1)	0,5-7,8 (2,7)	2-37 (13)
Gnáisses	2,4-3,8 (2,4)	2,1-3,6 (2,5)	18-55 (15)	0,7-1,9 (1,3)	1,6-3,8 (2,2)	6-19 (12)
Pegmatitos	2,6-5,5 (3,7)	0,3-1 (0,7)	0,3-9,6 (2)	---	---	---
Aplitos	0,6-4 (2,4)	1-8 (3,3)	3-20 (2)	---	---	---
Intrusivas Intermediárias	0,7-5,6 (2,7)	0,1-1,2 (0,8)	0,8-6,1 (2,4)	0,7-3,4 (1,6)	1,5-2,3 (1,9)	2,9-8,4 (5,6)
Intrusivas máficas	0,1-0,8 (0,4)	0,0-1,1 (0,3)	0,0-3,1 (1,2)			
Ardósias	0,1-4,0 (2,6)	1,6-3,8 (2,6)	10-55 (19)	0,7-3,0 (1,5)	1,2-5 (2,3)	6-19 (13)
Arenitos	0,0-5,5 (1,8)	0,7-5,1 (2,3)	4-22 (12)	0,1-2,4 (1,3)	1,2-4,4 (2,1)	7-18 (11)
Carbonatos	0,0-0,5 (0,2)	0,4-2,9 (1,6)	0-2,9 (1,4)	---	---	---
Fonte: Dickson e Scott (1997)						

Os resultados mostrados na Tabela 5.1 revelam ainda um aspecto importante, qual seja a sobreposição de mesmos intervalos de valores em diferentes tipos litológicos, do que decorre, na prática, uma dificuldade adicional na interpretação de dados gamaespectrométricos. Por outro lado, e por se tratar de uma característica geofísica inerente a muitas rochas e solos, ela ainda evidencia a importância do apoio de medidas terrestres, buscando realçar e propiciar a melhor discriminação gamaespectrométrica dos diferentes materiais geológicos.

5.3. Área de Estudo

5.3.1. Localização e aspectos fisiográficos

A área de estudo está limitada pelas coordenadas 06° 40' 00" e 07° 15' 00" de latitude Sul e 36° 38' 00" e 37° 05' 00" de longitude de Oeste de Greenwich, abrangendo parte da região do Seridó, Nordeste do Brasil, em trato limítrofe dos estados da Paraíba e do Rio Grande do Norte (Figura 5.1).

Trata-se de região de clima quente, semi-árido, com temperaturas médias de 24°C e precipitação pluviométrica média anual em torno de 500 mm nos últimos 50 anos. O relevo é acidentado, com cotas variando de 250 metros no pediplano regional a 890 metros nas Serras das Queimadas, ao Norte, e do Bonfim e de Santana, ao Sul, respectivamente, das cidades de Junco do Seridó (PB) e Equador (RN) (Figura 5.1). São serras geomorfologicamente estruturadas sobre antiformas e sinformas delineadas pelos quartzitos da Formação Equador. A vegetação é arbustiva, típica das espécies de caatinga. Nos cumes das serras das Queimadas, de Santana e do Bonfim, a vegetação do tipo arbustiva-arbórea é mais densa, melhor preservada e de maior porte.

5.3.2. Aspectos geológicos regionais

A área de estudo (Figura 5.2) está inserida na Província Borborema (Almeida *et al.* 1977), extremo Nordeste do Brasil, mais precisamente na porção meridional da Faixa Seridó (Jardim de Sá 1994).

A Província Borborema (PB) é representada por um mosaico de faixas dobradas e núcleos do embasamento cristalino, subdivididos em terrenos, maciços ou faixas em função das suas características litoestruturais e geocronológicas. Sua evolução geodinâmica envolveu a acreção de diferentes unidades tectono-estratigráficas durante o evento orogênico de colagem de terrenos neoproterozóicos Pan-africanos (Santos *et al.* 1984, Jardim de Sá 1994, Santos *et al.* 1999, Brito Neves *et al.* 2000; Van Schmus *et al.* 2003).

A Faixa Seridó (FSe) constitui um segmento crustal da Província Borborema,

estando limitada ao Sul pelo Lineamento Patos, a Oeste pelo Maciço Rio Piranhas, a Leste pelo Maciço Caldas Brandão e ao Norte pelas coberturas meso-cenozóicas da Bacia Potiguar (Figura 5.2).

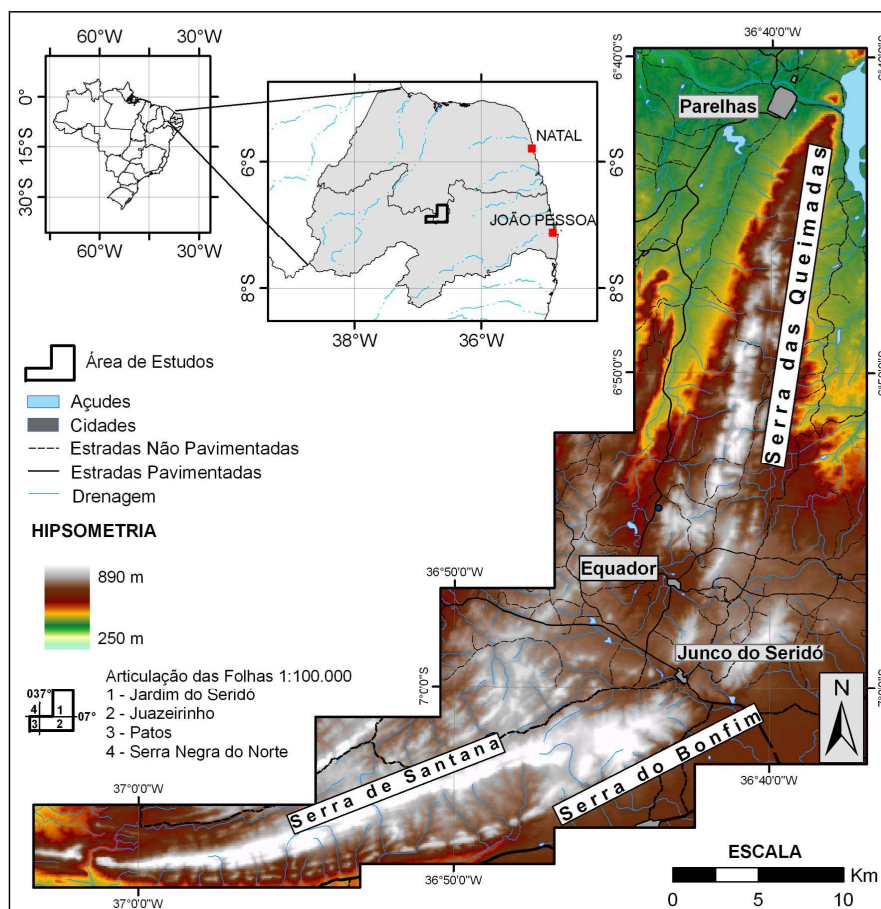


Figura 5.1 – Localização da área de estudo e feições de relevo geradas a partir de dados de elevação da missão SRTM (Shuttle Radar Topography Mission). Rede de drenagem simplificada a partir das cartas topográficas digitais da Superintendência de Desenvolvimento do Nordeste - SUDENE, escala 1:100.000, sistema de projeção Universal Transversa de Mercator (UTM), Fuso 24S e Datum Córrego Alegre.

A FSe é predominantemente constituída por uma sequência de rochas neoproterozóicas supracrustais, metassedimentares e metavulcânicas básicas e intermediárias subordinadas, pertencentes ao Grupo Seridó, e um embasamento

Paleoproterozóico gnássico-migmatítico denominado Complexo Caicó (Figura 5.2) (Jardim de Sá 1994; Ferreira 1997; Ferreira e Santos 2000; Brito Neves *et al.* 2000; Santos *et al.* 2002; Angelim *et al.* 2004; Angelim *et al.* 2006; Maia *et al.* 2006).

As rochas do Complexo Caicó constituem suítes de arco magmático transamazônico representadas por ortognaisses bandados félsico-máficos, ortognaisses maciços e migmatitos, com intercalações de rochas máficas e supracrustais metassedimentares com idades entre 2,3 e 2,15 Ga (Ferreira 1997, Ferreira e Santos 2000).

Na porção centro-sul da Fse, Ferreira (1997) e Angelim *et al.* (2004) individualizaram duas unidades litoestratigráficas distintas, quais sejam o Complexo ou Formação Serra dos Quintos (Ferreira 1997), desmembrada da Formação Jucurutu, e a Suíte Intrusiva Várzea Alegre, desmembrada do Complexo Caicó (Angelim *et al.* 2004).

A Formação Serra dos Quintos é representada por biotita gnaisses, biotita-granada xistos, biotita e/ou hornblenda xistos, gnaisses quartzo-feldspáticos e BIF's, com intercalações de mármore e de rochas ortoderivadas metamáficas e metaultramáficas. A Suíte Várzea Alegre reúne ortognaisses tonalíticos-granodioríticos e migmatitos com idade U-Pb SHRIMP de $2,19 \pm 7$ Ga (Angelim *et al.* 2004).

O Grupo Seridó é constituído por rochas metassedimentares de natureza plataformar marinha e turbidítica profunda (Ferreira e Santos 2000) com metamorfismo variando da fácies xisto verde a anfibolito alto, em regime de pressões intermediárias (Mello e Mello 1974, Lima 1987).

A unidade basal do Grupo Seridó é a Formação Jucurutu representada por paragnaisses a biotita, biotita-hornblenda gnaisses epidotíferos e rochas cálcio-silicáticas, com pequenas contribuições de rochas vulcânicas máficas, e extensivas intercalações de mármore, sugerindo um ambiente plataformar carbonático de margem passiva (Jardim de Sá e Salim 1980; Arcanjo e Salim 1986; Santos *et al.* 2002).

A Formação Jucurutu é sotoposta à Formação Equador (Jardim de Sá e Salim, 1980; Arcanjo e Salim, 1986; Angelim *et al.* 2006), porém essa organização litoestratigráfica é questionada por outros autores, que consideram esta última formação como a unidade representativa da sedimentação clástica plataformar da FSe sobre o embasamento Paleoproterozóico, relacionada a prováveis cordões arenosos litorâneos

com recorrências sugestivas de períodos de transgressões e regressões marinhas e proveniência de material de variadas fontes (Ebert 1970; Lima *et al.* 1980; Da Silva 1993; Ferreira e Santos 2000).

A Formação Equador é constituída de quartzitos puros, micáceos ou feldspáticos, ortoquartzitos, com intercalações de metagrauvacas, formações ferríferas e metaconglomerados monomíticos e polimíticos (Formação Parelhas de Ebert 1970) sobre a qual repousa no topo a Formação Seridó (Lima *et al.* 1980; Da Silva 1993; Ferreira e Santos 2000). Há registros de marcas de onda e estratificação cruzada em micro e meso escala nos quartzitos da Formação Equador (Arcanjo e Salim 1986).

Arcanjo e Salim (1986) reconheceram os metaconglomerados da Formação Parelhas como marcadores de uma inconformidade estratigráfica da Formação Jucurutu com o Grupo Seridó e propuseram a reorganização da sequência basal em Grupo Jucurutu, envolvendo as Formações Jucurutu e Equador, e a sequência de topo, em Grupo Seridó, englobando as Formações Parelhas e Seridó.

A Formação Seridó é predominantemente metapelítica, representada por biotita xistos com granada, cordierita e/ou sillimanita e delgadas intercalações de rochas cálcio-silicáticas, mármore e anfibolitos. No contexto evolutivo da FSe, ela representaria a fácies marinha distal da bacia, com sedimentação em depósitos de talude, alimentados por correntes de turbidez, sem mudanças composicionais significativas e características de ambientes marinhos profundos com proveniência de material que reflete a composição de crosta superior (Da Silva 1993; Ferreira e Santos 2000; Santos *et al.* 2002).

Van Schmus *et al.* (2003) obteve idade de 650 Ma pelo método U-Pb em zircões de metassedimentos da Formação Seridó. Como a deformação e metamorfismo da FSe ocorreu durante o Ciclo Brasileiro (600 Ma), estes autores sugerem o intervalo de 610-650 Ma para a deposição dos sedimentos do Grupo Seridó.

Duas extensas suítes de rochas graníticas, além de centenas de corpos de pegmatitos graníticos são encontradas na FSe. Uma suíte reúne granitos, monzogranitos, dioritos e granodioritos grossos a porfíricos calcioalcalinos de médio a alto potássio da Suíte Intrusiva Itaporanga, com idades U-Pb de 579 a 555 Ma (Angelim *et al.* 2004), representados no norte da área de estudos por pequena parcela do Granito

de Acari.

Uma segunda suíte compreende corpos de dimensões variadas de leucogranitos peraluminosos grossos a porfíricos, compostos essencialmente por quartzo, feldspato, muscovita e granadas e com padrões atípicos de elementos terras raras (Da Silva 1993). São rochas com idade U-Pb em monazita de 528 ± 12 Ma (Baumgartner *et al.* 2006), cujos representantes mais próximos na área de estudos são os granitos Galo Branco e Ponta da Serra. Enxames de pegmatitos de dimensões variadas ocorrem por toda a área, muitos deles mineralizados e produtores de minerais metálicos (Be, Sn, Ta-Nb), industriais e gemas. A datação dessas rochas revelou idades U-Pb em columbitas entre 509.5 ± 2.9 Ma e 514.9 ± 1.1 Ma (Baumgartner *et al.* 2006)

Em vários locais são visualizados testemunhos de sedimentos clásticos terrígenos representados por arenitos grossos e siltitos, localmente lateritizados, pertencentes à Formação Serra do Martins (Angelim *et al.* 2004, Maia *et al.* 2006). Esses testemunhos constituem platôs horizontais, de dimensões variadas, encimando as superfícies topográficas em cotas superiores a 650 m. Segundo Angelim *et al.* (2004) a Formação Serra dos Martins é de idade terciária (Paleógeno).

