

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS
ÁREA DE CONCENTRAÇÃO: GEOQUÍMICA**

**INTEGRAÇÃO DE DADOS GEOLÓGICOS, DE SENSORIAMENTO REMOTO,
ESPECTRORRADIOMÉTRICOS E GEOFÍSICOS APLICADA À
PROSPECÇÃO DE DEPÓSITOS FILONEANOS DE FLUORITA
HIDROTHERMAL NO SUDESTE DE SANTA CATARINA**

VOLUME I

ROSEMARY HOFF

ORIENTADOR:

Prof. Dr. Artur Cezar Bastos Neto (Instituto de Geociências)

CO-ORIENTADORA:

Profa. Dra. Sílvia Beatriz Alves Rolim (Instituto de Geociências)

COMISSÃO EXAMINADORA:

Prof. Dr. Luis Henrique Ronchi (UNISINOS)

Prof. Dr. José Leonardo Andriotti (CPRM)

Prof. Dr. Nelson Amoretti Lisboa (Instituto de Geociências)

Tese de Doutorado apresentada como requisito para obtenção do
Título de Doutor em Geociências

Porto Alegre, março de 2002.

Hoff, Rosemary

Integração de dados geológicos, de sensoriamento remoto, espectrorradiométricos e geofísicos aplicada à prospecção de depósitos filoneanos de fluorita hidrotermal no sudeste de Santa Catarina. / Rosemary Hoff – Porto Alegre: UFRGS, 2002.

2v. il.

Tese (Doutorado) - Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Instituto de Geociências. Programa de Pós-graduação em Geociências. Porto Alegre, RS – BR, 2002.

1. Integração de Dados. 2. Sensoriamento Remoto Geológico. 3. Geofísica Aplicada à Prospecção. 4. Espectrorradiometria. 5. Alteração Hidrotermal. 6. Distrito Fluorítico de Santa Catarina. I. Título.

Catálogo na Publicação

Biblioteca do Instituto de Geociências – UFRGS

Renata Cristina Grün CRB10/1113

À Mariazinha, minha mãe.

“Sábio é o homem que chega a ter consciência da sua ignorância”.

Apparício Torelly, "Barão de Itararé".

AGRADECIMENTOS

Ao meu orientador Prof. Dr. Artur Cezar Bastos Neto, pela aceitação em orientar este projeto. Pela sua inestimável contribuição, principalmente no que diz respeito ao conhecimento geológico da área estudada, o que enriqueceu muito as discussões. Pelo apoio e pela amizade.

À minha co-orientadora Prof. Dra. Sílvia Beatriz Alves Rolim, pela contribuição e pelos ensinamentos na área de geofísica, e pela sua amizade.

Aos Professores Dr. Nelson Amoretti Lisboa, Dr. Luiz Henrique Ronchi e Dr. José Leonardo Andriotti que me deram a honra de examinar este trabalho.

Aos professores do Instituto de Geociências, Dr. Nelson Amoretti Lisboa, Dr. Antônio Flávio Uberti Costa e Dr. Lauro Valentim Stoll Nardi, pelas críticas e sugestões oferecidas no exame de qualificação que foram extremamente úteis para o prosseguimento do trabalho.

Ao Geólogo Clovis Norberto Savi e ao Eng. de Minas Altair Flamarion Klippel da Mineração Floral Ltda, de Morro da Fumaça, SC, pela cedência de dados e apoio aos trabalhos de campo.

Ao Prof. Dr. Carlos Roberto de Souza Filho do Laboratório de Espectroscopia de Reflectância da Universidade Estadual de Campinas – LER/UNICAMP.

Ao coordenador do Programa de Pós-Graduação em Geociências, Prof. Dr. Evandro Fernandes de Lima e sua valorosa equipe da Secretaria do CPGGEO, Roberto, Hugo e Carlos por todo o apoio que deram a este trabalho. Especialmente ao Chinês pela cedência de espaço na geladeira.

Ao Instituto de Geociências, pela infra-estrutura para realização das atividades da tese, e seus laboratórios, principalmente o Laboratório de Geoprocessamento do Departamento de Geodésia. Ao geólogo Edson Thadeu Pacheco, responsável pelo Laboratório de Processamento Mineral – LAPROM/UFRGS, pelo apoio na preparação das amostras. Ao Prof. Dr. Antônio Pedro Viero, pelo auxílio no programa de geologia estrutural.

À equipe de vigilância e segurança do Campus do Vale, pelo apoio nas noites, madrugadas e dias desertos.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e tecnológico – CNPq pela bolsa de doutoramento.

À Companhia de Pesquisas de Recursos Minerais, pela cedência dos dados aerogeofísicos, na pessoa da Geóloga Maria Laura, SUREG Rio de Janeiro, bem como aos colegas da SUREG Porto Alegre.

À Companhia Riograndense de Mineração - CRM, na pessoa dos Diretores José Alcides Fonseca Ferreira, Luciano Teodoro Marques e Arno Bona, pela concessão do tempo, apoio e amizade neste final de tese.

Aos colegas da “Equipe do Artur”, Andréa Jelinek, Flávio França Nunes da Rocha, Clarissa Lovato Melo e Ricardo Marquezan, pelo companheirismo e discussões. Especialmente aos bolsistas de iniciação científica Maurício Prado, pela inestimável apoio na execução das figuras e ao Marcelo Schwarz e ao

Michel Marques Godoy, pela ajuda no final do trabalho. Sem esquecer o Ricardo Brasil e Maicol da Rosa, que participaram da primeira metade do trabalho.

Ao Artur e ao Flávio pelo apoio, paciência e dedicação nos momentos finais dos ensaios para apresentação da tese, quando eles perderam algumas madrugadas.

À equipe da SULSOFT, pelo apoio técnico no ENVI, da parte do Sr. Michael Steinmayer e Acad. de Engenharia Cartográfica (UFRGS) Carlos Aloísio.

Aos colegas do curso de pós-graduação pela amizade nesta jornada. Aos amigos em geral, por desculpar minha ausência.

Aos meus familiares, minha mãe Maria, filho Fábio, mano Luiz, Claudete, sobrinhos Bárbara, Leozinho e Arthurzinho, pelo incentivo e pela compreensão pela minha falta de tempo. Ao meu velho pai, José Leopoldo Hoff “in memoriam”, pelo incentivo e apoio.

Integração de dados geológicos, de sensoriamento remoto, espectrorradiométricos e geofísicos aplicada à prospecção de depósitos filoneanos de fluorita hidrotermal no sudeste de Santa Catarina

Autor: Rosemary Hoff
Orientador: Artur Cezar Bastos Neto
Co-orientadora: Sílvia Beatriz Alves Rolim

RESUMO

Os processamentos de imagens orbitais efetuados através de técnicas de sensoriamento remoto geraram informações qualitativas de natureza textural (morfo-estruturas). Estas permitiram (1) o reconhecimento de áreas com diferentes padrões estruturais tendo diferentes potencialidades para a prospecção de fluorita, (2) a identificação de novos lineamentos estruturais potencialmente favoráveis à mineralização e (3) evidenciaram prolongamentos extensos para as principais estruturas mineralizadas, (4) às quais se associam um grande número de estruturas, antes desconhecidas, com grande potencial prospectivo. O aprimoramento de técnicas de classificação digital sobre produtos de razões de bandas e análise por componentes principais permitiu identificar a alteração hidrotermal associada às estruturas, incorporando novos critérios para a prospecção de fluorita. Buscando-se quantificar os dados de alteração hidrotermal, foi efetuada a análise espectrorradiométrica das rochas do distrito fluorítico. Integrando estas informações com dados TM LANDSAT 5, em nível de reflectância, obteve-se a classificação espectral das imagens orbitais, o que permitiu a identificação de estruturas menores com um detalhe nunca antes obtido. Os processamentos de dados aerogeofísicos forneceram resultados sobre estruturas (magnetometria) e corpos graníticos afetados por alteração hidrotermal (aerogamaespectrometria). Estes produtos foram integrados com dados TM LANDSAT 5 associando o atributo textural da imagem orbital ao comportamento radiométrico das rochas. Diagnosticou-se o lineamento Grão-Pará como o principal prospecto do distrito. E levantaram-se uma série de dados sobre a compartimentação tectônica da região, a zonação de fácies das rochas graníticas (rocha fonte do flúor) e as alterações hidrotermais associadas ao magmatismo granítico. Isto permitiu a compreensão da distribuição regional dos depósitos de fluorita, adicionando-se um novo critério à prospecção de fluorita, a relação espacial entre a mineralização e a rocha fonte de F. Esta última corresponde à fácies granítica da borda do Maciço Pedras Grandes.

Geological, remote sensing, spectroradiometric and geophysical data integration applied for hydrothermal fluorite veins prospection in southeast Santa Catarina State, Brazil.

Author: Rosemary Hoff
Advisor: Artur Cezar Bastos Neto
Co-advisor: Sílvia Beatriz Alves Rolim

ABSTRACT

Digital image processing in orbital images by remote sensing techniques generated qualitative textural information (morph structures). These allowed (1) the recognition of areas in different structural patterns with different fluorite search potentialities, (2) identification new structures potentially fluor-bearing and (3) evidence of extensive increase from the principal mineralized structures, (4) It's associated a great number of structures, before ignored, that have great prospective potential. The accuracy of techniques of digital classification on products of ratio analysis by principal components showed the alteration associated to the structures, incorporating new criteria for the fluorite search. Searching for quantify the alteration; the spectral analysis of the rocks in fluor district was employed. Integrating reflectance information with TM LANDSAT 5 data, obtained the classification of the orbital images, identifying smaller structures in detail. Geophysical data processing supplied results on structures (magnetometric) and granites alteration affected (aerogamaspectrometric). These products were integrated with TM LANDSAT 5 data, associating textural attribute in orbital image to radiometric behavior of the rocks. The Grão-Pará lineament was diagnosed as the principal into district. Tectonic blocking data, facies zonation in granites (F source rock) and alteration associated to the granite magmatism. This allowed to understanding regional distribution of the fluorite deposits, and defined new criteria to fluorite prospecting, spatial relationship by mineralization and rock source of fluor. This one is the external granitic facies of Pedras Grandes Massif.

SUMÁRIO

VOLUME I

Agradecimentos	iii
Resumo	v
Abstract	vi
Lista de Tabelas	xiii
Lista de abreviaturas e símbolos	xvi

CAPÍTULO I: INTRODUÇÃO

	1
1. Apresentação do trabalho	2
2. Objetivos	2
3. Justificativa	3

CAPÍTULO II: REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

	5
1. Geologia Regional	6
1.1. Faixa Granito-Gnáissica Santa Rosa de Lima/Tijucas	7
1.2. Granitos Brasileiros	7
1.3. Grupo Itajaí	9
1.4. Rochas Sedimentares	10
1.5. Formação Serra Geral	10
1.6. Maciço Alcalino de Anitápolis	11
1.7. Geologia Estrutural	11
2. Mineralizações de Fluorita	13
3. Alteração Hidrotermal no DFSC	16
3.1. Alterações hidrotermais na Mina Rio dos Bugres (Flores, 1998)	17
3.2. Alterações Hidrotermais na Mina 2 (Bastos Neto, 1997)	20
4. Trabalhos no DFSC em sensoriamento remoto e geofísica	23
5. Trabalhos de integração de dados de sensoriamento remoto, geofísicos e espectrorradiométricos para prospecção mineral	24

CAPÍTULO III: METODOLOGIA

	26
1. Sensoriamento remoto	30
1.1. Fundamentos teóricos	30
1.2. Técnicas utilizadas	32
2. Geofísica	38
2.1 Fundamentos teóricos	38

2.1.1 Aeromagnetometria	39
2.1.2 Aerogamaespectrometria	41
2.2 Técnicas utilizadas	43
3. Espectrorradiometria	49
3.1 Fundamentos teóricos	49
3.2 Técnicas utilizadas	52
4. Integração de dados	54
4.1 Fundamentos teóricos	54
4.2 Técnicas utilizadas	56
CAPÍTULO IV: RESULTADOS	
1. Sensoriamento remoto	61
1.1. Dados estatísticos das imagens TM	61
1.2. Realce de contraste	61
1.3. Composições coloridas	62
1.4. Filtragens	65
1.5. Operações aritméticas	68
1.5.1. Razões entre bandas	68
1.5.2. Reclassificação	70
1.6. Transformação IHS	72
1.7. Análise por componentes principais	73
1.7.1. APC (bandas 1 – 2 – 3 – 4 – 5 – 7)	73
1.7.2. Imagem Hidroxila – H – APC (bandas 1-4-5-7)	76
1.7.3. Imagem Óxido de Ferro – F - APC (bandas 1-3-4-5)	77
1.7.4. Composição colorida	78
1.7.5. Reclassificação da composição colorida	80
1.7.6. Classificação de Imagem Considerando Critérios de Campo	80
1.8 Integração das filtragens com a imagem H-F reclassificada	81
2. Espectrorradiometria	84
2.1 Amostragem	84
2.2 Análise de espectros	84
2.3 Classificação espectral – integração dados TM LANDSAT 5	86
2.4 Análise por componentes principais dos dados de reflectância	87
3. Aeromagnetometria	87
3.1 Campo magnético residual	87
3.2. Redução ao pólo	88

3.3 Primeira derivada vertical	88
3.4 Sinal analítico	89
3.5 Integração com dados obtidos pela filtragem direcional no TM	89
3.6. Arcabouço Geológico do DFSC	89
3.7 Implicações para a Prospecção de Fluorita	92
4. Aerogamaespectrometria	94
4.1 Contagem Total	94
4.2 Canais Urânio, Tório e Potássio	94
4.3. Fator F	95
4.4 Arcabouço Geológico do DFSC	95
4.5. Alteração Hidrotermal	97
4.6 Implicações para a Prospecção de Fluorita	98
CAPÍTULO V: DISCUSSÕES FINAIS, CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES	99
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	104

VOLUME II

Agradecimentos	iii
Resumo	v
Abstract	vi
Figura II.1: Mapa da margem continental da porção sul do Brasil, destacando DFSC (segundo Bastos Neto, 1997).	1
Figura II.2. Esboço geotectônico do estado de Santa Catarina, modificado de DNPM (1986).	2
Figura II.3: Mapa geológico do DFSC (segundo Morgental, 1983).	3
Figura II. 4. Mapa geológico do DFSC, modificado de Silva e Leites (2000).	4
Figura II.5. Esboço estrutural do Lineamento Canela Grande (Bastos Neto, 1990).	5
Figura II. 6. Esboço geológico do subdistrito Segunda Linha Torrens (modificado de Bastos Neto, 1990).	6
Figura II.7. Perfil esquemático do filão de fluorita da Mina 2 (segundo Savi, 1980).	7
Figura II.8. Fotografias de filão de fluorita.	8
Figura II. 9. Distribuição dos componentes mineralógicos nas vênulas da primeira geração dos granitóides encaixantes da Jazida Rio dos Bugres (segundo Flores, 1998).	9
Figura II. 10. Representação dos diagramas MR^3 $2R^3$ $3R^2$ e $M^+ -4S$, R^2 dos minerais resultantes da alteração do plagioclásio e da biotita respectivamente (segundo Flores, 1998).	10
Figura II.11. Distribuição dos epidotos nos diversos tipos de granitos da Jazida Rio dos Bugres (segundo Flores, 1998).	10
Figura II. 12. A) Minerais resultantes da alteração do plagioclásio e biotita. B) Dados analíticos da nontronita, biotita e clorita. C) Filossilicatos de um tonalito alterado por soluções relativas às mineralizações de fluorita (modificado de Flores, 1998).	11
Figura II. 13. A) Distribuição dos componentes mineralógicos nas vênulas de segunda geração; B) Distribuição... (modificado de Flores, 1998).	12
Figura II. 14. Mineralizações na Mina 2, nível 110.	13
Figura II. 15. Diagrama $4Si$ $M^+ - 3R^2$, da composição do interestratificado clorita/saponita (Segundo Bastos Neto <i>et al.</i> , 1997).	14
Figura II .16: Diagramas $M^+ - 4Si$ R^2 para interestratificados illita/esmectita da rocha encaixante alterada na Mina 2 (Segundo Bastos Neto <i>et al.</i> , 1997).	14
Figura III.1. Fluxograma da metodologia empregada. Pág, 42, Vol. I.	
Figura IV.1: Bandas espectrais do TM LANDSAT 5 com aumento linear de contraste. TM1 e TM2	15
Figura IV.2: Bandas espectrais do TM LANDSAT 5 com aumento linear de contraste. TM3 e TM4	16

Figura IV.3 Bandas espectrais do TM LANDSAT 5 com aumento linear de contraste. TM5 e TM7	17
Figura IV.4. Composições coloridas dos tripletes entre as bandas TM LANDSAT 5. A) R4G1B3 e B) R4G1B7	18
sFigura IV.5. Composições coloridas dos tripletes entre as bandas TM LANDSAT 5. A) R4G1B5 e B) R4G2B5	19
Figura IV.6. Composições coloridas dos tripletes entre as bandas TM LANDSAT 5. A) R4G3B1 e B) R4G5B7	20
Figura IV.7. Imagens TM LANDSAT 5 com aplicação de filtragem multidirecional sobre a banda TM4 (A) e morfo-estruturas extraídas da imagem filtrada (B).	21
Figura IV.8. Detalhe da porção sul do DFSC, região do lineamento Canela Grande.	22
Figura IV.9. Morfo-estruturas obtidas pela imagem filtrada, mostrando as estruturas N0°-30°E e o lineamento Canela Grande	23
Figura IV.10: Classificação das estruturas do DFSC segundo sua direção.	24
Figura IV.11: Classificação das estruturas do DFSC segundo sua direção.	25
Figura IV.12: Razões combinadas entre as bandas 3/1 e 5/1 TM LANDSAT 5	26
Figura IV.13: Razões combinadas entre as bandas 5/4 e 5/7 TM LANDSAT 5	27
Figura IV.14: Razões combinadas entre as bandas 1/7 e 4/3 TM LANDSAT 5	28
Figura IV.15: Razões combinadas entre as bandas 2/4 e 5/3 TM LANDSAT 5	29
Figura IV.16: Razões combinadas entre as bandas 7/1 e 7/3 TM LANDSAT 5	30
Figura IV.17. Processamentos sobre razões de bandas TM LANDSAT 5.	31
Figura IV.18. Razões de bandas TM LANDSAT 5 reclassificadas	32
Figura IV.19. Razão 1/7 TM LANDSAT 5 reclassificada.	33
Figura IV.20. Detalhe da razão 1/7 – argilo-minerais feita sobre TM LANDSAT 5.	34
Figura IV.21: Aplicação da transformação IHS sobre bandas TM LANDSAT 5.	35
Figura IV.22: Transformação IHS sobre as bandas TM1, TM4 e TM5 – LANDSAT 5.	36
Figura IV.23: APC das seis bandas TM LANDSAT 5 com aumento linear de contraste	37
Figura IV.24: APC das seis bandas TM LANDSAT 5 com aumento linear de contraste	38
Figura IV.25: APC das seis bandas TM LANDSAT 5 com aumento linear de contraste	39
Figura IV.26: Imagem H – PC3 de APC sobre bandas 1-4-5-7 TM LANDSAT 5.	40
Figura IV.27: Imagem F – PC3 de APC sobre bandas 1-3-4-5 TM LANDSAT 5	41
Figura IV.28: Adição de imagens H e F – TM LANDSAT 5 com aumento linear de contraste.	42
Figura IV.29: Composição colorida das imagens rHgH+FbF.	43

Figura IV.30. Detalhe de estrutura em composição colorida das imagens rHgH+FbF.	44
Figura IV.31: Alvos segundo os critérios de Loughlin obtidos pela composição colorida rHgH+50FbF	45
Figura IV.32: Classificação de MAXVER sobre as bandas H, H+F e F de dados TM LANDSAT 5.	46
Figura IV.33: Reclassificação da imagem MAXVER de dados TM LANDSAT 5.	47
Figura IV.34: Filtragem N0°-10°E versus HF reclassificada.	48
Figura IV.35: Filtragem NE1 (N 10°-45° E) versus HF reclassificada de dados TM LANDSAT 5.	49
Figura IV.36: Filtragem versus HF reclassificada N45°-80°E e N80°-90°E	50
Figura IV.37: Filtragem versus HF reclassificada N0°-10°W e N10°-45°W	51
Figura IV.38: Filtragem versus HF reclassificada N45-80°W e N80°-90°W	52
Figura IV.39: Espectros de amostras do Granito Tabuleiro.	53
Figura IV.40: Espectros de amostras do Granito Pedras Grandes.	54
Figura IV.41: Espectros de amostras das estruturas controladoras de jazidas – Norte do DFSC.	55
Figura IV.42: Espectros de amostras das estruturas – Sul do DFSC.	56
Figura IV.43: Curvas espectrais dos endmembers para o DFSC.	57
Figura IV.44: Imagem classificação de endmember para o DFSC	58
Figura IV.45. Corte da imagem PC3 da imagem de reflectância, ressaltando morfo-estruturas associadas à alteração hidrotermal.	59
Figura IV.46: Imagem magnetométrica – campo magnético residual	60
Figura IV.47: Imagem magnetométrica – redução ao pólo.	61
Figura IV.48: Imagem magnetométrica – primeira derivada vertical.	62
Figura IV.49: Imagem magnetométrica – sinal analítico	63
Figura IV.50: Imagem radiométrica – contagem total	64
Figura IV.51: Imagem radiométrica – canal urânio	65
Figura IV.52: Imagem radiométrica – canal tório	66
Figura IV.53: Imagem radiométrica – canal potássio	67
Figura IV.54: Imagem radiométrica – fator F	68
Figura IV.55: Integração via IHS: PC1 versus fator F.	69

CAPÍTULO I

INTRODUÇÃO

I – INTRODUÇÃO

1. Apresentação do Trabalho

Este trabalho é apresentado como tese de doutoramento junto ao Programa de Pós-Graduação em Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul. O trabalho foi desenvolvido em 5 capítulos. No Capítulo I – Introdução, são apresentados os objetivos de cunho aplicado e metodológico e as justificativas que levaram à execução deste estudo.

O Capítulo II apresenta uma revisão bibliográfica tratando, inicialmente, da geologia regional e da geologia dos depósitos de fluorita. Subseqüentemente, enfoca-se com mais detalhe as alterações hidrotermais no DFSC e sintetiza-se os trabalhos anteriores efetuados no DFSC que empregaram técnicas de sensoriamento remoto. Finalmente, são apresentados sucintamente alguns trabalhos efetuados em outras áreas que integraram dados geológicos, de sensoriamento remoto, geofísicos e espectrorradiométricos para a prospecção mineral.

No Capítulo III é apresentada uma descrição detalhada da metodologia empregada. Esta inclui, por um lado, a aplicação de uma série de técnicas conhecidas, para as quais foram implementadas rotinas originais em função da peculiaridade do tema geológico investigado. O Capítulo IV é dedicado à apresentação dos resultados. Adotou-se como linha de trabalho efetuar ao longo do capítulo, integrações das sucessivas técnicas empregadas. Neste sentido, o capítulo inclui, também, grande parte das discussões dos resultados obtidos neste trabalho. Nestas integrações e discussões são abordadas questões diretamente ligadas à prospecção de fluorita e aspectos referentes ao arcabouço geológico do DFSC e suas implicações na prospecção.

O Capítulo V – Conclusões e Recomendações, se inicia com a integração geral dos dados geológicos e a apresentação das conclusões relativas à prospecção dos filões de fluorita. O Capítulo é finalizado com uma análise crítica da metodologia empregada e recomendações para trabalhos posteriores.

2. Objetivos

O trabalho tem dois objetivos principais. O primeiro é a prospecção de estruturas potencialmente mineralizadas em fluorita, com abordagem em diversas escalas: (1) definição de áreas no DFSC onde as estruturas sejam mais prospectáveis, (2) identificação de associações de estruturas (lineamentos) mais prospectáveis e (3) identificação das estruturas mais prospectáveis (4) chegando, onde possível, à definição de que segmento de uma determinada estrutura seria o alvo ideal para investigação em sub-superfície. Quanto a estas duas últimas escalas de trabalho, não se pretende apresentar uma lista de estruturas e locais para sondagens e sim demonstrar, a partir de exemplos, que é possível chegar-se até este nível de definição.

O segundo objetivo, com enfoque metodológico, visa o desenvolvimento

de técnicas de integração de dados (1) geológicos com dados de (2) características físicas, dadas pelas morfoestruturas, e (3) químicas, dadas pelas características espectrais, principalmente das zonas de alteração hidrotermal associadas a mineralização de fluorita.

Para atingir estes dois objetivos, o estudo teve um primeiro objetivo específico, a seleção da sucessão de técnicas que permitissem extrair e classificar, a partir de imagens TM LANDSAT 5, o conjunto de morfoestruturas presentes no DFSC e interpreta-las no contexto geológico da área. O segundo objetivo específico foi a aplicação e o desenvolvimento de técnicas de processamento de imagens orbitais para obtenção de produtos de alteração hidrotermal. Finalmente, com o objetivo de desenvolver e agregar técnicas para aprimorar as interpretações geológicas e as metodologias, efetuou-se uma integração com dados de outros sensores, espectrorradiômetro e aeromagnetométrico, e comparou-se o conjunto de resultados com dados geoquímicos e geológicos, incluindo trabalhos de campo.

3. Justificativa

O DFSC é o principal produtor de fluorita da América do Sul. O aprimoramento das técnicas de extração permitiu aos mineradores produzir minério com custos inferiores ao do minério exportado pela China – atualmente o principal exportador mundial de fluorita devido, principalmente, ao baixo custo com mão de obra. Assim, a produção do DFSC foi perenizada e uma nova fase de prospecção de depósitos iniciou-se na segunda metade da década de 90.