As coberturas arenosas colúvio-eluviais e aluviais quaternárias encerram o quadro litoestratigráfico da região. São depósitos superficiais de areias, argilas e cascalho do Quaternário (Pleistoceno) (Angelim *et al.* 2004).

Na Faixa Seridó são reconhecidas uma primeira fase de deformação (F1) restrita ao embasamento e outras três fases vinculadas às rochas supracrustais (Hackspacher e Sá 1984; Jardim de Sá 1994). Nestas últimas, a fase mais antiga (F2) caracteriza-se por dobras fechadas, isoclinais e intrafoliais associadas a macroestruturas do tipo nappes e empurrões com vergência de Norte para Sul. A fase F3, correspondente à macroestrutura cartografada regionalmente, caracteriza-se por dobras abertas de plano axial de mergulho alto, variável em vergência, e de direção NNE-NE. A fase F4 corresponde a crenulações tardias, de fraca penetratividade e sem reflexos na macroestrutura regional, com trend NW-SE. A Faixa Seridó é ainda caracterizada por extensas zonas de cisalhamento transcorrentes de direção NNE, ora dextrais, ora sinistrais, instaladas durante a tectônica transpressiva Brasileira/Pan-Africana, que afetou a região em torno de 600 Ma (Jardim de Sá 1994; Santos *et al.* 1999; Ferreira e

Santos 2000; Brito Neves *et al.* 2000, Van Schmus *et al.* 2003)..

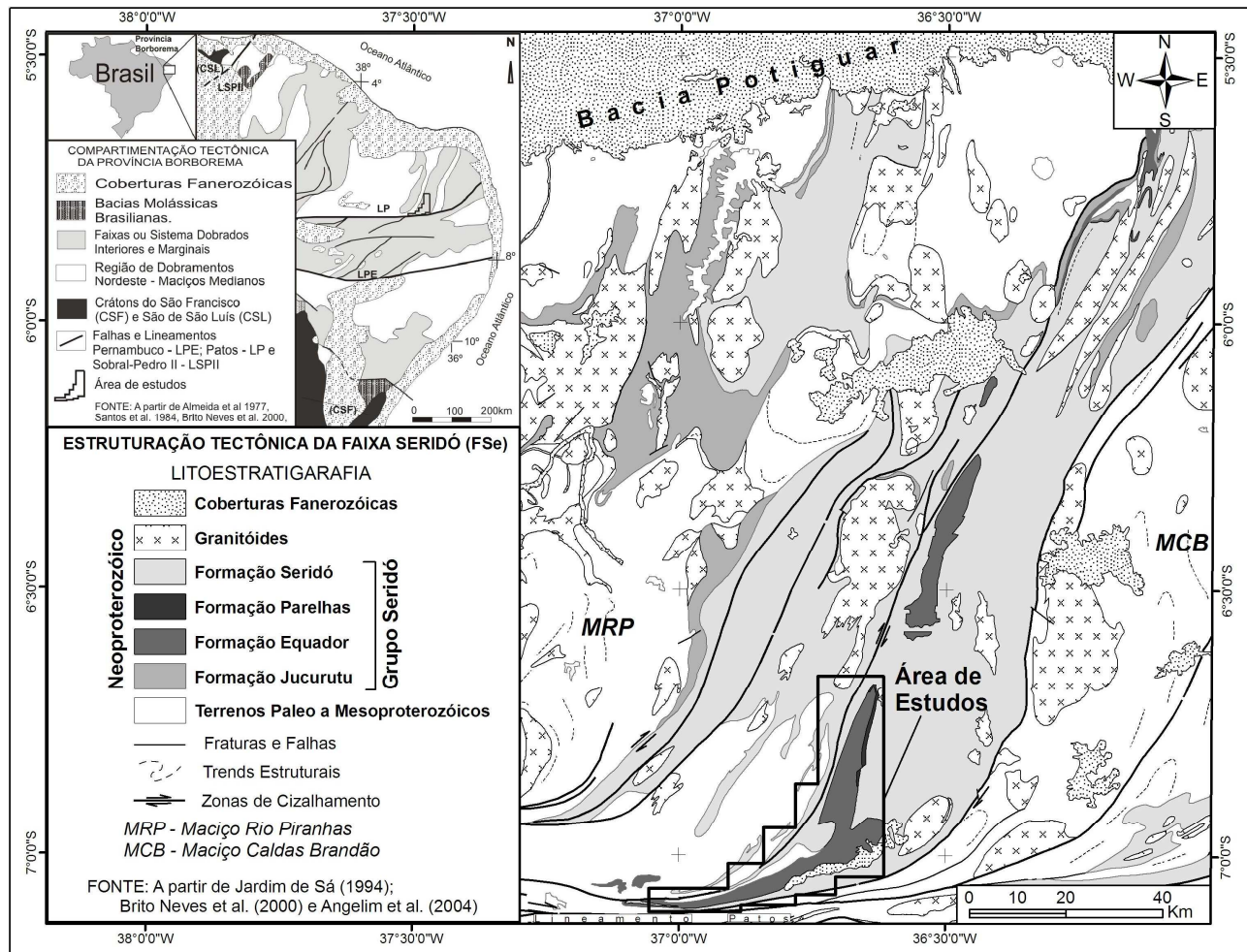


Figura 5.2 – Compartimentação tectônica da Província Borborema (PB) e estruturação geral da Faixa Seridó (Fse) indicando a localização da área de estudo.

5.4 - Material e Métodos

5.4.1. Dados cartográficos, de elevação e geológicos

A base de dados espaciais foi construída em ambiente ARCMAP 9.3. Foram utilizadas as cartas topográficas digitais da SUDENE, escala 1:100.000, sistema de projeção Universal Transversa de Mercator (UTM), Fuso 24S e Datum Córrego Alegre. Para a cobertura completa da área de estudos elaborou-se um mosaico a partir das Folhas Jardim do Seridó (SB-24-Z-B-V), Juazeirinho (SB-24-Z-D-II-B), Patos (SB-24-Z-D-I) e Serra Negra do Norte (SB-24-Z-B-IV), cuja articulação é mostrada na Figura 5.1.

Os dados altimétricos utilizados são da missão SRTM (Shuttle Radar Topography Mission) e foram obtidos no endereço <ftp://e0srp01u.ecs.nasa.gov>, por transferência via ftp (File Transfer Protocol). Esses dados foram em seguida mosaicados e importados para a base de dados do projeto para gerar o modelo digital de elevação (MDE) e a imagem de relevo sombreado.

As fotos aéreas disponíveis, escala 1:25.000, foram escanerizadas, georreferenciadas e incorporadas à base de dados do projeto. A Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, Folha SB-24 Jaguaribe (Angelim *et al.* 2004) e o Mapa Geológico do Estado do Rio Grande do Norte, escala 1:500.000 (Angelim *et al.* 2006) foram obtidos na CPRM já em formato digital (CD-ROM).

5.4.2. Dados gamaespectrométricos

5.4.2.1. Gamaespectrometria aérea

Os dados gamaespectrométricos processados são oriundos do aerolevante executado entre abril e agosto de 1973, pela empresa LASA SA, para o Projeto Seridó, da Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais – CPRM, Serviço Geológico do Brasil. Foram executados 28.000 km de perfis na direção E-W, com espaçamento de 1 km entre linhas de vôo e linhas de controle de direção N-S com intervalos de 20 km (LASA, 1974; CPRM, 1994).

Os dados do Projeto Seridó não foram retrocalibrados pelo Brazil Airborne Radiometric Mapping Project (BARMP 1997), ou seja, as contagens por segundo (cps) não foram transformadas para concentrações (% de K e ppm de eU e eTh). O intervalo de amostragem ao longo das linhas de vôo foi de 135 metros e o aerolevantamento cobriu uma área de 25.000 km², situada na porção centro-meridional dos estados do Rio Grande do Norte e da Paraíba. O gamaespectrômetro utilizado foi o modelo EXPLORANIUM DIGRS-2000 com detectores de iodeto de sódio (NaI) ativado a tálio (TI), totalizando 1.012,5 polegadas cúbicas e com tempo de integração de 2 segundos (LASA 1974; CPRM 1994).

Os arquivos digitais (xyz) utilizados neste estudo foram gerados na CPRM a partir da digitalização das linhas de vôo sobre as cartas impressas em escala 1:50.000 (CPRM 1994, 2008).

Neste estudo, o processamento inicial dos arquivos digitais (xyz) constou do recorte dos dados da área de estudo, seguido de sua reprojeção para o sistema Universal Transversa de Mercator (UTM), Fuso 24S, Datum Córrego Alegre.

Em seguida procedeu-se a análise dos dados, observando-se suas estatísticas e a disposição das linhas de vôo, além da identificação de valores discrepantes e negativos que, segundo Pires (1995), se devem a problemas de correção do background atmosférico e/ou de calibração instrumental.

De acordo com Pires (1995), os valores negativos podem ser removidos a partir da adição, a cada variável, de uma constante, de modo que o menor valor de cada conjunto passe a ser um valor positivo ou zero. Neste estudo foram evitadas operações envolvendo valores nulos em função de suas implicações no cálculo das razões, elevando o menor valor negativo de cada grupo de dados para um centésimo positivo (0,01%), conforme Ferreira *et al.* (2009).

Após essa etapa foi feita a interpolação e geração das malhas regulares, com células de 500 metros, aplicando-se o algoritmo de mínima curvatura (Briggs 1974), prosseguindo-se com o micronivelamento (Minty 1997; Blum 1999) para remover alguns artefatos segundo a direção das linhas de produção.

5.4.2.2. Gamaespectrometria terrestre

A aquisição dos dados gamaespectrométricos terrestres ocorreu durante campanha de campo realizada em 2008 com o gamaespectrômetro portátil GS-512 fabricado pela Geofyzika (República Tcheca), pertencente ao Laboratório de Pesquisa em Geofísica Aplicada – LPGA/UFPR. Tais dados deram suporte à interpretação aerogeofísica e aos trabalhos de campo.

O GS-512 opera com 512 canais no intervalo de 0,1 a 3 MeV e foi calibrado no Instituto de Radioproteção e Dosimetria (IRD), da Comissão Nacional de Energia Nuclear (CNEN). Detalhes sobre a calibração deste equipamento podem ser obtidos em Becegato e Ferreira (2005).

As medidas terrestres envolveram várias rochas, como quartzitos, granitos pegmatíticos, pegmatitos, biotita xistos, gnaisses, metaconglomerados e metarenitos. O número de medidas em cada amostra ou ponto de observação variou entre (1) uma e (5) cinco leituras, todas com tempo de integração de 3 minutos. Na discussão dos resultados são apresentados o número de leituras, o valor mínimo, o máximo e a média de cada ponto e amostra.

5.5. Resultados e Discussão

5.5.1. Aerogamaespectrometria

As imagens dos radioelementos utilizadas na interpretação são apresentadas nas Figuras 5.3 (A e B) e 5.4A. A Figura 5.3A mostra as imagens individuais e a ternária dos canais do urânio (eU) do tório (eTh) e do potássio (K) nas cores vermelho, verde e azul, respectivamente. A Figura 5.3B exibe a imagem da razão eTh/K codificada em pseudo-cor. A Figura 5.4A mostra os resultados da razão eU/eTh também em pseudo-cor, enquanto a Figura 5.4B apresenta o mapa geológico obtido a partir de Angelim *et al.* (2006). Todos os produtos estão sobrepostos ao modelo de elevação sombreado e têm assinaladas as ocorrências e pontos de observação e de medidas geofísicas terrestres.

A Figura 5.3A mostra que há diferença de comportamento gamaespectrométrico

dos quartzitos da Formação Equador, situados ao Norte e ao Sul das cidades de Junco do Seridó (PB) e de Equador (RN) (Figura 5.1). No Norte, predomina tons avermelhados ao longo dos flancos da Serra das Queimadas, reflexo da presença de zonas enriquecidas em potássio em relação ao urânio e ao tório.

Nessa região os quartzitos são mais micáceos, com foliação proeminente e também são intrudidos por enxames de pegmatitos e corpos graníticos pegmatíticos, constituindo anomalias de K localizadas, como a Leste da cidade de Equador, onde aflora o granito pegmatítico Galo Branco (ponto SS097 - Figura 5.3A). Esses granitos também são encontrados nos flancos Leste e Oeste da Serra das Queimadas, intrudindo biotita xistos e o metaconglomerado Parelhas (SS164 – Figura 5.3A).

No flanco Oeste da Serra das Queimadas os paragneisses a biotita da Formação Jucurutu exibem tons avermelhados, indicando uma maior concentração de potássio (ponto SS082, Figuras 5.3A e 5.4B) consistente com seu conteúdo em biotitas e bandas félsicas ricas em muscovitas e feldspatos potássicos.

Ainda na região Norte, urânio e tório exibem comportamentos semelhantes e contrários ao do potássio, pois contribuem com baixos valores, denotados por tons azuis fortes, como se observa nas imagens do eU e do eTh e também nas imagens das razões eTh/K e eU/eTh (Figuras 5.3A, 5.3B e 5.4A).

Observa-se ainda na Figura 5.3A, ao Sul de Equador e do Junco do Seridó, a predominância de tons esverdeados sobre os quartzitos da Formação Equador, destacando-se as anomalias de tório, em tons fortes de verde, nas Serras do Bonfim (pontos SS054 e SS105, Figuras 5.1, 5.3A e 5.3B) e de Santana (ponto SS165, Figuras 5.1, 5.3A e 5.3B), respectivamente.

A imagem da razão eTh/K (Figura 5.3B), também mostra o comportamento gamaespectrométrico antagônico do tório, em relação ao potássio, dos quartzitos do setores Norte e Sul da área de estudo. Baixos valores de tório, em tons azuis fortes, são rastreados por toda a extensão da Serra das Queimadas, ao Norte, e valores anômalos, em tons avermelhados, localizados na Serra do Bonfim, ao Sul (pontos SS054, SS105 e SS165, Figuras 5.1, 5.3B e 5.4A).