As jazidas do DFSC são filoneanas encaixadas em granitos brasileiros, mas têm idade cretácea/terciária. Os depósitos têm dimensões médias da ordem de 500 m de comprimento por 3 m de largura, sendo as direções no quadrante NE e mergulho vertical a sub-vertical. Associados a estes depósitos podem ocorrer anomalias geoquímicas de solo ou, mais raramente, de água ou sedimentos de corrente. Entretanto, dadas as pequenas proporções da porção aflorante destes depósitos e o fato de sua encaixante ser constituída, com raras exceções, por granitóides relativamente ricos em flúor, o emprego da geoquímica só é realmente efetivo na fase que antecede à abertura de trincheiras, galerias ou execução de sondagem.

Já as estruturas controladoras da mineralização podem ter comprimentos até decaquilométricos, podem ser zonas de falha com largura da ordem de uma centena de metros (ou maior) ou serem constituídas por falha simples ou fratura, eventualmente com uma zona de alteração hidrotermal associada com espessura até 10 vezes maior do que a do depósito. A chave para a prospecção no DFSC encontra-se, portanto, na estrutura controladora da mineralização e, em termos de metodologia para identificação de estruturas prospectáveis, muito pouco foi feito no DFSC. Neste aspecto encontra-se o principal enfoque do presente trabalho.

Como guias de prospecção para identificação de estruturas mais prospectáveis têm sido utilizadas as ocorrências superficiais de quartzo com *boxworks* de fluorita e/ou barita e, em alguns casos, indícios de alteração hidrotermal possivelmente associada à mineralização. No primeiro caso, as

principais ocorrências conhecidas já foram investigadas em profundidade por sondagem. No segundo caso, as condições de afloramento dos granitos no DFSC – quase invariavelmente restritas a campos de matações onde relações entre alteração hidrotermal e estrutura não podem ser verificadas – praticamente inviabilizam a utilização deste guia prospectivo. Neste sentido, o enfoque do trabalho sobre as estruturas controladoras da mineralização ocorre concomitantemente ao desenvolvimento de técnicas que permitam identificar a associação entre as estruturas e a alteração hidrotermal.

Por outro lado, a prospecção de depósitos de fluorita poderia contemplar outra linha de trabalho, que ainda não foi aplicada no DFSC, e diz respeito à rocha fonte do flúor. A rocha fonte foi identificada a partir de diversos trabalhos (vide revisão bibliográfica) como sendo os granitos regionais. Por outro lado, foi demonstrado que os granitos sofreram uma série de processos de alteração hidrotermal que modificaram suas características mineralógicas primárias de modo que eles passaram a constituir rochas fontes ideais para a lixiviação do flúor. Mais uma vez, o estudo do hidrotermalismo, agora em outro sentido, passa a ter uma importância considerável para a prospecção dos depósitos de fluorita.

A utilização de técnicas de integração digital de dados tem permitido investigações extensivas na área de geociências, em especial na geologia para fins de mapeamento litoestrutural e prospecção mineral. As técnicas mais usuais são feitas através dos sistemas de tratamento de imagem e dos sistemas de informações geográficas. Nos últimos anos foram efetuados, em outras áreas, diversos estudos utilizando técnicas de integração de dados de sensoriamento remoto, geofísica e espectrorradiometria visando a identificação de alteração hidrotermal aplicada à prospecção de depósitos minerais. Os casos estudados (vide revisão bibliográfica) são aplicados, na maioria, à prospecção de ouro em *greenstone belts* ou em depósitos filoneanos associados a magmatismo granítico.

No caso do DFSC trata-se, portanto, de uma situação geológica bastante distinta. Os depósitos são filoneanos, mas não são associados ao magmatismo granítico e as alterações hidrotermais presentes podem ser ligadas à mineralização ou muito anteriores e ambas importam para a prospecção de fluorita. O DFSC representa, portanto, um amplo campo para aplicação e desenvolvimento de técnica de prospecção associando diferentes metodologias de integração de dados para investigação de estruturas e alteração hidrotermal.

CAPÍTULO II

REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

II – REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

1. Geologia Regional

O DFSC (Figura II.1) situa-se numa faixa com cerca de 100 km de comprimento por 60 km de largura, delimitada a oeste pela bacia do Paraná e a leste pelo Oceano Atlântico. As unidades geotectônicas (Figura II.2) presentes no DFSC são, segundo o mapa geológico do Estado de Santa Catarina (Silva et al., 1987):

- Núcleo Granito-Gnáissico que no DFSC é representado pela Faixa Granito-Gnáissica Santa Rosa de Lima/Tijucas;
- Granitóides Anorogênicos que no DFCS são representados pela Suíte Intrusiva Pedras Grandes.
- Cobertura Fanerozóica não Dobrada (Bacia do Paraná)
- Intrusões Alcalinas

As rochas graníticas do embasamento do DFSC (Figura II.3) são cortadas por diques de rochas sub-vulcânicas ácidas eo-cambrianas (Teixeira, 1969). As rochas da Bacia do Paraná presentes no distrito pertencem às formações Rio do Sul e Rio Bonito, ambas do Permiano Inferior. As rochas acima são cortadas por diques e soleiras de diabásio correlacionados à Formação Serra Geral (juro-cretácea). Na parte norte do distrito ocorre a intrusão alcalina de Anitápolis 129 Ma (Asmus, 1984). Na margem continental adjacente ao DFSC ocorrem as bacias de Santos e Pelotas, separadas pela Plataforma de Florianópolis, uma estrutura vulcano-tectônica que, juntamente com a dorsal de São Paulo, se enquadra no Lineamento de Florianópolis (Figura II.1), uma estrutura de direção E-W que, segundo Asmus (1984) se prolonga para a área continental onde situa-se o DFSC.

O mapa geológico apresentado na Figura II.3 corresponde à base geológica do mapa previsional da fluorita elaborado por Morgental & Kirchner (1983). Este é o mapa que é superposto a diversas das figuras do presente trabalho para facilitar a comparação entre as mesmas e permitir que o leitor se localize no contexto geológico ao examinar as figuras. Para esta finalidade, a base geológica daqueles autores teve que ser simplificada, especialmente na parte norte.

Por outro lado, quando este trabalho foi iniciado, a versão preliminar do mapa regional mais moderno disponível (Silva et al., 2000), apresentado na Figura II.4, não estava ainda completamente georreferenciada. Além disto, o mapa abrange apenas as partes central e sul da área de interesse para este estudo. Assim, manteve-se como base geológica o mapa simplificado de Morgental & Kirchner (1983). Com a posterior publicação do mapa de Silva et al. (2000) os dados destes autores foram devidamente considerados em nossas interpretações. Entretanto, no presente capítulo, nos limitaremos a indicar ao leitor apenas as diferenças entre os dois mapas que são consideradas importantes para as nossas interpretações (Capítulo IV). Lembramos que as partes sul e central do mapa base de Morgental & Kirchner (op. Cit) não foram modificadas cartograficamente. No que tange à

nomenclatura, substituiu-se o termo Granito Guabiruba pelo termo Granito Tabuleiro.

1.1 Faixa Granito-Gnáissica Santa Rosa de Lima/Tijucas

Esta faixa é considerada de idade arqueana, retrabalhada no ciclo Brasileiro. Ela ocorre apenas na parte noroeste do DFSC (Figura II.2), sendo constituída por granitóides foliados de composição diversa incluindo tonalitos a granitos strictu sensu com xenólitos anfibolíticos, apresentando características de injeção polifásica. Exibe estrutura plana fortemente orientada, caracterizada por foliação milonítica de alto ângulo relacionada a fenômenos de cisalhamento simples em condições dúcteis (Silva et al., 1987).

1.2. Granitos Brasileiros

A primeira fase de levantamentos geológicos no DFSC ocorrida nos anos 60 e 70, consistiu em mapeamentos na escala 1:50.000 efetuados por geólogos do DNPM. Estes trabalhos levaram à subdivisão dos granitos do DFSC em uma infinidade de corpos graníticos e à criação de cerca de duas dezenas de termos para designá-los.

Numa segunda fase, embora os mapeamentos tenham ocorrido em escalas mais regionais (Horbach & Marimon, 1983; Morgental & Kirchner, 1983 e Silva et al, 2000) observa-se um consenso no sentido de que a área do DFSC seria constituída por uma rocha largamente predominante, o Granito Pedras Grandes (no sentido de Morgental & Kirchner, 1983), por cerca de uma dezena de corpos graníticos da Suíte Guabiruba (no sentido de Morgental & Kirchner, 1983), por uma faixa de afloramento de rochas granito-gnáissicas na parte noroeste do DFSC e por algumas ocorrências de pequena extensão de rochas vulcânicas a subvulcânicas correlacionáveis ao Grupo Itajaí. O primeiro estudo de detalhe sobre os granitos, efetuado por Sallet (1988), subdividiu o conjunto de rochas da parte sul do DFSC em 2 associações de fácies principais, Pedras Grandes e Tabuleiro, esta última correspondendo cartograficamente às áreas de afloramento do granito Guabiruba de Morgental & Kirchner (op. Cit.). Segundo Sallet (op.cit.) as duas associações de fácies representam variações de fácies de um único batólito granítico. Posteriormente, Sallet e colaboradores passaram a considerar o granito Tabuleiro como intrusivo no granito Pedras Grandes. Mas, sem a apresentação de novos dados de campo sobre as relações de contato destes dois granitos, esta nova interpretação foi baseada apenas em dados geoquímicos.

No mapa de Silva et al., 2000 (Figura II.4), a Suíte Pedras Grande foi dividida em 6 granitos diferentes, mas apenas um destes, o Granito Imaruí-Capivari, constitui a maior parte do batólito. Ele corresponde, portanto, ao granito Pedras Grandes na Figura II.3. Os numerosos corpos do Granito Tabuleiro existentes na parte adjacente à planície costeira (Figura II.3) correspondem, segundo estes autores, ao Granito Jaguaruna o qual é descrito como uma variação do Granito Imaruí-Capivari. Já os maiores corpos Tabuleiro situados do interior do DFSC (Figura II.3) não encontram correspondente no mapa da CPRM. Por outro lado, novos corpos “Tabuleiro/Jaguaruna” foram

identificados mais a oeste. No novo mapa constam numerosas (e por vezes extensas) áreas de ocorrência de rocha subvulcânica, nunca antes identificadas, denominada Granito Rio Chicão e, na parte sul da área, uma ocorrência do Fácies Treze de Maio, descrita pelos autores como uma associação comum com o granito subvulcânico Rio Chicão. Finalmente, constata-se o reconhecimento original de uma faixa de rochas granito-gnáissicas estendendo-se na direção NNE-SSW ao longo do eixo central do DFSC.

Granito Pedras Grandes

A denominação granito Pedras Grandes foi utilizada em diversos trabalhos (Morgental & Kirchner, 1983; Morgental, 1984, Bastos Neto, 1990, entre outros) correspondendo a uma redefinição de Silva (1982).

Esta unidade constitui um imenso corpo batolítico que estende-se por cerca de 150 Km, segundo a direção geral NNE-SSW, desde as proximidades da Ilha de Florianópolis até a região sul do estado, onde encontra-se recoberto pelas formações da Bacia do Paraná. Sallet et al. (1990) consideraram a Suíte Pedras Grandes como um conjunto multi-intrusivo granítico tardi-orogênico, pertencente ao arcabouço transalcalino do Batólito de Pelotas (Fragoso César et al., 1986).

Morgental & Kirchner (1983) adotaram a denominação de Suíte Intrusiva Pedras Grandes para a unidade constituída de microclínio-granitóides calcialcalinos isótopos a foliados, textura granular grosseira a porfirítica, formando complexos polidiapíricos do ciclo Brasileiro. Morgental (1984) utilizou esta denominação para granitóides inequigranulares a porfiríticos, com variação composicional desde biotita-granitos até hornblenda-biotita-granodiorito. A fluorita foi descrita como um acessório comum, tendo sido determinado um conteúdo médio de 800 ppm de flúor para esses granitos.

Sallet (1988) caracterizou o fácies Pedras Grandes como granitóides de granulometria grosseira a média, textura porfirítica, com proporção de minerais máficos variando de 10% a 20%, apresentando numerosos veios e bolsões aplíticos, assim como enclaves máficos elípticos. Sallet et al. (1990^a) observaram que a presença de esfeno euédrico e alanita são típicos deste fácies, que apresenta também duas associações subsolidus, quais sejam, clorita-esfeno-(epidoto) no sítio da biotita e epidoto-mica branca-fluorita no sítio do plagioclásio. A composição é predominantemente granítica, com alguns fácies granodioríticos, sendo típica de um trend transalcalino tardi-orogênico. Sallet et al. (1990^b) propuseram que esse fácies granítico representava a extremidade NE do Batólito de Pelotas, comparável a um batólito cordilheirano, constituindo a parte central do Cinturão Dom Feliciano.

Granito Tabuleiro

A denominação granito Tabuleiro (Horbach & Marimon, 1982; Sallet, 1988; Bastos Neto, 1990) foi utilizada em virtude da ocorrência de melhores

exposições deste granito na serra homônima, correspondendo à Suíte Guabiruba em outros trabalhos (Silva, 1982; Morgental & Kirchner, 1983; Morgental, 1984).

Esta unidade forma pequenos corpos associados aos granitos Pedras Grandes, em geral, sustentando cristas mais elevadas no terreno. No entanto, não são identificadas relações de contato claras entre essas duas fácies. Sua área de afloramento no DFSC é bem menor que a do granito Pedras Grandes, predominando na porção centro-sul, podendo estar condicionado por uma banda de direção ENE-WSW (Horbach & Marimon, 1982; Bastos Neto, 1990).

Horbach & Marimon (1982) denominaram de Suíte Intrusiva Tabuleiro os leucogranitos, granitos a biotita e aplitos pós-tectônicos, os quais consideraram associados a vulcanitos e piroclásticas de composição ácida correlacionáveis à Formação Campo Alegre.

Morgental & Kirchner (1983) e Morgental (1984), utilizando a denominação de Suíte Intrusiva Guabiruba, caracterizaram estas rochas como ortoclásio-granitóides com textura granular média, isotropos e homogêneos, de quimismo sub-alcálico a alcálico. Morgental (1984) aponta que os termos mais característicos são leucogranitos e/ou biotita-granitos com fluorita intersticial, determinando um conteúdo médio de 1930 ppm em flúor para estas rochas.

Sallet (1988) caracterizou o fácies Tabuleiro como granitóides leucocráticos de granulometria média a fina com textura homogênea, proporção de máficos inferior a 10% e fluorita como acessório. O autor descreve também texturas fluidais nos fácies mais finos. Sallet et al. (1990^a) observaram que a ausência de esfeno e alanita, o alto grau de alteração da biotita em clorita e mica-branca e a abundância de fluorita em cristais intersticiais são as características mais marcantes do fácies Tabuleiro. Caracterizando assim, o fácies Tabuleiro como um granito com trend alcálico pós-tectônico. Sallet et al. (1990^b) consideraram que o fácies Tabuleiro representa os termos mais diferenciados da fase terminal orogênica ordoviciano.

1.3 Grupo Itajaí

A primeira descrição da ocorrência de rochas sub-vulcânicas ácidas no DFSC foi feita por Teixeira (1969) que através de datações $^{40}\text{K}/^{39}\text{Ar}$, determinou uma idade de 347 Ma para essas rochas. São conhecidos atualmente no DFSC vários corpos em forma de diques de rochas sub-vulcânicas ácidas, com espessura de até 100 metros e até 1 km de comprimento. Estas rochas apresentam texturas microfaneríticas a afaníticas e foram classificadas como microgranitos, granófiros, riolitos e quartzo-pórfiros (Morgental & Kirchner, 1983), preenchendo fraturas com direção N30°-50°W, principalmente, ao longo da fossa do Rio Uruçanga (Morgental, 1984).

Os riolitos apresentam colorações que variam de rosa a cinza claro, textura porfirítica com fenocristais de quartzo e feldspato alcálico em matriz afanítica. Os microgranitos têm colorações rosadas, granulação fina, sendo compostos basicamente por quartzo, feldspato e uma pequena quantidade de mica. Na análise petrográfica de amostras do granófiro, Morgental (1984)

identificou ortoclásio perfitico, oligoclásio, quartzo e biotita como minerais essenciais. Outra característica interessante destas rochas é a baixa concentração de flúor, com média em torno de 180 ppm (Morgental & Kirchner, 1983).

Estas rochas foram correlacionadas à seqüência vulcânica ácida da Formação Campo Alegre do Grupo Itajaí (Teixeira, op. Cit.) cuja seqüência vulcânica superior é constituída de riolitos e traquitos com estruturas fluidais (Silva, 1987). Veios de quartzo leitoso que seccionam os granitóides preenchendo fraturas N-S e NW podem estar associados à fase terminal deste magmatismo, tendo sido determinado conteúdo médio de 250 ppm de flúor para os veios silicosos (Morgental & Kirchner, 1983).

1.4 Rochas sedimentares (Bacia do Paraná)

Na área do DFSC afloram as formações Rio do Sul e Rio Bonito do Permo-Carbonífero, recobrando em discordância erosiva os granitóides e as rochas sub-vulcânicas ácidas. Em alguns locais é possível distinguir as duas seqüências sedimentares, com os sedimentos flúvio-glaciais da Formação Rio do Sul na base e os arenitos da Formação Rio Bonito no topo.

A Formação Rio do Sul distribui-se ao longo da borda da bacia, sendo limitada ao sul, próximo a Criciúma, onde encontra-se encoberta. Ela ocorre ainda a leste do limite atual da bacia como morros testemunhos, com orientação geral NNE- SSW, ou nas calhas do rio Aratingaúba e no graben de Uruçanga, onde levantamentos geofísicos (Bastos Neto, 1990) indicam uma profundidade de pelo menos 300 m. Estas calhas preenchidas pelas rochas sedimentares da Formação Rio do Sul levaram Holz (1995) a caracterizar esta fisiografia como representativa de paleo-fiordes permianos. A formação é composta por duas sub-unidades, uma basal constituída por folhelhos cinzentos laminados com intercalações de siltitos, argilitos e arenitos finos. Os conglomerados, menos abundantes, são formados por blocos de granitóide e arenito em matriz de siltito fino, sendo interpretados como blocos pingados de geleiras.

A área de distribuição da Formação Rio Bonito está restrita à porção sudoeste e centro-norte do DFSC, devido a sua posição estratigráfica superior. No centro do DFSC, estas rochas estão recobertas por uma soleira de diabásio. A unidade é composta por arenitos imaturos de granulometria média a fina, coloração cinza a creme, passando a amarelo ocre quando alterados. São também encontradas intercalações métricas de siltitos, folhelhos e argilitos cinza-esverdeados, e níveis de arenitos conglomeráticos na base.

Morgental & Kirchner (1983) determinaram um conteúdo médio de 235 ppm de flúor para as rochas sedimentares aflorantes no DFSC, compatível com os valores encontrados em rochas sedimentares de outras partes do mundo.

1.5. Formação Serra Geral

A Formação Serra Geral é representada no DFSC por diques e soleiras de diabásio. Os diques apresentam espessuras variáveis desde poucos

centímetros até dezenas de metros e comprimento desde centenas de metros até dezenas de quilômetros. As direções preferenciais desses corpos são N30°W, N60°W e N20°E, com mergulho sub-vertical. As soleiras ocorrem principalmente na parte central do DFSC, na zona de contato do granitóide com as rochas da Formação Rio do Sul e Rio Bonito, algumas vezes já erodidas. Corpos menores são observados na parte norte do DFSC, apresentando espessura métrica e extensão de poucas centenas de metros, sendo constituídos por rochas finas a afaníticas com coloração preta a verde escuro, intensamente diaclasadas e alteradas, formando um solo argiloso avermelhado com blocos de rocha sã. Petrograficamente foram caracterizados como diabásios toleíticos com textura dolerítica. O conteúdo médio de flúor destas rochas é de 310 ppm (Morgental & Kirchner, 1983).

1.6 Maciço Alcalino de Anitápolis

O maciço alcalino de Anitápolis situa-se a cerca de 20 km da jazida de fluorita mais setentrional do DFSC. Este maciço forma uma estrutura circular deprimida com aproximadamente 6 km² de área. O maciço é composto por rochas do tipo magnetita-biotita-piroxenitos e apatita-piroxênio-biotititos na porção central, envolvidas por ijolitos e nefelina-sienitos. Nas bordas ocorrem variedades leucocráticas, mesocráticas e melanocráticas representativas de graus variados de fenitização.

A ação de fluidos tardios ricos em fósforo formou apatititos, principalmente na parte central do maciço, que transformam os piroxenitos em glimeritos (Pereira, 1991). Quantidades menores de apatita-piroxenitos formam faixas em meio a ijolitos, nefelina-sienitos e rochas da borda. Os fosforitos e carbonatitos estão presentes como veios e diques cortando as litologias silicáticas. Os carbonatitos são representados por tipos sôvíticos, magnesianos e calcíticos tardios (Furtado, 1989). Entre os tipos petrográficos, especialmente entre os carbonatitos, não é referida a presença de fluorita. Por outro lado, apesar das apatitas serem classificadas como flúor-apatitas (Furtado, op. Cit.), com conteúdo de flúor variando de 2,83 a 3,74 %, predominam as carbonato-flúor-hidrôxi-apatitas, sendo este mineral pobre em flúor (média de 1,5% de F) (Pereira, op. Cit.).

1.7 Geologia Estrutural

Putzer (1953, 1955) dividiu as principais estruturas da região sudeste de SC em sistema Catarinense, composto de lineamentos N60°E com direção conjugada N30°W; e sistema Rio-Grandense, composto de lineamentos N30°E com direção conjugada N60°W. Horbach & Marimon (1982) e Morgental (1984) interpretaram a origem destes dois sistemas como ligada a uma compressão segundo a direção E-W, conforme modelo proposto em área ao norte por Trainini et al. (1978).

O DFSC possui um sistema de lineamentos com direção WNW-ESSE, sendo limitado pelos lineamentos Garopaba, ao norte, e Uruçanga, ao sul (Figura II.1). Estes lineamentos são marcados em campo por rochas cataclásticas, diques de quartzo, de rochas sub-vulcânicas ácidas e de

diabásio. Os últimos são muito numerosos, de comprimentos freqüentemente pluriquilométricos e espessuras por vezes plurihectométricas. Os diversos diques se dispõem conforme a direção WNW-ESSE numa faixa com largura de mais de 1 km. Grandes soleiras de diabásio também ocorrem associadas aos lineamentos (horbach & Marimon, 1980). No embasamento, estes lineamentos deslocam sinistralmente estruturas N-S a NE-SW com rejeitos hectométricos. As regiões ao sul dos lineamentos WNW-ESSE foram rebaixadas em relação àquelas situadas ao norte, sendo este rejeito vertical é de 250 m no lineamento de Uruçanga. Este movimento foi responsável por uma assimetria do flanco norte do Sinclinal de Torres, observada nas isópacas das lavas basálticas, mas inexistente antes deste magmatismo (Bastos Neto, 1990). Segundo este autor, o sistema de lineamentos marca o limite entre o Arco de Ponta Grossa e o Sinclinal de Torres.

No eixo central do DFSC ocorre o lineamento de Canela Grande com direção geral N15°E, com comprimento de pelo menos 150 km e largura de cerca de 2 km, sendo constituído por um sistema de falhas ramificadas de direção N-S e NNE-SSW a NE-SW (Hackspacher & Flores, 1987). Os pontos de bifurcação localizam-se na interseção com lineamentos ENE-WSW (Bastos Neto, 1990). Ao longo do lineamento ocorrem afloramentos de rochas cataclásticas, diques de quartzo do tipo brecha tectônica hipersilicificada (Jebrak, 1984), diques de diabásio e filões de calcedônia e de fluorita. Segundo Bastos Neto (1990), as estrias encontradas nas falhas sub-meridianas indicam movimento dextro, sendo que esta reativação, que corresponderia à fase de mineralização 1, afetaria os diques de diabásio NW-SE, datados (Rb/Sr) em 131 Ma (Teixeira, 1969). Posteriormente, as falhas N-S a NE-SW foram reativadas como falhas normais. Esta fase de distensão NW-SE corresponde à fase de mineralização 2, sendo observada em todo o distrito e em todas as escalas, sendo correlacionada com o estágio rift de abertura do Atlântico (Asmus, 1984). Outras duas reativações do lineamento Canela Grande, correspondendo às fases de mineralização 3 e 4, foram identificadas apenas nas minas de fluorita.

No DFSC ocorrem também numerosos lineamentos ENE-WSW de extensão decaquilométrica e espessuras atingindo 200 m, sendo representados no campo por intercalações de milonitos e blastomilonitos e de granitóides pouco ou não deformados com numerosos filões de quartzo tipo BTH, os quais guiaram a formação de falhas, muitas vezes reativadas. Ocorrem estrias que indicam um movimento sinistro correlacionável ao movimento dextro das estruturas submeridianas. Durante a fase em distensão NW-SE, estas estruturas foram bem menos reativadas do que as submeridianas a NE-SW. Posteriormente, estas foram reativadas como falhas normais que, com rejeitos maiores nas partes norte e leste do DFSC, controlam o soerguimento da Serra do Mar. Entre estas estruturas, a mais importante no distrito (Figura II.3) é a estrutura Santa Rosa de Lima (ESRL). Ao norte do DFSC, ocorrem grandes estruturas ENE-WSW nos contatos entre as unidades tectono-estratigráficas do Cinturão Dom Feliciano, tratando-se de descontinuidades crustais alinhadas com o depocentro da bacia de Santos, a ENE, e com o Maciço Alcalino de Lages (70 Ma), a WSW (Bastos Neto, op. Cit.).