Nesses pontos (SS054, SS105 e SS165 – Figuras 5.1, 5.3B e 5.4A) foram identificados metaconglomerados e metarenitos, médios a grossos, intercalados em

quartzitos (médios a finos) da Formação Equador, cujas concentrações elevadas de minerais pesados são responsáveis pelas anomalias aerogamaespectrométricas.

A imagem da razão eU/eTh (Figura 5.4A), permite também diferenciar as litologias das regiões Norte e Sul. Assim como o potássio, o urânio, na região da Serra das Queimadas, exibe anomalias com tons avermelhados onde foram observados granitos pegmatíticos, como o granito Galo Branco (SS097 – Figura 5.4A), no qual é possível observar em amostras de mão pequenos cristais (0,2 cm) de torbernita, um fosfato-uranato de cobre hidratado.

Ainda no mapa da razão eU/eTh (Figura 5.4A), os quartzitos do sul apresentam-se com tons esverdeados, indicando enriquecimento de tório, em relação ao urânio. É interessante observar que os tratos anômalos de eTh , em tons fortes de verde, se superpõem às áreas de alta razão eTh/K , onde, justamente, foi descoberta a mineralização (SS054, SS105, Figuras 5.1, 5.3B e 5.4A).

Levantamento geoquímico de sedimentos de corrente realizado pela CPRM na Folha Jardim do Seridó (SB.24-Z-B-V), escala 1:100.000 (Figura 5.1) revelou a presença de várias anomalias de U e Th associadas a elementos terras raras na região centro-sul dessa folha, para as quais Leite e Lins (2008) atribuíram origem a partir de corpos graníticos encaixados no embasamento gnáissico-migmatítico.

Neste estudo, entende-se que pelo menos parte das estações anômalas detectadas por Leite e Lins (2008) deve se relacionar à mineralização primária nos metaconglomerados, refletida nas anomalias gamaespectrométricas e vinculadas às coberturas superficiais, tendo em mente que alguns tributários que drenam as Serras do Bonfim e de Santana (Figura 5.1), dirigindo-se para Nordeste e Noroeste, adentram a região abrangida pela Folha Jardim do Seridó (Figura 5.1).

Outro elemento favorável a essa interpretação pode ser observado na imagem da razão eTh/K (Figura 5.3B). Esta imagem mapeia anomalias sobrepostas às coberturas areno-argilosas (tércio-quaternárias) e elúvio-aluvias (quaternárias), distribuídas a noroeste da Serra de Santana, no limite sul da Folha Jardim do Seridó.

Essas anomalias são aqui interpretadas como secundárias e decorrentes da ação do ciclo exógeno ao longo do tempo, em correspondência ao relevo, o qual possibilitou a desagregação, o transporte e a deposição dos minerais pesados,

removidos dos metarenitos e metaconglomerados, em planícies e depressões intermontanas.

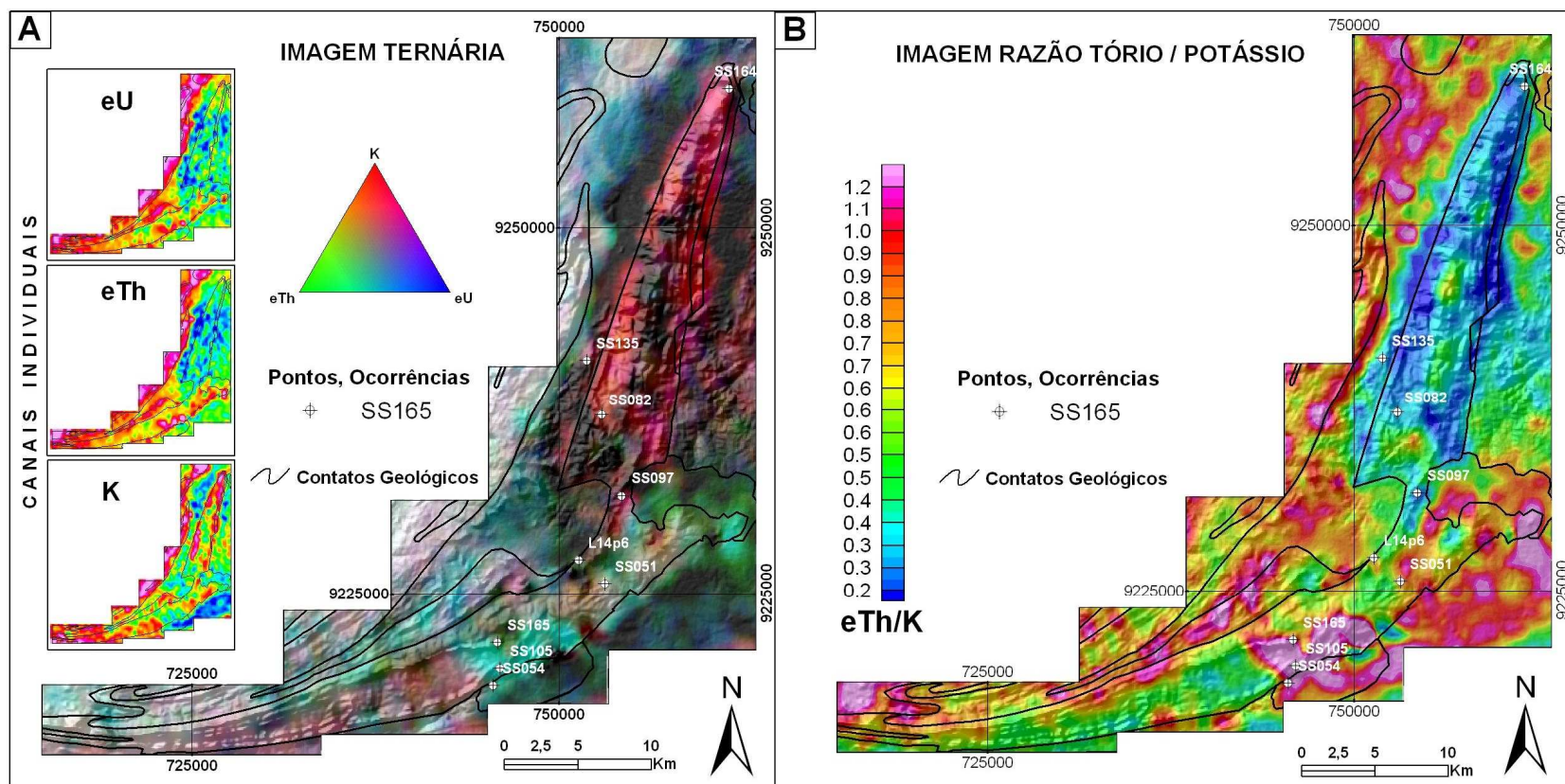


Figura 5.3 – Imagens do K, do eTh, do eU e ternária (3A) e da razão eTh/K (3B) sobrepostas ao MDE, nas quais estão assinalados os pontos de observação em campo discutidos no texto e suas respectivas siglas.

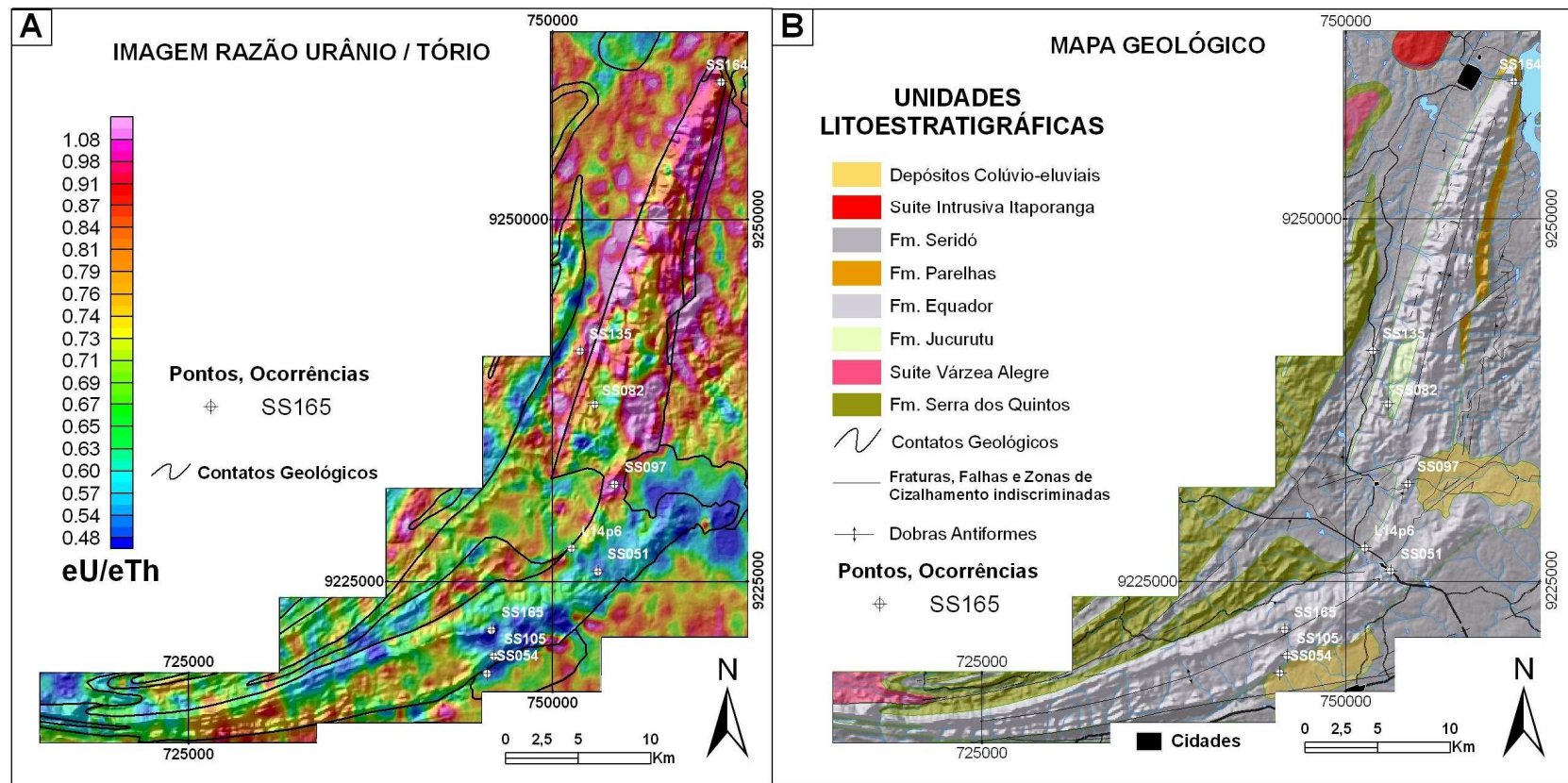


Figura 5.4 – Imagens da razão eU/eTh (4A) e do mapa geológico da área de estudo (4B), simplificado de Angelim *et al.* (2006), sobrepostas ao MDE. Pontos e siglas indicam locais de observações de campo.

As anomalias de maior intensidade se relacionam às coberturas arenosas mais erodidas, onde a vegetação é escassa (Ponto 1 – Figura 5.5), situação distinta do que se observa quando a cobertura é mais preservada pela vegetação (Ponto 2 – Figura 5.5).

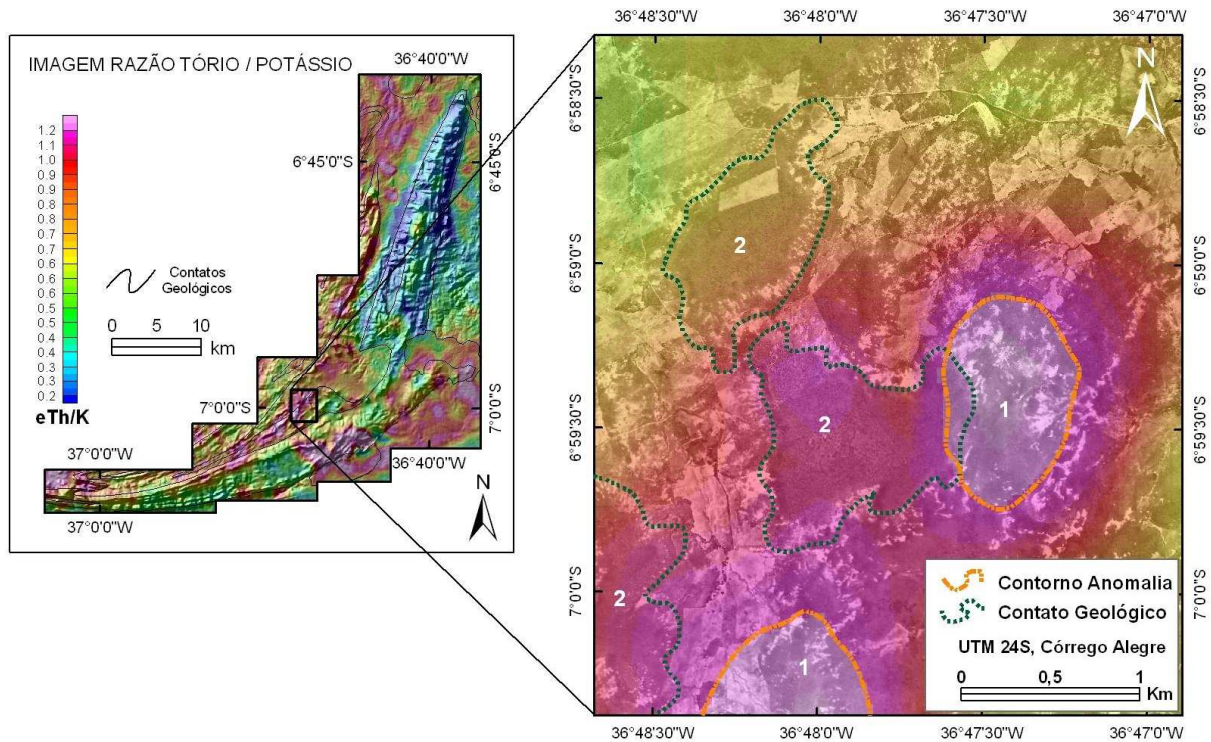


Figura 5.5 – Recorte da imagem da razão eTh/K sobreposto a fotografia aérea, mostrando platôs de sedimentos da Formação Serra do Martins (Terciário-Quaternário) e coberturas elúvio-coluviais (Quaternário). Ponto 1 – anomalias de maior intensidade (coberturas mais erodidas), Ponto 2 – anomalias de menor intensidade (coberturas mais preservadas).