2. Mineralizações de Fluorita

A primeira referência à fluorita filoneana do Sudeste Catarinenese deve-se a Putzer (1953). Angeiras & Teixeira (1965) apresentaram a primeira descrição do maior depósito até hoje conhecido, o filão Segunda Linha Torrens com reservas totais de 2.0 Mt (Morgental, 1984) em fase final de exploração. Desde então, até o final dos anos 70, todos os trabalhos existentes foram efetuados pelo DNPM, enfocando basicamente as reservas e produção (Bevilacqua, 1973, entre outros), mapeamentos geológicos básicos (Ferreira, 1969, entre outros), e, mais raramente aspectos metalogenéticos (Teixeira, 1968; Willig, 1973). Somente nos anos 80 foram iniciados estudos mais sistemáticos sobre estas mineralizações, com os trabalhos de Savi (1980), Savi & Dardenne (1980) e Horbach & Marimon (1980), sucedidos pelos de Horbach & Marimon (1982), Morgental & Kirchner (1983), Morgental (1984), Dardenne & Savi (1984), Bastos Neto & Savi (1985), Dardenne (1985), Hackspaker & Flores (1987), Maragno (1987), Dardenne & Touray (1988), Sallet (1988), Ferreira & Almeida (1989), Bastos Neto (1990), Bastos Neto et al. (1991, 1991^a, 1992). Nos últimos 10 anos, a pesquisa sobre a mineralização no DFSC vem sendo conduzida principalmente por geólogos da Universidade Federal do Rio Grande Sul, como nos casos dos trabalhos de Flores et al. (1993), Bastos Neto et al. (1996, 1997), Rocha (1997), Jelinek (1997), Flores (1998). Assim, o conhecimento disponível sobre estes depósitos já é considerável, sendo uma parcela muito pequena sintetizada nas linhas abaixo.

Características gerais

Os filões explorados são encaixados principalmente nos granitóides, estreitando-se ao penetrarem as formações sedimentares. A maior parte dos filões tem teores da ordem 75% de CaF_2 nos níveis superiores, enriquecendo-se gradualmente em sílica (quartzo microcristalino) nas suas raízes. A paragênese é formada essencialmente por fluorita e quartzo microcristalino. Subordinadamente ocorrem barita, pirita e esmectita e, mais raramente, galena e carbonatos. Os depósitos têm, mais tipicamente, comprimento de 200 a 400 m e espessura de 1 a 5 m, sendo explorados até uma profundidade da ordem de 150 m, excepcionalmente atingindo 300 m. O maior depósito conhecido (filão Segunda Linha Torrens Principal) tem comprimento de 1 km, largura de até 15 m e foi explorado até uma profundidade de 230 m.

Distribuição e controle tectônico

Um grande número de mineralizações ocorre associado ao lineamento Canela Grande (Figura II.3), podendo ser agrupadas em quatro subdistritos (de sul para norte): Segunda Linha Torrens (SLT), Ribeirão da Areia, Pedras Grandes e Rio Bravo Alto. Um quinto subdistrito, Grão Pará, localiza-se a oeste do lineamento Canela Grande, na parte norte do distrito, associado à zona de cisalhamento Rio dos Bugres (Ferreira & Almeida, 1989). A leste do LCG ocorrem três jazidas (Armazém, São Martinho e Jaguaruna possivelmente associadas ao lineamento Armazém (Bastos Neto, 1990), e duas jazidas (São Tomás e Garganta) controladas por estruturas sem relações com os

lineamentos referidos.

Os filões de fluorita associados à estrutura principal do lineamento Canela Grande preenchem zonas de transtensão localizadas nas ramificações NE-SW ou nos pontos de bifurcação das falhas (Figura II.5). Estruturas menores (com direções diversas no quadrante NE) mineralizadas ocorrem nas proximidades da estrutura principal, como no subdistrito SLT (Figura II.6).

Segundo Bastos Neto (1990), a abertura das caixas filoneanas das jazidas associadas ao LCG foi ligada a 4 fases tectônicas. Na fase 1 (compressão NE-SW), o lineamento sofreu uma movimentação direcional dextral afetando diques de diabásio com direção NW-SE, um deles datado (Rb/Sr) em 131 Ma (Teixeira, 1969). Subseqüentemente, uma distensão NW-SE reativou as estruturas do quadrante NE como falhas normais, depositando-se o minério da fase 2. A fase de mineralização 3 é ligada a uma nova movimentação direcional dextral. A fase de mineralização 4 (associada a uma distensão NNW-SSE) tem idade em torno de 65 Ma (Jelinek et al., 1999).

Preenchimento e morfologia das estruturas filoneanas

A formação dos filões resultou de uma superposição de fases de deformação-abertura-preenchimento num ciclo que em alguns filões repetiu-se até quatro vezes. Os preenchimentos podem ser divididos em quatro minérios, de composição mineralógica e texturas distintas, que no detalhe foram subdivididos em 9 gerações de fluorita. As Figuras II.7 e II.8 ilustram com detalhes a mineralização de fluorita.

Em função da evolução tectônica polifásica e da direção das estruturas controladoras da mineralização, formaram-se 6 tipos morfológicos de acumulações de fluorita:

1) Lentes biconvexas associadas aos movimentos dextrógiros de falhas N-S à NNE-SSW (ex.: filão SLT mina 2); o minério é constituído por um grande número de gerações superpostas; predominam as fluoritas maciças e as brechas tectônicas; as fases de reativação em distensão são marcadas pela formação de brechas de colapso e cocardes dentro da lente de minério mais precoce; os filões deste tipo morfológico podem ter reservas superiores à 500.000 t.

2) Corpos tabulares em que a principal abertura da estrutura filoniana ocorreu segundo um movimento transversal de fraturas NE-SW (ex.: filão Fumaça); apenas uma ou duas gerações de fluorita são presentes; as texturas bandadas predominam; as reservas podem atingir 100.000 t.

3) Filões de morfologia combinada resultando da alternância de movimentação transcorrente dextrógira, induzindo à abertura de lentes condicionadas pelas inflexões da falha para NE, e de movimentação transversal, induzindo à abertura de uma caixa filoniana contínua através e entre as lentes (ex.: filão Cocal). Ocorrem associados a falhas NNE-SSW; diversas gerações de fluorita podem estar presentes com texturas variadas; as reservas atingem frequentemente mais de 200.000 t.

4) Filões de morfologia combinada encaixados em falhas ENE-WSW à

E-W (ex.: filão Cruzeiro); neste caso, o movimento direcional é levógiro; ocorrem apenas duas ou três gerações de fluorita; as texturas são maciças (fase transcorrente) e bandadas (fase em distensão); as reservas raramente chegam à 60.000 t.

5) Associações de lentes biconvexas paralelas a subparalelas à falhas normais de direção submeridiana a NE-SW; trata-se do tipo morfológico que apresenta mais variações, existindo estruturas mineralizadas de grande complexidade (ex.: filão principal da estrutura Segunda Linha Torrens com numerosas gerações de fluorita □é□sta□trati em diversas lentes, reservas totais de mais de 2.0 Mt) e outras da maior simplicidade (ex. lentes 1 e 3 da mina 2, cada uma constituída por uma única geração de fluorita).

6) Corpos irregulares controlados pelas falhas dexas N-S à NNE-SSW mais reativadas; predominam as brechas tectônicas; onde as gerações tardias estão presentes (ex.: filões do sub-distrito Pedras Grandes) as reservas podem atingir 300.000 t, onde elas estão ausentes (ex.: filão Rio Bravo Alto) a profundidade explorada e, em □é□sta□trati, as reservas são mínimas; os teores do minério se situam em torno de 25 à 35% mesmo nas partes superiores dos filões.

Geoquímica e Modelos Genéticos

A caracterização geoquímica das mineralizações foi objeto de estudos concernentes às terras raras e às inclusões fluidas nas fluoritas por parte de Dardenne & Savi (1984) que determinaram temperaturas de homogeneização variando entre 125° C e 145° C e salinidade inferiores a 2% em equivalente NaCl. Os autores reconheceram uma assinatura geoquímica constante para os filões Segunda Linha Torrens e Cocal, com empobrecimento relativo de ETRL e anomalias negativas em Eu. Os conteúdos de ETR nas fluoritas apresentaram valores variáveis entre 12 e 153 ppm, diminuindo das fluoritas verdes precoces para as amarelas e brancas mais tardias.

Morgental (1984) obteve padrões bastante similares em amostras das minas Santa Catarina, São Pedro, Ribeirão da Areia e Poço 6. Porém, algumas amostras apresentaram anomalias positivas em Eu, as quais foram relacionadas às mudanças no potencial de oxidação da solução. Baseado no trend definido no diagrama Tb/Ca –Tb/La (Moller et al., 1976) o autor reconheceu a origem hidrotermal das fluoritas do DFSC.

Dardenne (1985) apresentou uma proposta de classificação dos depósitos de fluorita no Brasil a partir de dados de geologia e geoquímica. Neste trabalho, os jazimentos de fluorita de Santa Catarina foram enquadrados no tipo filoneana hidrotermal de baixa temperatura, semelhantes aos "filões em extensão do embasamento" conhecidos no Maciço Central Francês. Foram apresentados ainda os padrões normalizados dos filões Armazém, Garganta e Jaguaruna, que permitiram o autor reafirmar a origem comum das mineralizações do DFSC a partir do modelo de lixiviação proposto por Savi (1980) e Dardenne & Savi (1984).

Ferreira & Almeida (1989) apresentaram espectros normalizados dos biotita-granitos alcalinos, encaixantes das mineralizações de Rio dos Bugres,

Rio Facão e Ribeirão d'Areia, de um veio de microgranito de Nova Fátima, e de fluoritas dos filões Rio dos Bugres, Nova Fátima, Rio dos Índios, Rio Chapéu e Rio Bravo Alto, apontando uma semelhança entre os espectros das fluoritas com o veio de microgranito, indicativo de uma possível filiação genética da mineralização com o microgranito.

Bastos Neto et al. 1991 realizaram um estudo detalhado do padrão de distribuição dos ETR nas fluoritas do DFSC, apoiado pelo mapeamento detalhado dos filões e no estudo de inclusões fluidas, caracterizando quatro fases de mineralização, no detalhe subdivididas em nove gerações de fluorita, relacionadas a ciclos hidrotermais sucessivos ligados ao rifteamento do Atlântico Sul e a um ciclo tardio associado ao soerguimento da Serra do Mar.

Os modelos genéticos propostos dividem-se em duas linhas. A primeira, baseada em Willig (1973), vincula as mineralizações ao magmatismo alcalino de Lages (Horbach & Marimon, 1980, 1983) ou ao magmatismo alcalino de Anitápolis (Morgental, 1983). A segunda considera que o flúor foi lixiviado dos granitos regionais por soluções de origem meteórica (Savi, 1980; Dardenne e Savi, 1984; Dardenne, 1985; Sallet, 1988; Ferreira & Almeida, 1988; Bastos Neto, 1990; Bastos Neto et al., 1991; Rocha, 1997). Todos os trabalhos dos últimos 20 anos adotaram e vêm procurando aperfeiçoar o modelo genético de lixiviação.

3. Alteração Hidrotermal no DFSC

A alteração hidrotermal descrita na literatura do DFSC é basicamente de dois tipos diferentes em idade, características e implicações para a prospecção de fluorita.

A alteração hidrotermal mais precoce relaciona-se ao magmatismo granítico brasileiro. Os processos de alteração ocorridos foram responsáveis por uma redistribuição de grande parte do flúor de minerais primários, concentrando-o principalmente em fluorita secundária. Assim, somando-se as quantidades de fluorita primária (particularmente abundante no granito Tabuleiro, conforme demonstrado por Sallet, 1988) e fluorita secundária (abundante nos dois granitos), as rochas do embasamento do DFSC constituem uma rocha fonte mineralogicamente otimizada, pois a fluorita é o mineral ideal para lixiviação do flúor por soluções de baixa salinidade e baixa temperatura (Holland & Richards, 1978). Desta forma, as alterações hidrotermais relacionadas ao magmatismo granítico tornam-se guias adicionais para a prospecção dos filões de fluorita, no sentido de identificação e localização da rocha fonte.

Estas alterações ligadas ao magmatismo granítico foram estudadas em duas situações geológicas diferentes. Sallet (1988) identificou originalmente e descreveu, a partir de uma amostragem no sul do DFSC, parte dos processos de alteração que ocorreram internamente ao batólito Pedras Grandes (na parte sul do DFSC) associadas ao seu resfriamento. Este estudo foi aprofundado por Bastos Neto (1990) que dividiu as paragêneses de alteração segundo três estágios sucessivos (alterações potássica, mica branca e propilítica), todos com formação de fluorita secundária associada. Não se observou, entretanto,

nenhuma zonation, padrão de distribuição ou associação com estruturas. Estas alterações ocorrem, aparentemente, de forma generalizada no DFSC. Já Flores (1998) estudou as alterações hidrotermais (e processos metassomáticos associados) na rocha encaixante afetada por intrusões de pequenos corpos graníticos controlados pela ZCRB (parte norte do DFSC) a partir de amostras coletadas na jazida Rio dos Bugres.

As alterações hidrotermais mais jovens são aquelas existentes no granito encaixante imediatamente adjacente ao filão de fluorita e que foram promovidas pelas soluções mineralizantes. Estas alterações constituem, portanto, um importante guia prospectivo e foram estudadas por Bastos Neto (1990) e Bastos Neto et al. (1997) na encaixante da jazida Segunda Linha Torrens (parte sul do DFSC) e por Flores (1998) na jazida Rio dos Bugres (parte norte).

3.1 Alterações Hidrotermais na Mina Rio dos Bugres (Flores, 1988)

O autor definiu duas gerações de veios independentes, diferenciados e posteriores aos processos metassomáticos, pois os minerais derivados da transformação sódica foram afetados pelas últimas fases da deformação milonítica. A distribuição dos minerais das vênulas deu-se por meio de fraturas controladas em caráter regional, no evento da reativação mesozóica da ZCRB, de idade brasileira, fraturas que serviram como áreas de fraqueza para as reativações rúpteis.

As fraturas geradoras da venulação das rochas associadas ao hidrotermalismo de temperatura mais baixa resultaram de uma tectônica frágil, em regime distensivo, no qual os minerais venulares cimentaram os espaços vazios da rocha. As vênulas de primeira geração foram relacionadas à alteração pervasiva e vênulas de segunda geração estiveram ligadas às mineralizações de fluorita, de acordo com a relação espacial existente em que o primeiro conjunto é cortado pelo segundo grupo.

Alteração hidrotermal pervasiva

A característica das vênulas relacionadas à alteração pervasiva é a ausência de texturas cataclásticas, sem fragmentos derivados da cominuição da rocha, sugerindo que as fraturas derivaram por efeito de alívio de carga ou de diminuição de volume por diminuição da temperatura. Entretanto, as vênulas de segunda geração foram produzidas por deformação cataclástica, com todas as variedades de texturas e dimensões para este tipo de tectonito. Conforme mostrado na Figura II.9, no lado NW da seção geológica, há ocorrência de sienogranitos, apogranitos e monzogranitos, predominando as vênulas com fengita, quartzo e feldspato alcalino e, no lado SE, as litologias são formadas por tonalitos e monzogranitos com vênulas preenchidas por clorita, albita, epidoto, carbonatos e actinolita.

A alteração pervasiva das rochas tonalíticas foi do tipo propilítica, sob a forma de substituições, sendo o preenchimento devido a minerais como clorita, calcita, epidoto, ortoclásio, etc. As transformações afetaram principalmente os

minerais ferromagnesianos, como biotitas e anfibólios, substituídos por cloritas, enquanto que os plagioclásios foram substituídos por fengitas ou ilitas, sempre associadas à calcita. Os feldspatos alcalinos foram poucos afetados pela alteração propilítica, possuindo cristalizações locais da albita ao longo de suas microfissuras.

Existe tanto pseudomorfose parcial do plagioclásio por mica branca e epidoto, quanto anfibólio sendo substituído por actinolita. Há outras evidências da alteração pervasiva propilítica, como estreitas vênulas de clorita que se desenvolveram exclusivamente no interior da biotita, bem como o prolongamento de vênula para o interior plagioclásio preenchido por albita e vênula de clorita bruscamente interrompida no contato com o quartzo.

A Figura II.10 representa em (A) a alteração do plagioclásio em mica branca, em que os primeiros ocupam o vértice superior da figura, indicando-se o sentido da alteração. A biotita que se posiciona na parte intermediária, mostrando o sentido de sua alteração para a clorita. Nesta representação, a maior parte dos pontos caiu fora do campo da fengita e ilita, ocupando uma posição intermediária entre o plagioclásio e a muscovita. Em (B), representa-se a distribuição dos minerais secundários derivados da alteração do plagioclásio e da biotita. Este diagrama mostra a inclusão de outros silicatos, com os minerais também que derivaram da alteração do plagioclásio, isto é, mica branca e epidoto, ilustrado pela partida de duas setas em sentidos divergentes, a partir do feldspato. Os dados analíticos da mica branca ocupam o campo da fengita, enquanto outros se situaram entre o plagioclásio e a muscovita.

Nos tonalitos, o epidoto está associado à clorita nos planos de clivagens da biotita, enquanto a andesina foi substituída por mica branca e albita, a pistacita está associada a clorita derivada da alteração da biotita (Figura II.11). Há dois grupos de epidotos, o primeiro é formado pelo grupo da pistacita e pelo epidoto associado à clorita nos planos de clivagens da biotita cloritizada, derivado da alteração da biotita nas rochas de composição tonalítica. O segundo grupo é constituído pelos epidotos gerados pela alteração de albita e oligoclásio. Os epidotos gerados pela alteração da andesina correspondem a cristais agrupados em massas esparsas juntamente com mica branca. Este tipo de epidoto agrupa-se ao tipo zonado encontrado nas vênulas. Exceto o epidoto derivado da alteração da andesina de rocha tonalítica, todos os demais epidotos são provenientes da transformação de componentes das rochas monzograníticas.

Nas rochas de composição monzogranítica há presença de plagioclásio albitico substituído por epidoto bem desenvolvido, associados a agregados de clorita. Nas vênulas que cortam a rocha, o epidoto caracteriza a alteração pervasiva, e o preenchimento é dado por epidoto e feldspato alcalino, cortando cristais de albita e feldspato alcalino. O feldspato da rocha hospedeira apresenta albitização na forma de manchas disseminadas no feldspato alcalino, enquanto o feldspato da vênula é inteiramente límpido e sem substituições. Existe com frequência a alteração das rochas monzograníticas, resultante da disseminação do epidoto, associado à clorita. Também há evidências da alteração pervasiva em sienogranitos, com vênulas de fengita desenvolvida sobre a muscovita, resultante de recristalizações metassomáticas que afetaram os granitóides. No entanto, estas espécies muscovíticas,

derivadas da alteração da biotita, apresentam composições parciais fengíticas, ou seja, não são muscovitas puras (Figura II.12.A).

Alteração hidrotermal associada à mineralização de fluorita

Esta alteração inclui todas as posteriores à fase pervasiva e que são fortemente controlados por um sistema de falhas de direção N0⁰-30⁰E, constituindo amplas zonas brechadas, originadas por deformações de natureza frágil e desenvolvidas em condições crustais mais rasas, quando comparadas aos processos tectônicos anteriores. A distribuição dos minerais que preenchem as vênulas e dos argilo-minerais dos granitóides que constituem as rochas encaixantes na mina Rio dos Bugres pode ser vista na Figura II.13.A, sendo de segunda geração, pois, cortam aquelas vênulas formadas pela alteração pervasiva.

O interestratificado ilita/esmectita (I/S) caracteriza-se como um \square é \square sta \square tratificado regular, onde uma folha de esmectita é sempre precedida, pelo menos por uma folha de ilita e seguida também, por duas folhas de ilita sendo, portanto, um interestratificado rico em ilita. As rochas tonalíticas e monzograníticas foram preenchidas por carbonatos e, subordinadamente, quartzo e argilo-minerais do tipo I/S, estando localizados na parte SE da seção geológica. As vênulas preenchidas por fluorita, quartzo e subordinadamente, carbonatos e argilo-minerais I/S, são encontrados nas rochas sienograníticas e apograníticas, próximo aos filões de fluorita da estrutura II (Figura II.13.B). No setor mediano e inferior da parte NW da seção geológica, as vênulas são preenchidas por quartzo, com porções menores de carbonatos e I/S, reforçando que influência das variedades de granitóides sobre os tipos de argilo-minerais encontrados e também os falhamentos das estruturas I e II. Há ocorrência das espécies I/S, cloritas e esmectitas na parte SE da seção geológica, isto é, parte formada predominantemente por tonalitos e monzogranitos. Na parte NW da seção, há domínio de I/S, com cloritas subordinadas, desenvolvidas nos sienogranitos e apogranitos. A dickita e caulinita ocorrem em condições mais restritas, próximo às estruturas mineralizadas, nos locais onde são registrados os maiores filões de fluorita da estrutura II. Ocorrem vênulas de calcita que cortam indiscriminadamente os diversos componentes dos tonalitos, tanto os minerais primários como aqueles associados com a alteração pervasiva. As rochas tonalíticas da mina Rio dos Bugres apresentam uma assembléia multifásica de esmectitas, revelando a existência de duas fases, uma indicando a clorita e outra sugerindo tratar-se de um interestratificado clorita/esmectita (C/S), o que poderia indicar a ocorrência de misturas de argilo-minerais esmectíticos e ricos em ferro.

A transformação da biotita em espécies de clorita incolor corresponde a uma mistura dos dois minerais, o intercrescimento entre a clorita incolor e o mineral, cujas propriedades óticas e composicionais, indica tratar-se de uma nontronita. Há ocorrência da nontronita restrita, sendo encontrada apenas nas rochas intermediárias mais ricas em ferro e magnésio. O conjunto dos minerais filitosos ferromagnesianos, isto é, a biotita, clorita e nontronita, e são apresentados na Figura II.12.B.a (diagramas MR³-2R³-3R²) Figura II.12.B.b (M-4Si-R²). Estes dois diagramas sugerem o posicionamento da nontronita,

deslocada da linha que une os pólos da biotita e da clorita. Por meio da razão K versus $Mg/Mg+□$ é, o comportamento da nontronita em relação à biotita e clorita, visto que estes dois minerais situam-se em posições extremas bem definidas, a mesma localiza-se fora deste eixo, não correspondendo a uma fase intermediária entre o mineral primário e seu produto de alteração. As relações texturais observadas e a íntima associação entre a clorita e a nontronita sugere a transformação da primeira na segunda. Além disso, deve salientar-se o aspecto comum da alteração da biotita em clorita incolor, enquanto a ocorrência da nontronita como uma fase definida é muito restrita. Assim sendo, o comportamento sugerido na Figura II.12.B.b é reforçado, em parte, pelo posicionamento da nontronita na Figura II.12.B.a.

Nos sienogranitos, os filossilicatos ferromagnesianos diminuem, sendo que a clorita está associada aos argilo-minerais expansivos. Ocorrem também corrensitita, esmectitas, interestratificados do tipo clorita/corrensitita, mica, interestratificados do tipo I/S com mais de 90 % de illita.

Na alteração hidrotermal instalada nos apogranitos há brechação do feldspato alcalino associado com o desenvolvimento de uma fina matriz deste mesmo mineral, sendo o conjunto cimentado por fluorita. Parte da matriz fina dos apogranitos microbrechados revelou a presença dominante de feldspato alcalino e relictos albita metassomática. Salienta-se a ausência de filossilicatos ferromagnesianos e o predomínio da albita e feldspato alcalino, o que pode identificar granitóides albitizados. Há mica típica e interestratificado do tipo I/S com mais de 90 % de illita.

Os tonalitos possuem intensa alteração hidrotermal ligada às soluções originárias dos filões de fluorita, destacando-se a substituição seletiva dos minerais portadores de Ca na suas respectivas estruturas cristalinas e preservação daqueles compostos por K. Assim sendo, há substituição do anfibólio e plagioclásio por uma mistura de óxidos de ferro e titânio, juntamente com dickita e quartzo, enquanto a biotita encontra-se inteiramente preservada. Existe preservação do quartzo, da biotita, enquanto a parte cloritizada foi substituída por dickita. As micas brancas do estágio da alteração pervasiva permanecem como relictos, juntamente com o quartzo e a biotita. Há uma correlação do tonalito com o apogranito brechado e alterado hidrotermalmente pelas soluções fluoríferas, em que os termos litológicos extremos dos granitóides da mina de Rio dos Bugres convergem no efeito dos fluidos que preservaram as espécies portadoras de K, enquanto que foram substituídos aqueles que continham Ca. Duas representações triangulares mostram de modo claro, o caráter inalterado da biotita, a preservação parcial da mica branca e a existência de argilo-minerais que constituem um trend em direção ao pólo da caulinita, passando próximo a beidelita (Figura II.12.C). Há presença de dickita, corrensitita e esmectita, tendo a ocorrência de interestratificado do tipo I/S com mais de 90% de illita, presença de biotita e da dickita foi confirmada pelas suas bandas de vibração da OH⁻, em 3695, 3651 e 3620 cm⁻¹.

3.2 Alterações Hidrotermais na Mina 2 (Bastos Neto, 1997)

A jazida da mina 2 (Figura II.6) foi escolhida por ser uma das mais importantes do distrito, ter a geologia e a geoquímica bem conhecidas e

ocorrerem minérios das 4 fases. O granitóide alterado foi estudado no nível 110 de sub-superfície. Um aspecto considerado na amostragem (Figura II.14) foi a distribuição das paragêneses secundárias em função das escalas de fraturamento. A lente sul constitui uma fratura preenchida por fluorita, com espessura variando de 5 a 15 m, comprimento de 150 m e altura de 250 m. A distribuição dos minerais na rocha encaixante, ao longo de perfis transversais corresponde a uma zonação na escala da estrutura filoniana. As fraturas de espessuras centimétricas, freqüentes em toda a encaixante, correspondem a uma segunda escala de zonação mineral, cuja observação é mais difícil, pois as reativações tectônicas e as superposições de paragêneses em fraturas desta escala foram sempre muito intensas e as microfissuras representam uma terceira escala, microscópica. Nos perfis de amostragem, as fraturas centimétricas eram menos abundantes, com relação à estrutura filoniana e às microfissuras. Além dos perfis na lapa do veio, foram coletadas amostras no traçado da falha controladora da mineralização e amostras de granitóide brechado e silicificado com fluorita associada intercalado no veio. Foram também estudadas argilas depositadas no interior da lente sul, associadas, à fluorita da geração VIII.