5.5.2. Gamaespectrometria terrestre

Na Tabela 5.2 são mostrados os teores de K (%), eU (ppm) e eTh (ppm) obtidos neste estudo com o gamaespectrômetro GS-512. A primeira coluna da Tabela contém os nomes das unidades litoestratigráficas, as siglas dos pontos e o número de leituras, enquanto nas colunas seguintes constam os valores mínimo, máximo e as médias de

cada radioelemento.

A Tabela 5.2 mostra que o maior intervalo de variação dos teores de eTh ocorre nos metarenitos, metaconglomerados e quartzitos da Formação Equador da região sul. Eles variam de 2,4 ppm nos quartzitos, a oeste da cidade de Junco do Seridó (Ponto L14p6; Figuras 5.3 e 5.4), a mais de 300 ppm no metaconglomerado da Serra do Bonfim (SS054 – Figuras 5.3 e 5.4).

Portanto, dentre todas as litologias, os quartzitos, metarenitos e metaconglomerados da região sul encerram os teores mais elevados de tório (Tabela 5.2), exceto no granito pegmatítico Galo Branco (SS097, Figuras 5.3 e 5.4), cujo valor médio de 15,93 ppm (Tabela 5.2) aos quartzitos da região sul se equipara. Tal valor é compatível aos das rochas graníticas de outras regiões (Tabela 5.1).

Os dados da Tabela 5.2 demonstram a consistência dos resultados obtidos com a gamaespectrometria aérea e terrestre. Estes últimos validam o comportamento aerogamaspectrométrico diferenciado dos quartzitos da Formação Equador, situados no trato meridional da área de estudo, devido à maior concentração de minerais pesados nos fácies mais arenosos e de granulometria mais grossa (Tabela 5.2; ponto SS165; Figuras 5.3 e 5.4), culminando com a mineralização torífera nos metaconglomerados das serras do Bonfim e de Santana (Tabela 2; pontos SS054, SS165 e SS105; Figuras 5.3 e 5.4).

Medidas gamaespectrométricas terrestres realizadas por Malanca *et al.* (1993), em 51 amostras de solos do Estado do Rio Grande do Norte, indicaram concentrações médias de ^{226}Ra , ^{232}Th e ^{40}K de, respectivamente, 29,0 Bq/Kg, 46,6 Bq/Kg e 677,8 Bq/Kg, correspondendo, conforme fatores de conversão do IAEA (2003), a 2,34 ppm de eU, 11,47 ppm de eTh e 2,16 % de K, nesta ordem. Segundo esses autores, os valores mais elevados são oriundos dos solos do Município de Santana dos Matos, o qual dista cerca de 80 km ao Norte de Parelhas e a Oeste do *trend* regional NNE dos quartzitos da Formação Equador.

Campos *et al.* (2008) determinaram níveis de atividade de 27,1-39,1 Bq/Kg de ^{226}Ra , 33,74-48,5 Bq/Kg de ^{232}Th e 260,1-234,8 Bq/Kg de ^{40}K , correspondendo, respectivamente, a 2,1-3,1 ppm de urânio, 8,3-11,9 ppm de tório e 0,75-0,83 de K, em minerais e solos de pegmatitos em distritos mineiros entre Equador e Parelhas. Estes

valores de radioatividade natural foram considerados elevados por esses autores, tendo em vista a proximidade dos pontos amostrados das fontes de abastecimento de água e do risco à saúde humana.

Os valores determinados por Campos *et al.* (2008) são próximos dos teores detectados neste estudo (Tabela 5.2). As áreas anômalas indicadas por esses autores não foram detectadas pela gamaespectrometria aérea, talvez como decorrência da baixa resolução espacial do aerolevantamento disponível.

Tabela 5.2 - Concentração de radioelementos em litologias da área de estudo.			
Litologias (Pto. – nºmedidas)	K(%)	eU (ppm)	eTh (ppm)
	Min – Máx (Média)	Min – Máx (Média)	Min – Máx (Média)
Gnaisses Fm.Jucurutu (SS082 - 02)	2,1 - 2,2 (2,15)	2,3 - 3,8 (3,05)	8,2 - 12,9 (10,6)
Quartzito Fm. Equador E (SS051 - 05)	2,9 - 4,4 (3,5)	0,5 - 2,9 (1,64)	23,4 - 73,1 (52,72)
Quartzito Fm. Equador W (L14p6)	0,3 – 4,9 (3,14)	1,2 - 7,4 (4,02)	2,4 - 26,7 (14,86)
Metaconglomerado Bonfim (SS054 - 03)	1,9 -2,1 (2)	10,2 - 35,4 (22,8)	13,2 - 361,5 (196,3)
Metaconglomerado Fm. Parelhas (SS164 - 04)	2,6 - 4,2 (3,63)	0,6 - 3,2 (2,08)	5,3 - 10,7 (8,6)
Biotita xisto Fm. Seridó (SS135 - 03)	2,5 - 3,0 (2,8)	0,5 – 2,1 (1,3)	6,8 - 8,7 (8,0)
Metarenito Bonfim (SS105 - 03)	3,1 - 3,7 (3,4)	2,2 - 5,6 (4,1)	24,7 - 31,3 (27,47)
Granitos Pegmatítico (SS097 - 03)	3,2 - 3,7 (3,4)	4 - 4,8 (4,43)	14,6 - 16,2 (15,93)
Metarenito Bonfim (SS165 - 01)	1,9	1	10,4

5.5.3. Características das ocorrências minerais

A Figura 5.6 mostra um recorte ampliado da imagem da razão eTh/K sobreposto a fotografia aérea com a localização dos pontos SS105, SS054 e SS165, enquanto a Figura 5.7 (A a D) exhibe aspectos texturais e mineralógicos das rochas encontradas nesses pontos.

O ponto SS105 (Figura 5.6) está localizado a 752 metros de altitude obtida com gps, no topo da Serra do Bonfim, onde o horizonte de metaconglomerado (Figuras 5.7A e 5.7B), ocorre intercalado a metarenitos médios a grossos (Figura 7C) e mergulha de 20° a 45°SE, com 130 metros de largura e extensão superior a 2000 m, estimada com base na continuidade nordeste da anomalia geofísica e em fotografias aéreas. No ponto SS054 (Figura 5.6), o metaconglomerado (Figura 5.7D) também ocorre intercalado com metarenitos e mergulha 65°SE, preservado em pequeno morro testemunho com cerca de 30 metros de largura e 50 metros de extensão, situado no sopé oriental da Serra do Bonfim. Está próximo ao contato com as coberturas arenosas elúvio-aluviais a 628 metros de altitude. No ponto SS165 (Figura 5.6), situado a 793 metros de altitude na Serra de Jardim de Santana, os mergulhos variam de 10 a 15°NW. Nesse local os níveis conglomeráticos são menos espessos, em correspondência a leitos de minerais pesados de pequeno porte.

O metaconglomerado parcialmente alterado exhibe coloração amarela a avermelhada, granulação grossa a conglomerática (Figuras 5.7A e 5.7D), sendo predominantemente constituído por fragmentos angulosos e seixos de quartzo hialino, deformados e também não deformados (Figura 5.7B), muscovita com dimensões de 0,1 a 0,4 cm (Figura 5.7D) e minerais pesados, principalmente hematita, formando agregados alongados descontínuos ao longo do plano de foliação da rocha (Figuras 5.7B, 5.7C e 5.7D). Em lâmina delgada, observa-se em quantidades muito variáveis na amostra quartzo hialino (60 a 80%), hematita (20 a 30%), muscovita (10 a 20%), ilmenita ± monazita ± rutilo (1 a 3%), titanita ± zircão (0 a 1%).

O metarenito é mais micáceo, exibindo estratificação cruzada de baixo ângulo (Figura 5.7C) e os leitos ricos em minerais pesados apresentam continuidade lateral e espessuras localmente superiores a 0,5 cm (Figura 5.7C). Em ambas as rochas a

quantidade relativa de micas varia em cada afloramento entre o metarenito e o metaconglomerado, mas sempre em menores porcentagens neste último, destacando o caráter mais arenoso dos protólitos desta rocha.

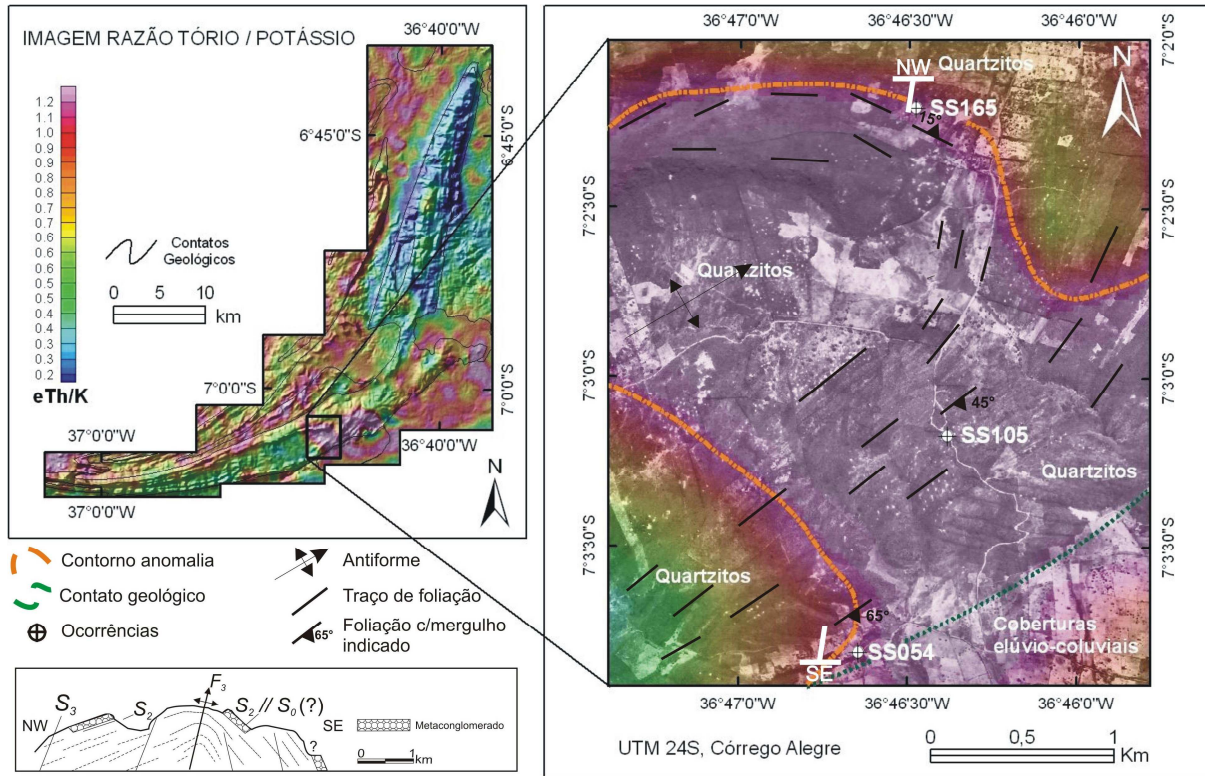


Figura 5.6 – Recorte ampliado da imagem da razão eTh/K sobreposto a fotografia aérea, indicando a localização dos pontos SS054, SS105, SS165, nos quais foram identificados metarenitos e metaconglomerados ricos em minerais pesados.

Sob luz refletida as lâminas polidas permitem identificar hematita, rutilo, monazita, zircão e ilmenita como principais minerais pesados. A forma isométrica dos grãos de hematita assim como o intercrescimento às vezes micromirmequítico com rutilo faz supor que a hematita é produto de recristalização metamórfica de grãos originalmente formados por magnetita titanífera. O rutilo, embora algumas vezes com formas arredondadas, em geral têm formas idiomórficas e transparência pronunciada, indicando reduzidos conteúdos de ferro e recristalização metamórfica. Os grãos de monazita na sua maioria são arredondados, porém a ilmenita é freqüentemente lamelar. Conseqüentemente conclui-se que as texturas sedimentares originais foram quase ou

completamente mascaradas, embora a paragénese monazita-rutilo-zircão-ilmenita-óxido de ferro seja típica de placeres.

Os resultados da determinação química semi-quantitativa por Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV-EDS), realizada no Instituto de Geociências da Unicamp, em duas amostras de metaconglomerado, revelaram teores máximos de 79,4% de ThO_2 e 88,7% de ETR (Ce, La, Nd) em monazitas (12 medidas), de 99,2% de TiO_2 em rutilos (4 medidas) e de 1,81% de HfO_2 em zircão (4 medidas).

Os pontos SS054 e SS105 anteriormente descritos estão inseridos no flanco leste de uma estrutura antiformal, onde os horizontes metaconglomeráticos são mais ricos em minerais pesados. A julgar pelos dados de campo disponíveis, não é possível afirmar se os metaconglomerados, os quais afloram em posições topográficas e estratigráficas distintas (SS054, SS105 e SS165 - Figura 5.6) correspondem a vários horizontes ou se representam um único estrato repetido por dobramentos.