As alterações potássica e mica branca não foram observadas na mina 2, tendo sido mascaradas pela alteração propilítica, mais intensa do que na rocha regional, e pelas alterações de baixa temperatura ligadas às soluções mineralizantes. Como particularidades da alteração propilítica observou-se: (1) substituição de biotita e anfibólio por clorita e demais minerais da alteração propilítica, de cor verde mais escura e mais homogênea do que na rocha regional; (2) ocorrência de rutilo ao invés de titanita secundária (como ocorre nas amostras regionais) nas paragêneses de substituição da biotita; (3) grande desenvolvimento e abundância do epidoto oriundo da alteração do plagioclásio.

Nas amostras mais distantes da mineralização observou-se uma fase de deformação precoce caracterizada por feldspato com extinção ondulante e planos de geminação suavemente dobrados, mica bastante estirada, e grãos de quartzo com bordas recristalizadas, extinção ondulante ou estirados, formando lentes. O único mineral sin-tectônico é o quartzo cristalizado em sombras de pressão de feldspato. Mais próximo ao veio, esta deformação é mascarada por deformações rúpteis posteriores e, principalmente, pelas alterações hidrotermais de baixa temperatura.

Todos os minerais primários e da alteração propilítica da encaixante foram afetados por alterações pervasivas relacionadas às soluções mineralizantes com exceção apenas do quartzo, zircão e apatita. O interestratificado clorita/saponita só foi observado a menos de 2 m da mineralização, formado a partir da alteração da clorita propilítica e do plagioclásio e, subseqüentemente, parcialmente alterado em interestratificado illita-esmectita nas partes mais próximas da mineralização.

Foram identificadas seis fases de formação de microfissuras e microbrechas com diferentes preenchimentos e alterações associadas:

- Microfissuras com quartzo microcristalino e microbrechas silicosas sem fluorita (Estágio 1) – preenchidas por quartzo na forma de cristais diminutos, cujas paredes possuem silicificação de intensidade variável com

microfissuras abundantes; a rocha tem aspecto de stockwork silicoso.

- Microfissuras com quartzo, fluorita e anatásio (Estágio 2) – predomina o quartzo e os cristais xenomórficos têm crescimento em direção às partes centrais; a fluorita ocorre em pequenas quantidades nas partes centrais; o anatásio ocorre subordinadamente, como cristais idiomórficos, localizados pontualmente ao longo das microfissuras ou formando aglomerados onde estas recortam cloritas da alteração propilítica.

- Microbrechas com cimento de quartzo microcristalino + fluorita + clorita/saponita (Estágio 3) – ocorrem no cimento de brechas que recortam as micro-fissuras precedentes e representa o primeiro estágio relativamente rico em fluorita, o interestratificado clorita/saponita (C/S) trata-se de aglomerados de microcristais.

- Microfissuras e micro brechas com illita/esmectita + pirita + fluorita (Estágio 4) – ocorrem como faixas contendo fragmentos de feldspato, quartzo e clorita cimentadas por interestratificado illita/esmectita (I/S) com pouca fluorita e pirita; também ocorrem como micro-fissuras preenchidas pelos mesmos minerais do cimento das microbrechas mas possuem pirita mais abundante e, mais próximas da mineralização, as duas fácies mostram contatos graduais com as alterações pervasivas que afetam a encaixante.

- micro fissuras com fluorita + quartzo e pinta (Estágio 5) – possuem fluorita constituindo até 80% do preenchimento, sendo as dimensões das fissuras e dos minerais de preenchimento muito variáveis; a pinta forma grandes cristais idiomórficos; as paredes das microfissuras são marcadas pela cristalização de interestratificados I/S de propriedades óticas semelhantes aos que ocorrem interiormente nas microfissuras do estágio precedente.

- micro fissuras com quartzo + fluorita + pinta + barita + esmectita (Estágio 6) – diferentemente dos estágios precedentes, ocorre uma ordem precisa de deposição dos minerais como quartzo microcristalino – quartzo, barita, pirita e fluorita – quartzo – esmectita. A esmectita, corresponde ao interestratificado I/S, tendo textura fibro-radial bem desenvolvida e, nas paredes das microfissuras, as esmectitas são semelhantes ao preenchimento.

A clorita propilítica na rocha encaixante alterada é, semelhante às rochas regionais, de composição de brunsvigita. Assim como o epidoto, esta é ligeiramente empobrecida em \square em relação à regional, o que pode resultar de uma alteração pelas soluções mineralizantes.

As análises químicas do interestratificado C/S revelaram variações de composição, com diferentes taxas de saponita, desde muito baixa até cerca de 50% (Figura II.15.A). A variação é independente da distância da amostra à mineralização e cristais com taxas bastante distintas podem coexistir numa mesma amostra.

Em relação às composições dos sítios octaédricos e tetraédricos e da camada interfolial, os interestratificados I/S dos Estágios 4 e 5 são mais aluminosos (Figura II.15.B), essencialmente potássicos (Figura II.15.C) e ligeiramente enriquecidos em Mg em relação ao Estágio 6. Estes últimos têm carga interfolial representada essencialmente por Ca. Em relação aos conteúdos de flúor, observa-se que interestratificados I/S dos Estágios 4 e 5

apresentam teores mais baixos de F (até 0,5% em peso), enquanto que os do Estágio 6 têm um teor médio de F de 1,2%.

Os interestratificados dos Estágios 4 e 5 repartem-se em dois campos de composição (Figura II.16), sendo que o primeiro campo situa-se entre a ilita e a montmorilonita de carga baixa, o segundo constitui uma série mais completa entre a ilita e a montmorilonita de carga alta e em casos mais distantes da mineralização, verifica-se que os interestratificados I/S, correlacionados petrograficamente ao Estágio 4, situam-se no primeiro grupo composicional, enquanto os Estágio 5 pertence à série entre a ilita e a montmorilonita de carga alta. A existência dos dois grupos é independente do protomineral (Figura II.16.B). Os interestratificados das fissuras e alterações ligadas ao Estágio 6 apresentam composições próximas à montmorilonita de carga baixa (Figura II.16.C).

Trabalhos no DFSC em Sensoriamento Remoto e Geofísica

Técnicas de sensoriamento remoto foram algumas vezes empregadas no DFSC, inicialmente por Horbach & Marimon (1980 e 1983), que identificaram as principais estruturas tectônicas do distrito a partir de imagens de radar e propuseram um modelo do controle tectônico das mineralizações de fluorita e dos maciços alcalinos.

Morgental & Kirchner (1983) efetuaram o levantamento das estruturas do distrito por fotografias aéreas e imagens de radar, plotando-as sobre bases geológicas na escala 1:100.000. Conforme suas direções e localizações, as estruturas foram classificadas em relação ao potencial para mineralização de fluorita (mapas previsionais).

Ferreira & Almeida (1989) utilizaram fotografias aéreas e imagens TM LANDSAT 4, com interpretação visual, para estudos centralizados na zona de cisalhamento Rio dos Bugres - ZCRB e extremo no sul do lineamento Canela Grande - LCG, as técnicas utilizadas foram processamentos do tipo aumento de contraste e filtragem direcional N-S.

Bastos Neto (1990), a partir de imagens de RADAR, investigou as relações das grandes estruturas do DFSC e áreas a norte com a evolução da margem continental.

Flores et al. (1993), utilizando imagens TM LANDSAT 5 e fotografias aéreas, definiram áreas com diferentes padrões morfotectônicos e morfogenéticos aos quais associaram diferentes potenciais para prospecção de fluorita.

Castro (1997) estudou os granitóides do Grupo Brusque, comparando informações geológicas, dados aerogamaespectrométricos e dados orbitais TM LANDSAT 5. Após a aplicação de processamentos para minimizar o ruído e as imperfeições dos dados devido ao vôo, o canal do urânio individualizou granitóides dos metassedimentos do Grupo Brusque. Fez também razões U/Th, Th/K e U/K. Uma composição colorida RGB de U – Th – K possibilitou a individualização de corpos e lineamentos. Nos dados orbitais, denominou realce litológico às composições coloridas testadas. Utilizou a primeira

componente principal para observação dos lineamentos.

5. Trabalhos de Integração de Dados de Sensoriamento Remoto, Geofísicos e Espectrorradiométricos para Prospecção Mineral

Os dados espectrorradiométricos obtidos por Hunt et al. (1970), Hunt & Salisbury (1970, 1971), Hunt (1971) in Hunt et al. (1977), demonstraram que os produtos de alteração como argilo-minerais, óxidos e hidróxidos de ferro, alumínio, carbonatos, sulfatos e sulfetos mostram feições espectrais relativas aos intervalos de comprimento de onda do espectro eletromagnético correspondendo às bandas do espectro visível ao infravermelho próximo (VNIR) e do infravermelho de onda curta (SWIR). Estas bandas coincidem com as principais “janelas atmosféricas”, ou seja, os intervalos de comprimento de onda em que a energia refletida e emitida pela superfície terrestre é mais bem transmitida através da atmosfera. Diversos autores desenvolveram aplicações do sensoriamento remoto para exploração mineral como Taranik, 1988; Kruse, 1989; Sabine, 1999; Vane & Goetz, 1993; Hungtinton & Green, 1988 entre outros. No Brasil este tipo de estudo teve um desenvolvimento na década de 90 por autores como Ferreira Jr. et al. (1992), Ferreira Jr. (1993), Meneses & Porto (1992) e Porto (1994) e, mais recentemente, Souza Filho & Drury (1998), Passos (1999), Oliveira (2000) e Swalf (2000).

Atualmente, a etapa mais avançada em sensoriamento remoto orbital para exploração mineral é o uso de espectrômetros e sensores hiperespectrais, com centenas de bandas espectrais no espectro do VNIR ao SWIR, como o sensor AVIRIS, utilizado no mapeamento de minerais de alteração hidrotermal (Clark et. al., 1990, 1991; Kruse et al., 1993 e Crósta et al., 1998). Abordagens do ponto de vista quantitativo têm sido propostas com o objetivo de otimizar a análise espectral e principalmente de caracterizar e individualizar grupos de amostras em função de sua assinatura espectral, pela aplicação de técnicas de estatística multivariada e da análise de feições de absorção associadas a espectros de rochas e solos. Galvão (1994) obteve resultados bastante satisfatórios quanto à correlação entre unidades estratigráficas distintas e à análise do comportamento espectral de solos, bem das bandas de absorção pelo uso do contínuo confirmou os resultados obtidos a partir da análise por principais componentes dos espectros. Pontara (1998) analisou os dados espectrais obtidos para filitos carbonosos provenientes das regiões de Paracatu e Luziânia pela técnica de principais componentes.

As técnicas de processamento e análise de dados orbitais utilizadas nos últimos vinte anos foram aplicadas na maioria em projetos de exploração mineral, porém, com o advento de sensores com melhores resoluções espectrais e espaciais, faz-se necessário desenvolver novos métodos que melhor aproveitem os avanços tecnológicos, como aqueles implementados por Hodgson (1993), Spatz (1997), e Sabine (1999). No Brasil, Crósta & Moore (1989) e Crósta (1990) desenvolveram uma técnica aplicada à análise por principais componentes, sendo adaptada por Loughlin (1991), para estudos referentes à prospecção de alteração hidrotermal relacionada a mineralizações auríferas.

Ferreira Jr. et al. (1992) e Ferreira Jr. (1993) combinaram técnicas

espectrorradiométricas e processamento imagens por análise de componentes principais, para detecção de zonas de alteração hidrotermal no greenstone belt de Guarinos, GO. Os processamentos de imagens orbitais envolveram razões de bandas, análise por componentes principais e transformação IHS. Meneses & Porto (1992) e Porto (1994) obtiveram resultados importantes na aplicação de técnicas espectrorradiométricas nos perfis de alteração no depósito de lateritas niquelíferas de Barro Alto, GO. Crósta & Rabelo (1993) aplicaram a técnica FPCS para identificação de áreas de concentrações anômalas em filossilicatos e óxidos/hidróxidos, na região de Paracatu de Minas. Araújo & Carvalho Jr. (1994), desenvolveram um filtro multidirecional de interesse na geologia, pois realça o relevo e os lineamentos estruturais nas imagens de satélite.

CAPÍTULO III
METODOLOGIA

III – METODOLOGIA

Inicialmente, foi definido o tema da tese de doutoramento, ou seja, a integração de dados orbitais, geofísicos e espectrorradiométricos sobre áreas de alteração hidrotermal em granitos que contêm mineralização de fluorita, com vistas à prospecção mineral.

Foi escolhida a área do DFSC, em relação à prospecção de fluorita para investigarem-se modelos de prospecção por meio das técnicas propostas e, com isso, fazer as comparações entre as mesmas.