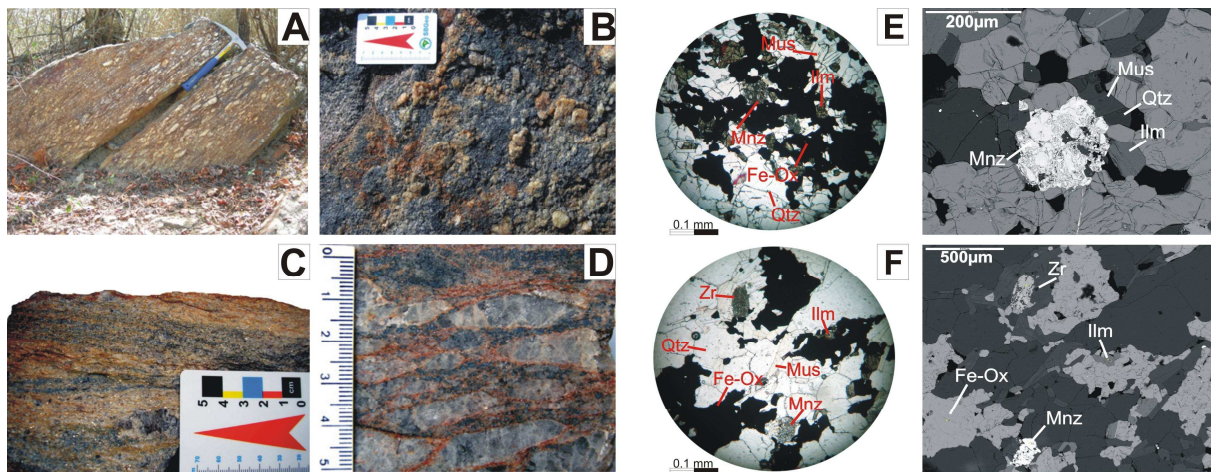


Figura 5.7 – (7A) Metaconglomerado da Serra do Bonfim (SS105); (7B) erosão diferencial sobre superfície S_2 , sub-horizontal (SS105); (7C) aspectos texturais do metarenito na Serra da do Bonfim (SS105); (7D) metaconglomerado do sopé da Serra do Bonfim (SS054) e (7E e 7F) fotomicrografias do metaconglomerado da Serra do Bonfim observado sob luz paralela e imagens correspondentes obtidas por MEV-EDS com a identificação de minerais e pontos onde foram obtidas composições químicas.

Finalmente, abe ainda comentar as formas semicirculares das anomalias

aerogamaespectrométricas no entorno desses pontos (Figura 5.6). Como descrito, a mineralização comporta-se como corpos estratiformes, quase perpendiculares à direção leste-oeste das linhas de vôo, e, desta forma, era de se esperar que as anomalias resultantes fossem mais alongadas, acompanhando o trend geral NNE das estruturas regionais e dos horizontes ricos em minerais pesados. No entanto, os mergulhos predominantemente baixos das rochas, verificados no topo da serra, não só expõe, através da erosão diferencial, os sucessivos leitos ricos em minerais pesados, como também o material removido das superfícies mais elevadas, ocorrendo espreado sobre razoáveis extensões dos terrenos sucessivamente mais baixos, contribui para a forma semicircular das anomalias geofísicas. O espaçamento de 1 km entre as linhas de produção deve também contribuir para o espalhamento das anomalias.

5.6. Conclusões

As principais conclusões do estudo podem ser assim sumariadas: (i) a interpretação dos dados aerogamaespectrométricos permitiu diferenciar os quartzitos setentrionais dos meridionais na área de estudo; (ii) as anomalias de radiação gama detectadas nos quartzitos meridionais constituem resposta, principalmente, de minerais toríferos, no contexto de altas concentrações de minerais pesados e elementos terras raras, em metarenitos grossos e metaconglomerados, do que decorreu a proposição de um novo tipo de mineralização na Faixa Seridó; (iii) com base nas características litológicas, essas rochas foram interpretadas como paleodepósitos detríticos de antepraia (foreshore), a julgar pela estratificação cruzada de baixo ângulo, do baixo conteúdo em argila, da granulometria grossa e da concentração de minerais pesados, supostamente representativos de ambiente de sedimentação proximal da Bacia do Seridó, em condições paleográficas de deposição distintas dos demais metassedimentos que compõem a faixa homônima; (iv) as áreas de anomalias radioativas primárias e secundárias, identificadas neste trabalho, encerram potencial para prospecção de minerais pesados e elementos terras raras; (v) a experiência deste estudo mostrou que a gamaespectrometria terrestre é de fundamental importância para o entendimento da dinâmica dos radionuclídeos na paisagem, em correspondência ao

ciclo exógeno, desta forma contribuindo para a análise e interpretação dos dados; (vi) por outro lado, não obstante as contribuições da gamaespectrometria aérea, o estudo reforça a necessidade de aerolevantamentos de maior resolução espacial como forma de ampliar o conhecimento geológico-geofísico da região e das várias províncias metalogenéticas da Faixa Seridó, associados a geração, análise e interpretação de produtos derivados da aplicação de técnicas de processamento digital de imagens e integração de dados exploratórios multifonte em sistemas de informações geográficas.

CAPÍTULO 6

CONCLUSÕES FINAIS E RECOMENDAÇÕES

6.1 Conclusões Finais e Recomendações

Os resultados obtidos com o conjunto de técnicas utilizadas para a caracterização mineralógica dos pegmatitos da PPB e de suas rochas encaixantes permitiram chegar às seguintes conclusões e recomendações:

- a) A técnica da espectroscopia de reflectância mostrou-se eficaz para a caracterização espectro-mineralógica de pegmatitos. Ela pode ser utilizada de forma sistemática, a partir de medidas coletadas em laboratório e/ou no campo, tanto nos pegmatitos homogêneos como também nos heterogêneos. Isto foi demonstrado com os resultados obtidos para o pegmatito Alto do Giz, cuja mineralogia caracterizada a partir dos resultados deste estudo o diferencia como mais evoluído do que os tipos homogêneos. O emprego da ER possibilitou ainda definir o zoneamento interno do pegmatito Alto do Giz, propor sua classificação e também caracterizar algumas das fases de sua evolução.
- b) O emprego dos dados de sensoriamento multiespectral orbital Terra/ASTER permitiu a identificação de novos pegmatitos, sendo que alguns deles puderam ser confirmados em campo. Porém, e conforme esperado, a baixa resolução espectral deste sensor não permitiu um detalhamento específico da mineralogia destas rochas. Já com os dados hiperespectrais orbitais do EO-1/Hyperion pode-se mapear a mineralogia do pegmatito Alto do Giz.
- c) A baixa resolução espacial das imagens dos dois sensores orbitais utilizados constituiu fator limitante para detalhar o zoneamento interno de pegmatitos heterogêneos como o Alto do Giz. Para superar tal limitação a solução envolveria o emprego de dados de sensores hiperespectrais aerotransportados de alta resolução espacial. Certamente, os resultados advindos da sua utilização contribuiriam para o avanço significativo do conhecimento geológico, para novas descobertas e, conseqüentemente, para a atividade mineira na PPB.

- d) Apesar da também reduzida resolução espacial dos dados de gamaespectrometria aérea disponíveis para a PPB, o seu processamento por meio de técnicas modernas e sua integração com outros tipos de dados tornaram possível discriminar vários corpos de granitos pegmatíticos, além de separar os quartzitos da Formação Equador em dois tipos gamaespectrométricos distintos (os meridionais e os setentrionais). Além disso, destaca-se a descoberta de um novo tipo de mineralização torífera na Faixa Seridó, possibilitada pela análise dos dados de gamaespectrometria aérea. O reconhecimento e a diferenciação destes conjuntos rochosos se devem às variações nas concentrações de radioelementos realçadas com as razões dos radioelementos.
- e) O emprego da gamaespectrometria terrestre de detalhe permitiu caracterizar o zoneamento dos radioelementos urânio, tório e potássio no granito Galo Branco, cuja distribuição espacial é interpretada como resultante do processo de diferenciação e cristalização magmática da rocha. Há evidência da atuação de processos de alteração hidrotermal, indicada pela ocorrência de illita/sericita de alta cristalinidade, identificada por meio de espectroscopia de reflectância.
- f) Os resultados obtidos a partir dos dados de gamaespectrometria aérea mostraram a importância do reprocessamento e interpretação dos dados provenientes de antigos levantamentos, realizados nas décadas de 1970 e 1980, resgatando assim informações que podem ser interpretadas à luz de novos conceitos e modelos geológicos. Para tanto, contribuiu de modo significativo o emprego de novas ferramentas e técnicas de processamento digital e de visualização de dados e imagens. Recomenda-se, no entanto, a retomada dos levantamentos aéreos por gamaespectrometria com características de melhor resolução espacial, como uma das formas de permitir o avanço do conhecimento geológico da PPB e de seu potencial mineral. Conforme demonstrado neste estudo, o apoio de medidas de gama terrestre é

imprescindível para se aprofundar a interpretação e utilização desse tipo de dado frente à paisagem e geologia analisadas, independentemente da sua resolução espacial.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Almeida, F. F. M. de, Hasui, Y.; Brito Neves B.B.; Fuck, R. 1977. Províncias Estruturais Brasileiras. In: Simpósio de Geologia do Nordeste, 8: 1977, Campina Grande. Atas... Campina Grande: SBG, 1977. p. 363-391.

Anderson-Mayes, Anne -Marie. 2002. Strategies to improve information extraction from multivariate geophysical data suites. *Exploration Geophysics*, 33: 57-64.

Angelim L. A A.; Vasconcelos A M, Gomes J. R. C, Wanderley A A, Forgiarini L. L.; Medeiros M de F. 2004. Folha SB-24-Jaguaribe. In: Schobbenhaus, C., Gonçalves, J. H., Santos, J. O. S., Abram, M. B., Leão Neto, R., Matos, G. M. M., Vidotti, R. M.; Ramos, M. A. B. (eds.). 2004. Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, SIG. Programa Geologia do Brasil. CPRM, Brasília. CD-ROM.

Angelim L. A. A ., Medeiros V. C.; Nesi, J. R. 2006. Programa Geologia do Brasil – PGB. Projeto Geologia e Recursos Minerais do Estado do Rio Grande do Norte. Mapa Geológico do Estado do Rio Grande do Norte. Escala 1:500.000. CPRM/FAPERN, Recife. 1 mapa color.

Araújo, Mário Neto C. de A, Silva F. C. A da, Jardim de Sá, E. F. J. 1998. Pegmatitos da Faixa Seridó: marcadores da movimentação tardia das transcorrências brasileiras. In: XL Congresso Brasileiro de Geologia, Belo Horizonte, Anais, p 42.

Araújo, Mario Neto C. A, Silva F. C. A. da, Jardim de Sá E. F. J. 2003. Geocronologia Ar40/39Ar de ocorrências auríferas e de Be-Ta-Li do extremo nordeste da Província Borborema: reativação Cambriana seguida de mineralização Cambro-Ordoviciano de

zonas de cisalhamento transcorrentes Neoproterozóicas. In: Simpósio de Geologia do Nordeste. Anais. Boletim, 18. Fortaleza. 20:23.

Archanjo C. J.; Salim J. 1986. Posição estratigráfica da Formação Seridó no contexto estratigráfico regional (RN–PB). In: Simpósio de Geologia do Nordeste, 12:270-281. 1986, João Pessoa. Anais... João Pessoa-PB.

ASD 1994. Analytical Spectral Devices. FieldSpec FR – User Guide, 98 p.

Bacchiegga I, Milet F & Henrique A .R. 1975. Projeto Seridó I. Relatório Final. MME-CNEN-CPRM. Recife. 53 p. (inédito).

BARMP. 1997. *Brazil Airborne Radiometric Mapping Project. Technical report and survey atlas*. A collaboration between Paterson, Grant & Watson Limited (PGW), Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM) and Geological Survey of Canada (GSC), Rio de Janeiro, RJ, 30p. (inédito)

Baumgartner R, Romer R. L, Moritz R, Jardim de Salet, R.; Chiaradia M. 2006a. Columbite-tantalite-bearing granitic pegmatitic from the Serido Belt, northeastern Brazil: genetic constraints from U-Pb dating and Pb isotopes. *Canadian Mineralogy*, 44: 69-86.

Baumgartner, R., Moritz, R., Romer, R, Sallet, R. 2006b. Mineralogy and U-Pb geochronology of beryl and columbo-tantalite pegmatites in the Seridó pegmatite district, northeastern Brazil. *Canadian Mineralogist*. 44: 69-86.

Becegato V. A .;Ferreira F.J. F. 2005. Gamaespectrometria, resistividade elétrica e susceptibilidade magnética de solos agrícolas no noroeste do Estado do Paraná. *Revista Brasileira de Geofísica*, 23: 1-35.

Becegato V. A., Ferreira F. J. F, Cabral J. B. P., Rafaelli Neto, S. L. 2008. Gamma-ray spectrometry sensor and geochemical prospecting in an area of sugar cane plantation.

Brazilian Archives of Biology and Tecnology, 51: 1-10.

Beurlen, H., Soares, D. R., Da Silva, M.R.R., Silva D., 2001. Inclusões fluídas em cristais de quartzo zonados registrando a evolução e origem dos voláteis em magma pegmatítico da Província Pegmatítica da Borborema, Nordeste do Brasil. Estudos Geológicos (UFPE/DEGEO), 11:124-138.

Beurlen, H., Thomas R. Barreto, S. B., Da Silva MRR (2003). Nova ocorrência de ferrowodginita em associação com cassiterita, strüverita e tapiolita na Província Pegmatítica da Borborema, Nordeste do Brasil. Est. Geol. 13: 35-45.

Beurlen, H., Castro, C., Thomas, R., Da Silva, M. R. R, Prado-Borges L. E. 2004. Strüverite and Scandium bearing titanian ixiolite from the Canoas Pegmatite (Acari – Rio grande do Norte) in the Borborema Pegmatitic Province, NE-Brazil. Est. Geol. 14: 20-31.

Beurlen H., Da Silva, M.R. R, Thomas, R. Soares, D.R.; Olivier, P. 2008. Nb-Ta-(Ti-Sn)-Oxide mineral chemistry as tracers of rare-element granitic pegmatite fractionation in the Borborema Province, Northeastern Brazil, Mineralium Deposita, 43(2): 207-228.

Bierwirth, P., Huston, D. Blewett, R. 2002. Hyperspectral mapping of mineral assemblages associated with gold mineralization in the central Pilbara, western Australia. Economic Geology, vol. 97 p. 819-826.

Blum, M. L. B. 1999. Processamento e interpretação de dados de geofísica aérea no Brasil Central e sua aplicação à geologia regional e à prospecção mineral. Tese (Doutorado em Geociências), Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 229p.

Boyle, R.W. 1982. Geochemical prospecting for uranium and thorium deposits. Amsterdam, Elsevier. 498p.

Boardman, J. W. 1998. Post-ATREM polishing of AVIRIS apparent reflectance data using EFFORT: a lesson in accuracy versus precision. In: 7th Annual JPL Airborne Earth Science Workshop, Summaries. JPL Publication 97-21, v. 1, p. 53.

Boardman, J. W.; Kruse, F. A., 1994, Automated spectral analysis—a geologic example using AVIRIS data, north Grapevine Mountains, Nevada: Thematic Conference on Geologic Remote Sensing, 10th, Ann Arbor, Michigan, Environmental Research Institute of Michigan, Proceedings, p. 407–418.

Brando, V. E, Dekker, A .G. 2003. Satellite hyperspectral remote sensing for estimating estuarine and coastal water quality. IEEE – Transactions on Geosciences and Remote Sensing, v. 41, n. 6, p. 1378-1387.

Briggs, I. C. 1974. Machine contouring using minimum curvature. *Geophysics*, 30(1): 39-48.

Brindley, G. W., Kao, Chih-Chun, Harrison, J.L., Lipsicas, M., Raythatha, R. 1986. Relation between structural disorder and other characteristics of kaolinite and dickites. *Clays and Clays Minerals*, 1986. vol. 34. n. 3, 239-249p.

Brisbin, W. C. 1986. Mechanics of pegmatite intrusions. *The American Mineralogist*, 71:644-651.

Brito Neves, B. B de.; Jardim de Santos E. J.; Van Schmus, W. R. 2000. Tectonic history of the Borborema Province Northeastern Brazil. In: International Geological Congress, 31. Tectonic Evolution of South America. U.G. Cordani, E.J. Milani, A. Thomaz Filho, D.A. Campos (Eds.), p. 151-182.

Campos, T. F da C.; Petta, R. A, Pastura, V. da F. da S.; Jardim de Santos, R. A M.;

Santos, A. V. 2008. A contaminação radioativa nas águas subterrâneas pela atividade garimpeira em áreas de radioatividade natural elevada e sua influência na saúde da população humana na região do Seridó, Brasil. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 44: 2000. Curitiba. Anais... Curitiba-PR: 2008. p. 358.

CDM - COMPANHIA DE DESENVOLVIMENTO DE RECURSOS MINERAIS DO ESTADO DO RIO GRANDE DO NORTE. 1989. Projeto cadastramento dos corpos pegmatíticos, mármores e granitos do Rio Grande do Norte. Relatório Final. Natal, CDM-SUDENE, 1989 10 v.

Černý, P. 1991. Fertile granites of Precambrian rare-element pegmatite fields: is geochemistry controlled by tectonics setting or source lithologies? In: I. Haapala and Kondie, K.C. (Editors), Precambrian Granitoids – Petrogenesis, Geochemistry and Metallogeny. Precambrian Research, 51:429-468.

Černý, P., Burt., Donald, M. 1984 Paragenesis, crystallochemical, characteristics, and geochemical evolution of micas in granite pegmatites. In: Micas. Ed. Bailey, S. W. Reviews in Mineralogy, Mineralogical Society of America, Vol. 13, cap. 8, p. 257-298.

Černý, P., Ercit, T. S. 2005. The classification of granitic pegmatites revisited. The Canadian Mineralogist. 43: 2005-2026

Clark , R. N., Roush, T. L. 1984. Reflectance spectroscopy: quantitative analysis techniques for remote-sensing applications. Journal of Geophysical Research, v. 89 n. B7, 6239-6340.

Clark, R. N., G. A. Swayze, A. Gallagher, T. V. V. King, and W. M. Calvin, 1993. The U. S. Geological Survey, Digital Spectral Library: Version 1: 0.2 to 3.0 microns, U.S. Geological Survey, Open File Report 93-592, <http://speclab.cr.usgs.gov>, 1340p.

Clark, R.N., Swayze, G.A., Wise, R., Livo, E., Hoefen, T., Kokaly, R., Sutley, S.J., 2007.

USGS digital spectral library splib06a: U.S. Geological Survey, Digital Data Series 231, <http://speclab.cr.usgs.gov/spectral.lib06>.

Clark, R. N., King, T. V. V., Klejwa, M., Swayze, G. A., Vergo, N. 1990. High spectral resolution reflectance spectroscopy of minerals. *Journal of Geophysical Research*, vol 95. n. B8, 12.653-12.680p.

Clark R. N. 1999. Spectroscopy of rocks and minerals, and principles of spectroscopy. In: Rencz, A.N. (ed.) *Remote Sensing for the Earth Sciences, Manual of Remote Sensing*. Ryerson, R.A., (ed), 3, John Wiley & Sons, Inc., New York: p. 3-58.

Carvalho Junior, O. A., Ribeiro, M. N. Da C., Martins, E. De S., Guimarães, E. M., Meneses, P. R. Guimarães, R. F. 2007. Análise de dados hiperespectrais em mina de manganês laterítico, São João da Aliança (GO). *Revista Brasileira de Geofísica*. v. 25, n.2, 199-212 p.

CPRM 1994. Companhia de Pesquisas de Recursos Minerais. Catálogo geral de produtos e serviços. Geologia. Levantamentos Aerogeofísicos. Base de dados AERO. 2a ed. Rio de Janeiro: Diretoria de Geologia e Recursos Hídricos, 367p.

CPRM 2008. Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais. Base de Metadados Aerogeofísicos. Catálogo de Projetos Aerogeofísicos. Rio de Janeiro: Divisão de Geofísica – DIGEOF. <http://www.cprm.gov.br/aero/1000/aero1000.htm>. Acesso em 05/03/2008.

Crósta, A. P., Moore, J. McM. 1989. Enhancement of Landsat Thematic Mapper imagery for residual soil mapping in SW Minas Gerais State Brazil: A prospecting case history in greenstone belt terrain. *Proceedings of the 7th (ERIM) Thematic Conference: Remote Sensing for Exploration Geology*. Calgary 1173-1187p.

Crósta A. P., Souza Filho C. R. De, 2000. Hyperspectral remote sensing for mineral

mapping: a case study at Alto Paraíso de Góias, Central Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*. 30(3): 551-554.

Crósta A. P., Souza Filho, C. R. de, Azevedo, F., Brodie, C. 2003. Targeting key alteration minerals in epithermal deposits in Patagônia, Argentina, using ASTER imagery and principal component analysis. *International Journal of Remote Sensing*. v. 24. 21: 4233-4240.

Crowley, James K., Vergo, N. 1988. Near-infrared reflectance spectra os mixtures of kaolin-group minerals: use in clay mineral studies. *Clays and Clay Minerals*. 36:310-316.

CSIRO. 2002. Commonwealth Scientific and Industrial Research Organization. MMTG A-List Hyperspectral Data Processing Software. CSIRO, Division of Exploration and Mining, Sydney, Australia. 2002.

CSIRO. 2008. Commonwealth Scientific and Industrial Research Organization. TSG Professional 5.0: Industry Standard Spectral Analysis Software for Geoscientists. CSIRO, Division of Exploration and Mining. Sydney, Australia.

Cunha e Silva, J. 1979. Zoneamento polimetálico da Borborema. Rio de Janeiro. CPRM: 38 p. inédito.

Cudahy, T. J., Hewson, R. D., Huntington, J. F., Quigley, M. A., and Barry, P.S. 2001a. The performance of the satellite-borne Hyperion Hyperspectral VNIR-SWIR imaging system for mineral mapping at Mount Fitton, South Australia. *Proceedings IEEE 2001 International Conference on Geosciences and Remote Sensing*, Sydney 9-13 July.

Cudahy, T. J., Barry, P. S. And Huntington, J. F., 2001b. Evaluation of Hyperion Performance at Australian hyperspectral calibration and validation Sites. Mt. Fitton Validation test site. NAJardim de Sa EO-1 Final Report, *NRA-99-OES-01*. CSIRO Canberra Australia. 109 p.

Dantas E. L., Silva A. M., Almeida T.; Moraes, R. A. V de. 2003. Old geophysical data applied to modern geological mapping problems: a case-study in the Seridó Belt, NE Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 33(2-Suplemento): 65-72.

Dantas, E. L., Hackspacher, P. C., Van Schmus, W. R., Brito Neves, B. B. 1998. Archean accretion in the São José de Campestre massif, Borborema Province, northeastern Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, v 28, p. 221-228,.

Da Silva M. R. R.; Staerk H. 1989. Granitos pegmatíticos férteis na Província Pegmatítica da Borborema. In: Simpósio de Geologia do Nordeste. Atas. Fortaleza. Boletim 11, 13:134-136.

Da Silva, M. R. R. 1982. Petrologia e Geoquímica de Pegmatitos da Região de Picuí – Pedra Lavrada – (PB). Dissertação de Mestrado, UFPE. Recife, 160p.

Da Silva, M. R. R. e Dantas, J. R. A. 1984. A Província Pegmatítica da Borborema - Seridó nos Estados da Paraíba e Rio Grande do Norte. In: Principais depósitos minerais do Nordeste Oriental. DNPM, Série Geologia, n. 24. Seção Geologia Econômica, n. 4. Brasília. p 235-304.

Da Silva M. R. R.; Guimarães I. P. 1992. Caracterização geoquímica da granitogênese brasileira na Província Pegmatítica da Borborema. In: XXXVII Congresso Brasileiro de Geologia. São Paulo, p. 38-40.

Da Silva M. R. R. 1993. Petrographical and geochemical investigations of pegmatites in the Borborema Pegmatitic Province of Northeastern Brazil. Tese de Doutorado. Ludwig-Maximilians-Universität, München, 305 p.

DA Silva M. R. R, Höll R.; Beurlen H. 1995. Borborema Pegmatitic Province: geological and geochemical characteristics. *Journal of South American Earth Science*. 8: 355–364

Darnley A. G., Ford K. L. 1987. Regional airborne gamma-ray survey: a review. In: Proceedings of Exploration '87: Third Decennial International Conference on Geophysical and Geochemical Exploration for Minerals and Groundwater. Geological Survey, Special. Vol. 3, p. 229-240.

Datt B., McVicar T. R., Van Niel T. G., Jupp D. L. B., Pearlman. 2003. Preprocessing EO-1 Hyperion hyperspectral data to support the application of agricultural indexes. IEEE Transactions on Geosciences and Remote Sensing, v. 41, n. 6, p. 1246-1259.

Dickson B. L., Scott K. M. 1997. Interpretation of aerial gamma-ray surveys-adding the geochemical factors. AGSO Journal of Australian Geology and Geophysics, 17(2): 187-200.

Duba D., Williams-Jones A. E. 1983. The application of illite crystallinity, organic matter reflectance and isotopic techniques to mineral exploration: a case study in Southwestern Gaspé, Quebec. Economic Geology, v 78, 1983. pp 1350 – 1363.

Ducart D. F. 2004. Caracterização da alteração hidrotermal associada às ocorrências auríferas de Los Menucos, Argentina, por meio de técnicas de sensoriamento remoto e espectroscopia de reflectância. Dissertação de Mestrado. Universidade Estadual de Campinas, 86 p.

Ducart D. F., Crósta A. P., Souza Filho C. R. 2006. Alteration Mineralogy at the Cerro La Mina Epithermal Prospect, Patagonia, Argentina: Field Mapping, Short-Wave Infrared Spectroscopy, and ASTER Images. Economic Geology, v.101, pp 981-996

Duke E.F. 1994. Near infrared spectra of muscovite, Tschermak substitution, and metamorphic reaction progress: implications for remote sensing. Geology, v. 22, p. 621-624.

Durrance E. M. 1986. Radioactivity in geology. Principles and applications. Ellis Horwood Limited. Chichester London, 440 p.

Ebert H. 1970. The precambrian geology of the Borborema Belt (states of Paraíba and Rio Grande do Norte, northeastern Brazil), and origin of its mineral resources. *Geologische Rundschau*, 59: 1299-1326.

Ercit T. S., Hawthorne F. C. E., Cerny P. 1986. Parabariomicrolite, a new species and structural relationship to the pyroclorite group. *The Canadian Mineralogist*, 24:655-663

Ercit T. S., Hawthorne F. C. E., Cerny P. 1992. The crystal structure of alumotantite in relation to the structures of simpsonite and the (Al, Ga)(Ta, Nb)O₄ compounds. *The Canadian Mineralogist*, 30:652-662.

Farias, C. C. 1976. Mineralogia do “Alto” Boqueirão – Parelhas – RN. Tese de Livre Docência. UFPE. Recife. 75p.

Felde G. W.; Anderson G. P., Cooley T. W., Matthew M. W., Adler-Golden, S. M., Berk, Alexander., Lee, J. 2003. Analysis of Hyperion Data with the FLAASH Atmospheric Correction Algorithm. *Geoscience and Remote Sensing Symposium*, 2003. IGARSS '03. Proceedings. 2003 IEEE International. 90-92.

Ferreira J. A. M.; Albuquerque J. P. T. 1969. Sinopse da geologia da Folha Seridó. SUDENE, Divisão de Geologia, Série Geologia Regional. 18:52 p.

Ferreira C. A. 1997. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Caicó. Folha SB-24-Z-B. Estados da Paraíba e Rio Grande do Norte. Escala 1:250.000. Geologia e metalogênese. Brasília: CPRM, 1997. 152 p. il. 2 mapas

Ferreira C. A. 1998. Programa Levantamentos geológicos básicos do Brasil. Caicó, Folha SB.24-Z-B. Estados da Paraíba e Rio Grande do Norte. Escala 1:250.000.

Brasília. CPRM. 152 p. il 2 mapas.

Ferreira C. A.; Jardim de Santos E. J dos. 2000. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Jaguaribe SE. Folha SC. 24 – Z. Estados do Ceará, Rio Grande do Norte, Paraíba e Pernambuco. Escala 1:500.000. Geologia e metalogênese. Recife: CPRM, 2000. CD-ROM.

Ferreira F. J F.; Portela Filho C. V.; Rosa Filho E. F e Rostirolla S. P. 2005. Conectividade e compartimentação dos sistemas aquíferos Serra Geral e Guarani na região central do Arco de Ponta Grossa (Bacia do Paraná, Brasil). Revista Latino-Americana de Hidrogeologia, 5:61-74.

Ferreira F. J. F, Fruchting A, Guimarães G. B, Alves L. S, Martin V. M. O. M., Ulbricht H. H. G. J. 2009. Levantamentos Gamaespectrométricos em Granitos Diferenciados. II: O Exemplo do Granito Joaquim Murtinho, Complexo Granítico Cunhaporanga, Paraná. Geologia USP, Série Científica, São Paulo, 9(1): 55-72.

Ford, K. L. 2001. Reconnaissance gamma-ray spectrometry studies of the Paleoproterozoic Pilling Group and adjacent Archean basement rocks, central Baffin Island, Nunavut. Geological Survey of Canada Current Research 2001-E4. 21p. <http://dsp-psd.pwgsc.gc.ca/Collection-R/GSC-CGC/M44-2001/M44-2001-E4E.pdf>.

Acesso em 10.10.2009

Galeschuk C., Vanstone, P. 2007. Exploration techniques for rare-element pegmatite in the Bird River Greenstone Belt, Southern Manitoba. In: Proceedings of Exploration 2007. Fifth Decennial International Conference on Mineral Exploration. Ore Deposits and Exploration Techniques. Paper 55, 823-839 p.

Gao B. C.; Montes M. J., Davis C.O., Goetz A.F.H. 2009, Atmospheric correction algorithms for hyperspectral remote sensing data of land and ocean. Remote Sensing of Environment, 113:S17-S24.

Galbraith J. H.; Saunders D. F. 1983. Rock classification by characteristics of aerial gamma-ray measurements. *Journal of Geochemical Exploration*, 18: 49-73.

Galvão L. S., Formaggio A. R., Tisot D. A. 2006. The influence of spectral resolution on discriminating Brazilian sugar cane varieties. *International Journal of Remote Sensing*, v. 27, n. 4. p. 769-777.

Goetz A. F. H, G. Vane, J. E. Solomon B. N. Rock, 1985, Imaging spectrometry for earth remote sensing, *Science*, 7. N. 4704. **228**: 1147-1153.

Green A. A., Berman M., Switzer P., Craig M. D. 1988. A transformation for ordering multispectral data in terms of image quality with implications for noise removal: *IEEE Transactions on Geosciences and Remote Sensing*, v. 26, no. 1, p. 65-74.

Guggenheim S., Bain D. C., Bergaya F., Brigatti M. F., Drits V. A., Eberl D. D., Formoso M. L. L., Galán E., Merriman R. J., Peacor D. R., Stanjek H., Watanabe T. 2006. Report of the association internationale pour l' étude des argiles (AIPEA) Nomenclature Committee for 2001: Order, Disorder and Crystallinity in Phyllosilicates and the use of the Crystallinity Index. *Clays and Clay Minerals*, vol. 50. n.3, 406-409p.

Hackspacher P. C., Sá J. M de. 1984. Critério litoestrutural para diferenciação do embasamento Caicó do Grupo Seridó, RN – Brasil In: Simpósio de Geologia do Nordeste, 11, 1984, Natal. Atas... Natal, SBG, p. 263-277. (Boletim do Núcleo Nordeste da SBG, 9).

Hackspacher, P. C. Van Schmus, W.R., Dantas, E.L. 1990. Um embasamento transamazônico na Província Borborema. XXXVI Congresso Brasileiro de Geologia. Natal, p. 2683-2696.

Haulff P.; Kruse F.; Madrid R.; Fraser S.; Huttington J.; Jones M.; Watters S. 1991. Illite

crystallinity – case histories using X-ray diffraction and reflectance spectroscopy to define ore host environments. In: Eight Thematic Conference on Geologic Remote Sensing. Vol1. 447-458.

Hecker C., Van der Meijde M., van der Werff H., van der Meer F. D. 2008. Assessing the influence of reference spectra on synthetic classification results. IEEE Transaction on Geosciences and Remote Sensing. Vol 46. n 12, 4162-4172.

Heier K. S., Rhodes J. M. 1966. Thorium, Uranium and Potassium concentrations in granites and gneiss of the Rum Jungle Complex, Northern Territory, Australia. Economic Geology. Vol. 61, 563-571.

Heinrich E. Wm. 1978. Mineralogy and structure of lithium pegmatites. Jornal de Mineralogia. Volume Djalma Guimarães. Recife. v. 7, 59-65p.

Herrmann W., Blake M., Doyle M., Huston D., Kamprad J., Merry N., Pontual, S. 2001. Short wavelength infrared (SWIR) spectral analysis of hydrothermal alteration zones associated with base metal sulphide deposits at Rosebery and Western Tharsis, Tasmania and Highway-Reward, Queensland. Economic Geology, vol. 06, 2001 pp 939-955.

Hunt G. R. E.; Salisbury J. W. 1970. Visible and near infrared spectra of minerals and rocks. I. Silicate minerals. Modern Geology, 1, 283-300.

Hunt G. R.; Salisbury J.W.; Lenhoff C.J. 1973. Visible and near infrared spectra of minerals and rocks. VI. Additional silicates. Modern Geology. 4. 85-106.

Hunt, G. R. 1977 Spectral signatures of particulate minerals, in the visible and near-infrared. Geophysics. 42. 501-513.

Hunt G. R. Ashley, R.P. 1979. Spectra of altered rocks in the visible and near-infrared.

Economic Geology. 74. 1613-1629.

Hunt G. R. 1979 Near-infrared (1.3 – 2.4 μm) spectra of alteration minerals – Potential for use in remote sensing. Geophysics, vol. 44, n. 12 p. 1974-1986.

IAEA 2003. International Atomic Energy Agency. Guidelines for radioelement mapping using gamma ray spectrometry data. IAEA-TECDOC-1363. IAEA, Viena, 173 p.

Jardim de Sá E. F.; Salim J. 1980. Reavaliação dos conceitos estratigráficos na região do Seridó (RN-PB). Mineração e Metalurgia, Rio de Janeiro, v., n. 417, p.16-28.

Jardim de Sá E. F, Legrand J. M., McReath I. 1981. “Estratigrafia” de rochas granitóides na região do Seridó (RN-PB) com base em critérios estruturais. Revista Brasileira de Geociências, 11(1): 50 – 57.

Jardim de Sá E. F. J. 1982. Evolução tectônica da região do Seridó: Síntese preliminar, problemas e implicações. Departamento de Geologia. CCE-UFRN. Natal. RN. Boletim 5. p 1-17.

Jardim de Sá E. F. J. 1984. Geologia da região do Seridó: reavaliação de dados. In: Simpósio de Geologia do Nordeste, 11: Natal. Atas... Natal:SBG, p.278-296.

Jardim de Sá E. F. J. ; Legrand J. M. ; Galindo A. C. ; Hackspacher, P. C. Granitogênese brasileira no Seridó: o Maciço de Acari (RN). Revista Brasileira de Geociências, v. 16, p. 95-105, 1986.

Jardim de Sá E. F. J.; Hollanda M. H. B. M. de (1993). Mapa estrutural dos granitóides brasileiros na Faixa Seridó. In: Simpósio de Geologia do Nordeste. Atas. Natal 15:367 – 369.

Jardim de Sá E. F. J. 1994. A Faixa Seridó (Província Borborema NE do Brasil) e o seu

significado geodinâmico na Cadeia Brasileiro/Pan-Africana. Brasília, 803p. Tese (Doutorado em Geociências), Instituto de Geociências, Universidade de Brasília.

Johnston Jr. W. D. 1945. Os pegmatitos berilo-tantalíferos da Paraíba e Rio Grande do Norte, no Nordeste do Brasil. Rio de Janeiro, DNPM-DFPM, 85 p. (Boletim 72).

Jones S, Herrmann W, Gemmell, J,B, 2005. Short wavelength infrared spectral characteristics of the HW Horizon: implications for exploration in the Myra Falls volcanic hosted massive sulfide camp, Vancouver Island, B.C. Canada. *Econ. Geol.* 100:273–294

Kileen Pg. 1979. Gamma ray spectrometric methods in uranium exploration – application and interpretation. In: *Geophysics and Geochemistry in the Search for Metallic Ores*. Geological Survey of Canada, Economic Geology Report , 31:163-229.

King T. V. V., Clark R. N. 1989. Spectral characteristics of chlorites and Mg-serpentine using high-resolution reflectance spectroscopy. *Journal of Geophysical Research*, vol. 90, nºB10, 13.997-14.008 p.

Kruse F. A., A. B. Lefkoff J. B. Boardman K. B. Heidebrecht, A. T. Shapiro, P. J. Barloon, and A. F. H. Goetz. 1993. The Spectral Image Processing System (SIPS) - Interactive Visualization and Analysis of Imaging spectrometer Data. *Remote Sensing of the Environment*, v. 44, p. 145-163.

Kruse F. A. 1997. Regional geologic mapping along the Colorado front range from ft Collins to Denver using the airborne visible/infrared imaging spectrometer (AVIRIS). In: *Twelfth International Conference and Workshops on Applied Geologic Remote Sensing*. Denver. 1997. 17-19.

Kruse F. A ., Boardman J. W., Huntington J. F. 2003. Comparison of airborne hyperspectral data and EO-1 Hyperion for mineral mapping. *IEEE Transaction on*

Geosciences and Remote Sensing, v. 41, n.6, p. 1388-1400.

Kruse F. A., Hauff P. L. 1991. Identification of illite plytype zoning in disseminated gold deposits using reflectance spectroscopy and X-rays diffraction – potential for mapping with imaging spectrometers. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing. Vol 29, n. 1, p 101-103.

Landes K. K. 1933. Origin and classification of pegmatites. The American Mineralogist, v. 18, nº2, 33-56 p., 95-103 p.

LASA. 1974. Levantamento aerogeofísico - Magnetometria e Cintilometria com discriminação de energia. Projeto Seridó, Relatório Final. CPRM/DNPM/CNEN. Recife. n. Paginado (inédito).

Legrand J. M.; França V. M. Q. 1989. Implicação geotectônica do metamorfismo Brasileiro da Faixa Seridó (RN) e suas relações com os granitóides brasileiros intrusivos. In: Simpósio de Geologia do Nordeste. Atas. 13:233 – 237.

Legrand J. M, Melo Jr. G, Archanjo C. J, Salim J, Souza L. C de, Maia H.N. 1993. Mineralizações da Faixa Seridó: um processo hidrotermal do fenômeno tectono-magmático brasileiro. In: Simpósio de Geologia do Nordeste. Atas. Natal. 15:185-187.

Leite P. R. B.; Lins C. A .C. 2008. Geoquímica de sedimento de corrente da Folha Jardim do Seridó, Província Borborema, Nordeste do Brasil. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 44: Curitiba. Anais... SBG. Curitiba-PR, p. 213.

Lima E. S. 1987. Evolução termo-barométrica das rochas metapelíticas da região do Seridó, Nordeste Brasileiro. Revista Brasileira de Geociências, 17(3): 315-323.

Lima E. A M, Torres A. G, Wanderley A .A, Brito A L. F, Vieira A. T, Pereira A C. S, Medina A .J. M., Barbosa A J.; Vasconcelos A M.; Aguiar C. B. J.; Jaeger C. R.S.; Amaral S. A,

Sato E. Y.; Silva E. H. R. O; Fortes F. P.; Benevides H. C.; Leite J. F.; Moraes J. F. S.; Rigeiro J. A; Nesi J. R.; Angelim L. A .A .; Calheiros M. E. V. 1980. Projeto Scheelita do Seridó. Relatório Final. Recife: DNPM/CPRM. 1980. V. 1-5, 1284p.

Lima V. de S.; Souza Filho C. R. 2002. Assinaturas espectrais de gossans associados à mineralizações de PB-ZN: um estudo baseado em dados dos sensores TM e ASTER. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 41, Anais. João Pessoa: SBG, p. 161.

Loughlin, W. 1991. Principal component analysis for alteration mapping. Photogrammetric Engineering and Remote Sensing, 57, 1163-1169.

Luiz-Silva, W. 2000. Mineralizações auríferas em veios de quartzo na Faixa Seridó, NE do Brasil: Exemplo de depósitos de ouro de fáceis anfibolito em faixa móvel proterozóica. Tese de Doutorado. UNESP. Rio Claro, 2v. 153 p.

Luz A. B. da, Damasceno, E. C. 1993. Caulim: um mineral industrial importante. Rio de Janeiro: CETEM/CNPQ. Série Tecnologia Mineral, nº6 5, 29p.

Maia H. N, Legrand J. M, SÁ J. M, De Souza L. C, Da Silva E. B. S & Rocha, T. D da. 2006. Geologia da Folha Jardim do Seridó (SB.24-Z-B-V). Escala 1:100.000. Relatório técnico final. Recife: UFRN-CPRM, 2006. 155p. il. Programa Geologia do Brasil. A Retomada dos Levantamentos Geológicos Básicos. (inédito)

Mackin S., 2002, SIMIS-FeatureSearch 1.6. Spectrometer Independent Mineral Identification Software—user manual and tutorial: England, SIMIS Solutions S.L., 90 p

Malanca A, Pessina V.; Dallara G. 1993. Assessment of the natural radioactivity in the Brazilian State of Rio Grande do Norte. Health Physics Society, 65(3): 298-302.

Masinter, R. A.; Lyon, R. J.P. 1991. Spectroscopic confirmation of increasing illite ordering with hydrothermal alteration of argillaceous ore in the gold bar mine Eureka,

CO. Nevada. In: Eighth Thematic Conference on Geologic remote Sensing, Denver. Colorado, Usa. p. 563 571.

Maurice Y. T.; Charbonneau B W. 1987. U and TH concentration process in canadian granitoides, their detection by airborne gamma ray spectrometry and their relationship to granophile mineralization. *Revista Brasileira de Geociências*, 17(4): 644-646.

Mello A A de.; Mello Z. F de. 1974. Metamorphic zoning in the Seridó region Northeastern Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 4(1): 1-14.

Meneses P. R.; Netto, M. S. J., Moraes, L. M. E., Ponzoni, J. F., Junior, F. G. L., Galvão, S. L. (Eds) 2001. Sensoriamento Remoto, reflectância de alvos naturais. 1 ed., 262 pp.

Miligan P. R.; Gunn P. J. 1997. Enhancement and presentation of airborne geophysical data. *AGSO Journal of Australian Geology & Geophysics*, 17(2): 63-75.

Minty B. R. S. 1997. Fundamentals of airborne gamma-ray spectrometry *AGSO Journal of Australian Geology & Geophysics*, 17(2): 39-50.

Moraes J. F. S de. 1999, Projeto gemas do estado do Rio Grande do Norte. Recife: CPRM, 1999. 72 p. 1 MAPA.

Murdoch J. 1958. Phosphates minerals of the Borborema pegmatites: II – Boqueirão. *American Mineralogist*, 43:1148-1156.

Nesi J. de R.; Carvalho V. G. D. de 1999. Minerais Industriais do Estado do Rio Grande do Norte. Recife: CPRM, 1999. 156p. il. 1 mapa in bolso.

Oliveira R. G.; Santos E. J.; Da Silva Jr. J. M.; Lins C. A C. 2001. Magnetic, gravity and gamma-ray spectrometry responses of tectonostratigraphic terranes in the Jaguaribe-SE sheet (SB24Z), Northeastern Brazil. In: International Congress of Brazilian Geophysical

Society, 2001. Salvador. Integration Studies: Case Histories, 2001. p. 497-500. CD-ROM.

Oliveira R. G. 2008. Arcabouço geofísico, isostasia e causas do magmatismo Cenozóico da Província Borborema e de sua margem continental (Nordeste do Brasil). Tese (Doutoramento em Geofísica e Geodinâmica) Universidade Federal do Rio Grande do Norte. Natal, RN Brasil. 411 p.

Pascholati E. M.; Da Silva C.L.; Costa, S. dos S.; Osako, L. S.; Amaral, G.; Rodriguez, I. P. 2003. Novas ocorrências de urânio na região de Lagoa Real, a partir da superposição de dados geofísicos, geológicos e de sensoriamento remoto. Revista Brasileira de Geociências, 33(2-Suplemento): 91-98.

Pires, A C. B. 1995. Identificação geofísica de áreas de alteração hidrotermal, Crixás-Guarinos Goiás. Revista Brasileira de Geociências, 25(1): 61-68.

Pontual S.; Merry, N.; Gamson P. 1997. Spectral interpretation field manual, G-MEX. Ed: AusSpec International Pty. Ltda. vol 1, 169 p.

Portnov A. M. 1987. Specialization of rocks toward potassium and thorium in relation to mineralization. International Geological Review, 29: 326-344.

Post, J. L.; Noble, P. N.; 1993. The near-infrared combination band frequencies of dioctahedral smectites, micas and illites. Clays and Clays Minerals, vol 41. n. 6, 639-644.

Pough, F. H. 1945. Simpsonite and the northern brazilian pegmatite region. Bull. of the Geological Society of America. vo. 56 pp 505-514.

Rolff P. A.M. A. 1946. Minerais dos pegmatitos da Borborema. Rio de Janeiro. DNPM/DFPM, Bo1etim 78: 24-76.

Roy, P. L.; Dottin, O., Madon, H. L. 1964. Estudo dos pegmatitos do Rio Grande do Norte e da Paraíba. SUDENE. Série Geologia Econômica, n. 1 Recife. 124p.

Rossman G.R., Fritsch E., Shigley J.E. 1991. Origin of color in cuprian elbaite from São José da Batalha, Paraíba Brazil. *American Mineralogist*, v. 76. 1479-1484.

Rowan L. C. e Mars J. C. 2003, Lithologic mapping in the Mountain Pass, California area using ASTER data. *Remote Sensing of Environment*, 84 (3): 350-366

Rowan L. C., Goetz A E. H., Ashley R. P. 1977. Discrimination of hydrothermally altered and unaltered rocks in visible and near-infrared with multispectral images. *Geophysics*. v.42, n.3, p. 522-535.

RSI 2008. Environment for Visualizing Images – ENVI, Version 4.5. The Remote Sensing Platform of Choice. ITT Industries, Inc.

Sabine, C., 1999, Remote Sensing Strategies for Mineral Exploration. In: Rencz, A.N. (ed.) *Remote Sensing for the Earth Sciences - Manual of Remote Sensing*, 3rd ed., v. 3. John Wiley/ASPRS, 706 p.

Santos E. J. e Brito Neves B. B. de . 1984. Província Borborema. In: *O Pré-cambriano do Brasil*. São Paulo: Edgard Blucher, 1984. 123-187p.

Santos E J, Ferreira C A & DA Silva Jr. J M. 2002. Geologia e Recursos Minerais do Estado da Paraíba. Recife; CPRM, 2002. 142 p. il. 2 mapas. Escala 1:500.000

Santos E J, Van Schmus WR, Brito Neves B B, Oliveira RG & Medeiros V. 1999. Terranes and their boundaries in the Proterozoic Borborema Province, NE Brazil. In: SBG, *Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos*, 7, Lençóis, Bahia. Anais... Lençóis/BA, SBG. 1999. p. 121-124.

Saunders D F, Ray Burson K, Branch J F, Thompson, C K. 1993. Relation of thorium-normalized surface and aerial radiometric data to subsurface petroleum accumulations. *Geophysics*, 58(10): 1417-1427.

Senna J.A. 2008. Caracterização Espectro-Mineralógica e Aspectos sobre a Gênese de Matérias-Primas Cerâmicas Clássicas do Brasil: Estudos de Caso em Depósitos de Pirofillita, Talco e Caulinita. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Unicamp, Campinas, 211 p.

Senna J. A.; Souza Filho C. R., Angêlica R.S. 2008. Characterization of Clays Used in the Ceramic Manufacturing Industry by Reflectance Spectroscopy: An Experiment in the São Simão Ball-Clay Deposit, Brazil. *Applied Clay Science*, 41(1-2):85-98.

Scheid C.; Munis, M. de B. 1976. Projeto Cadastramento dos Recursos Minerais Não Metálicos do Estado da Paraíba: Relatório Final -Texto. Recife: CPRM, 1976.5v.

Schowengerdt R A . 1983. Techniques for image processing and classification in remote sensing. New York. N.Y, Academic 249p.

Schuckmann W. K.; Gopinath, T. R. 1989. Modelo de ocorrência e gênese de caulim primário nos pegmatitos de Junco de Seridó, Paraíba. In: Simpósio de Geologia do Nordeste. Anais. 13:52–54.

Scorza E. P. 1944. Província Pegmatítica da Borborema (Nordeste do Brasil). MA, DNPM, DGM. RJ. 58 p. (Boletim 112).

Shives R.B. K, Charbonneau B.W. & Ford K.L. 2000. The detection of potassic alteration by gamma-ray spectrometry — Recognition of alteration related to mineralization. *Geophysics*, 65(6): 2001-2011.

Silva S. M. P., Crósta A. P., Souza Filho C. R. 2006. Sensores remotos orbitais no mapeamento lito-mineralógico e de zonas de alteração hidrotermal associadas a granitos pegmatóides e pegmatitos da Província Pegmatítica da Borborema Seridó. In: Congresso Brasileiro de Geologia, XLIII, Anais. Aracaju, ST17-P-727, p. 348.

Soares D. R. 1998. Estudo mineralógico e gemológico das turmalinas do pegmatito do Quintos – Parelhas, RN. Dissertação de Mestrado. UFPE, 99 p.

Soares D. R. 2003. Contribuição à petrologia de pegmatitos mineralizados em elementos raros e elbaítas gemológicas da Província Pegmatítica da Borborema, Nordeste do Brasil. Tese de Doutorado. UFPE. 155p.

Soares D. R. Beurlen H., Ferreira A . C. M., Da Silva M. R. R. 2007. Chemical composition of gahnite and degree of pegmatitic fractionation in the Borborema Pegmatitic Province, northeastern Brazil. *An. Acad. Bras. Ciênc.*, `9onlin)., vol.79, no.3, p.395-404.

Souza Filho C. R.; Crósta A. P. 1998 Spectro-Mineral and Lithologic Mapping Using Field Spectroscopy and its Usefulness as an Exploration Tool – Undergoing Research in the “Laboratório de Espectroscopia de Reflectância (LER) at the University of Campinas. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 40. Belo Horizonte, Anais, p.270

Souza Filho C. R., Tapiá, C, H., Crósta, A P., Xavier, R. P. 2003. Infrared spectroscopy and ASTER imagery analysis of hydrothermal alteration zones at the Quellaveco Porphyry-copper deposit, Southern Peru. Anchorage. ASPRS Annual Conference. Proceedings. 12p.

Souza Filho, O . A . de. 2008. Dados aerogeofísicos e geológicos aplicados à seleção de áreas favoráveis para água subterrânea no domínio cristalino do Ceará, Tese (Doutorado em Geociências), Instituto de Geociências, Universidade Estadual de

Campinas, Unicamp. Campinas. 172p.

Środoń J.; Eberl D. D. 1984. Illite. In: Micas. Reviews in Mineralogy. Ed. Bailey. S. W. vol 13. Mineralogical Society of America. p. 495-539.

Teixeira A de A; Silva A M, Pires A C. B, Moraes R. A V. de.; Souza Filho, C. R. de. 2006. Integração e Análise de dados aerogeofísicos por meio da aplicação de técnicas de processamento digital de imagens e classificação não supervisionada: o exemplo do Greenstone Belt Rio da Velhas, Quadrilátero Ferrífero, MG. Revista Brasileira de Geofísica, 24(4): 559-572.

Thompson A.J. B., Hauff P. L., Robitaille A. J., 1999, Alteration mapping in exploration—application of short-wave infrared (SWIR) spectroscopy: Society of Economic Geologists Newsletter 39, p. 1, 16–27.

Torres H. H. F., Andrade V. A. 1975. Projeto Jardim do Seridó. CPRM/CNEN. 2 vols.

Ulbricht H. H. G. J, Ulbricht M. N. C, Ferreira F. J. F, Alves L. S.; Guimarães, G.B.; Fruchting, A. 2009. Levantamentos Gamaespectrométricos em Granitos Diferenciados. I: Revisão da Metodologia e do Comportamento Geoquímico dos Elementos K, Th e U. Geologia USP, Série Científica, São Paulo, 9(1): 33-53.

Ungar S. G., Pearlmann J. S., Mendenhall J. A., Euter, D. 2003. Overview of the Earth Observing One (EO-1) Mission. IEEE Transactions on Geosciences and Remote Sensing, vol. 41, n. 6, p.1149-1159.

Van Schmus W. R, Brito Neves B. B, Williams I. S, Hackspacher P. C, Fetter A. H, Dantas, E.L.; Babinski M. 2003. The Seridó Group of NE Brazil, a late Neoproterozoic pre- to syn- collisional basin in west Gondwana: insights from SHRIMP U-Pb detrital zircon ages and Sm-Nd crustal residence (TDM) ages. Precambrian Research, 127(4):287-327.

Webb P. C, Thompson M, Potts P. J, Watson J. S.; Kriete C. 2008. GeoPT23 – An international proficiency test for analytical geochemistry laboratories – report on round 23. (Separation Lake pegmatite, OU-9) and 23A (manganese nodule, FeMn-1) / September 2008. GeoPT23/23A Report.

Wegner, R.; Oliveira, M. L.; Schuckmann, W.; Karfunkel, J.; Chaves, M. L. S. C. 1998. Paragêneses mineralógicas singulares no pegmatito Alto Serra Branca, Jardim de Santo Antônio do Seridó, Paraíba. In: XL Congresso Brasileiro de Geologia. Belo Horizonte. Anais. p 294.

Wilford J. R, Bierwith P. N., Craig M. A. 1997. Application of airborne gamma-ray spectrometry in soil/regolith mapping and applied geomorphology. AGSO Journal of Australian Geology and Geophysics, 17(2): 201-216.

Wilson, R. I., Santos, H de S., Santos, P. De Souza. 1998. Caulins brasileiros – Alguns aspectos da geologia e mineralogia. Cerâmica. Vol. 44. 287-288. São Paulo.

Zhang G., Wasyliuk K., Pan, Y. 2001. The characterization and quantitative analysis of clay minerals in the Athabasca Basin, Saskatchewan: application of short wave infrared reflectance spectroscopy. The Canadian Mineralogist, vol. 39, p. 1347-1363.