A pesquisa bibliográfica foi realizada junto às bibliotecas das seguintes instituições:

- Instituto de Geociências – Universidade Federal do Rio grande do Sul - UFRGS;
- Centro Estadual de Pesquisas em Sensoriamento Remoto e Meteorologia – CEPARM - UFRGS;
- Companhia de Pesquisas de Recursos Minerais – CPRM;
- Departamento Nacional da Produção Mineral - DNPM;
- Instituto de Geociências – Universidade Estadual de Campinas - UNICAMP;
- Consultas via Internet a outras bibliotecas como da UnB, UNICAMP e INPE e de outras agências internacionais.

Foi feita fotointerpretação do meio físico, abrangendo rede de drenagem, relevo, estruturas de uma forma geral, utilizando-se as diretrizes de SOARES & FIORI (1976) e, para investigar especificamente a litologia nas fotografias aéreas, empregou-se a metodologia de RICCI & PETRI (1965), utilizando-se critérios como o padrão de drenagem, tonalidade, textura, formas e morfoestruturas para a obtenção do tipo de rocha. Estas informações serviram para auxiliar na interpretação de imagens de satélites, pois a fotografia aérea proporciona a visualização em 3-D das estruturas geológicas e dos corpos de rocha.

A partir de estudos fotointerpretativos, nos mapeamentos anteriores e na interpretação dos produtos de processamento de imagens, foram estabelecidos os pontos essenciais para serem coletadas amostras em campo, sendo os mesmos georreferenciados com GPS, para após serem situados nas imagens de satélite. Foram coletadas em campo, amostras de solo e rocha com a finalidade de suprir as informações sobre as áreas de alteração hidrotermal mineralizadas, as quais foram selecionadas para serem submetidas a medidas espectrorradiométricas de amostras de rocha, no Laboratório de Espectrorradiometria de Reflectância da Universidade Estadual de Campinas - LER/UNICAMP (Projeto Jovem Pesquisador FAPESP 96/11139-2).

A partir da obtenção de material para pesquisa, foram feitos processamentos de imagens de satélite e de imagens geofísicas e os trabalhos de campo, para coleta de material a ser analisado quimicamente e obtidas

medidas no espectrorradiômetro, bem como para confirmar alguns lineamentos estruturais obtidos pela imagem de satélite.

As técnicas empregadas nesta tese envolveram processamento digital de dados orbitais, processamento de dados geofísicos e aquisição de dados espectrorradiométricos.

Todo o trabalho foi efetuado com georreferenciamento dos dados e o levantamento de campo com GPS. Para comparação, por superposição em ambiente de geoprocessamento, de nossos dados com a geologia do DFSC, foram digitalizados os mapas previsionais de Morgental & Kirchner (1983) na escala 1:100.000 das folhas Criciúma/Lagoa de Garopaba do Sul, Laguna, Tubarão, Anitápolis e Santo Amaro da Imperatriz.

Os materiais utilizados e sua fonte de obtenção são citados a seguir.

- Duas imagens de satélite junto à ENGESAT, datadas de 30.12.96 e 23.05.97, órbita/ponto 220080, bandas 1,2,3,4,5 e 7;
- Cartas planialtimétricas, escala 1:50.000, obtidas junto ao IBGE;
- Fotografias aéreas, escala 1:60.000, pertencentes à Mineração Floral Ltda.;
- Dados aerogeofísicos dos Projetos Serra do Mar Sul e Ponta Grossa – Criciúma, fornecidos pela CPRM, SUREG-RJ;
- Mapas geológicos, escalas 1:25.000 (Morgental, 1984) 1:100.000 (Morgental & Kirchner, 1983);
- Amostras coletadas pela Prof^a. Andréa Ritter Jelinek e doutorando Flávio França Nunes da Rocha;
- Amostras coletadas durante o trabalho de campo.

O fluxograma apresentado na Figura III.1 resume as técnicas empregadas neste trabalho.



Figura III.1 – Fluxograma de Atividades de Pesquisa no DFSC.

1. Sensoriamento remoto

1.1. Fundamentos teóricos

A aplicação do sensoriamento remoto orbital multiespectral, para a pesquisa mineral, teve um grande avanço a partir de 1985 com o lançamento do satélite TM LANDSAT 5. Este satélite dispõe do sensor temático (TM), o qual possui maior resolução radiométrica, espectral e espacial do que os satélites anteriores desta série. O aumento do conhecimento sobre o comportamento espectral dos minerais, solos e rochas também contribuiu para o crescimento da pesquisa, apoiado em técnicas de aquisição de dados espectrorradiométricos e de processamento de imagens, inclusive empregadas para detecção de produtos de alteração hidrotermal.

Quando há interação entre matéria e REM, significa que de alguma forma, ambas sofrem modificações. A interpretação dos produtos de sensoriamento remoto, como imagens de satélite, é compreendida pela forma pela qual a radiação eletromagnética (REM) é gerada, propagada e transformada (Drury, 1993).

A luz e todas as formas de REM comportam-se ora como ondas, ora como partículas, consideradas como energia que unem campos de força elétrico e magnético, sendo denominadas quanta ou fótons e não possuindo massa. Da mesma forma, uma partícula de matéria, tal como um elétron, mostra sob certas condições, comportamento ondulatório.

A propriedade básica da REM é a intensidade, equivalente ao brilho da luz visível, dada pela quantidade de quanta ou pelas amplitudes dos campos elétrico e magnético. Geralmente, os sistemas sensores remotos necessitam coletar radiações com grandes comprimentos de onda em áreas-alvo maiores, num maior período de tempo do que aquelas radiações com comprimento de onda curto. Este aspecto tem conseqüências na resolução espectral de sistemas de sensoriamento remoto, principalmente quanto a sua capacidade de discriminar objetos reais de ruídos sistemáticos.

A REM é expressa em J.s, que é uma unidade de força, seja incidente ou emanada, é o fluxo radiante, comumente expresso na forma de densidade de fluxo radiante, ou seja, a REM medida por unidade de área (W/m^2). A densidade do fluxo radiante que incide numa superfície é conhecida como irradiância, ao passo que aquela que deixa esta superfície é chamada emitância ou exitância. A REM estende-se por comprimentos de onda de diversas magnitudes, desde menores do que 10^{-13} m (raios gama) até λ maiores do que 100 km (ondas longas de rádio). Por isso, o espectro eletromagnético está dividido conforme regiões arbitradas em função do uso e aplicação da REM.

Na natureza, os processos que envolvem REM são relacionados à temperatura dos corpos emissores. Toda matéria no universo emite algum tipo de radiação e a quantidade emitida, bem como a variação de seus comprimentos de onda são funções complexas da temperatura e da natureza dos corpos envolvidos.

Em sensoriamento remoto, são tratadas duas categorias de REM sobre a Terra, quais sejam, aquela que incide sobre a superfície sendo absorvida ou refletida e a radiação emitida pelos corpos terrestres. Os sistemas sensores que captam a radiação solar a qual reflete e deriva na superfície da Terra são ditos passivos, como os sensores a bordo dos satélites LANDSAT e SPOT. Aqueles sensores que envolvem fontes de REM artificial emitidas pelos mesmos são chamados sensores ativos, os quais captam a radiação refletida pela superfície da Terra, como o RADAR.

O satélite TM LANDSAT 5 inclui a bordo dois sensores importantes, quais sejam, o MSS - *multispectral scanner system* e o TM - *thematic mapper*. Este último é um sensor imageador em sete bandas espectrais, as três primeiras sensíveis à REM na região do espectro visível (1-2-3), enquanto que as três últimas, registram a REM no espectro infravermelho (4-5-7). Além disto, possui uma banda no infravermelho termal (6). As bandas espectrais do sensor TM podem ser aplicadas distintamente no levantamento de recursos naturais, conforme mostra a tabela abaixo, com as principais aplicações do TM LANDSAT 5 na prospecção dos diversos materiais da superfície terrestre.

Tabela III.1. Aplicações das bandas do TM LANDSAT 5 (modificado de Freden & Gordon, 1983).

Banda espectral	Faixa espectral (nm)	Aplicações
1	450-520	<ul style="list-style-type: none"> • Sedimentos na água • Águas costeiras • Oxidação em rochas
2	520-600	<ul style="list-style-type: none"> • Áreas urbanas • Vegetação
3	630-690	<ul style="list-style-type: none"> • Áreas urbanas • Diferenciação da vegetação
4	760-900	<ul style="list-style-type: none"> • Biomassa • Relevo • Corpos d'água
5	1550-1750	<ul style="list-style-type: none"> • Corpos d'água • Unidade da vegetação • Discriminação de tipos de rochas
6	10400-12500	<ul style="list-style-type: none"> • Estresse térmico da vegetação • Propriedades termais do solo
7	2080-2350	<ul style="list-style-type: none"> • Mapeamento geológico • Zonas hidrotermalizadas

Independente do tipo de sensor, técnicas de processamento de imagens têm sido desenvolvidas, havendo um crescente desenvolvimento dos softwares. O processamento digital de imagens constitui um conjunto de técnicas que fornecem ferramentas para identificar e extrair informações contidas nas imagens de satélite, visando sua posterior interpretação. Utiliza-se para isto, sistemas computacionais que manipulam as imagens brutas, sendo os produtos resultantes também considerados imagens com informações específicas para o tema escolhido para determinada pesquisa. O objetivo principal do processamento digital, tendo em vista a grande quantidade de

dados das imagens, é o de remover as barreiras inerentes ao aparelho óptico humano, facilitando a extração das informações a partir das imagens.

As principais técnicas de processamento de imagem são: composições coloridas, aumento de contraste, operações aritméticas, filtragens, transformação I-H-S, análise por componentes principais e classificação de imagens. Crósta & Moore (1989) e Crósta (1990) desenvolveram uma técnica aplicada à análise por principais componentes, a qual foi adaptada por Loughlin (1991) para estudos referentes à prospecção de alteração hidrotermal relacionada a mineralizações auríferas. Araújo & Carvalho Jr. (1994) desenvolveram um filtro multidirecional de interesse para geologia, por realçar o relevo e os lineamentos estruturais nas imagens de satélite.

1.2. Técnicas utilizadas

As técnicas de processamento digital de imagens empregadas neste trabalho foram executadas nos softwares ENVI (RSI, 2000) e SPRING (INPE, 2001) sendo resumidas a seguir:

- Pré-processamentos
- Seleção de bandas
- Realce de contraste
- Composições coloridas
- filtragens
- Operações aritméticas
- Transformação IHS
- Análise por componentes principais
- Classificação de imagens

1.2.1. Pré-processamentos

Correção geométrica

Este procedimento destina-se ao georreferenciamento dos pixels da imagem para uma projeção cartográfica condizente com a base cartográfica utilizada. A correção foi efetuada através da identificação de pontos de controle no terreno extraídos desta base.

O método utilizado para correção geométrica tem a capacidade de refinar a correção já feita pela agência distribuidora das imagens, sendo baseado em pontos de controle no terreno. A partir de um mapa planialtimétrico de referência, os pontos de controle devem ser precisamente identificados no mapa e na imagem, de forma interativa com o operador.

A operação envolve a identificação de pontos de controle na imagem correspondendo ao mapa, modelando-se a transformação por um polinômio

linear de baixa ordem, pelo método dos mínimos quadrados em relação aos pontos de controle no terreno.

1.2.2. Seleção de bandas

Esta etapa diz respeito à preparação para o emprego de composições coloridas no espaço RGB, bem como transformação IHS, por exemplo. Adotou-se o método proposto por Chaves Jr. et al. (1982), que utiliza os desvios-padrão e os coeficientes de correlação das imagens, permitindo a obtenção de um fator de índice ótimo - FIO para todas as combinações possíveis entre as bandas da imagem. Este fator é obtido através da seguinte expressão:

$$FIO = \frac{\sum \sigma}{\sum cc},$$

$$\text{sendo que: } \sum \sigma = \sigma_x + \sigma_y + \sigma_z \quad \text{e} \quad \sum cc = \frac{x}{y} + \frac{x}{z} + \frac{y}{z},$$

onde:

$\sum \sigma$ = somatório dos desvios-padrão das bandas x, y e z;

$\sum Cc$ = somatório dos coeficientes de correlação entre as bandas x, y e z;

σ_x = desvio-padrão da banda x;

σ_y = desvio-padrão da banda y;

σ_z = desvio-padrão da banda z;

x/y = coeficiente de correlação entre as bandas x e y;

x/z = coeficiente de correlação entre as bandas x e z;

y/z = coeficiente de correlação entre as bandas y e z.

1.2.3. Realce de contraste

O aumento linear de contraste em todas as bandas espectrais da imagem foi feito visando à obtenção dos histogramas expandidos das mesmas, com a finalidade de eliminar problemas gerados pelas condições de iluminação da cena, que na área em estudo é dada pelo sombreamento e também pela contribuição atmosférica.

1.2.4. Composições coloridas

A confecção de imagens resultantes de composições coloridas de três bandas constitui um procedimento fácil de ser implementado e eficaz no reconhecimento de assinaturas espectrais indicativas da presença de vegetação, solos e rochas. Apesar de simples, este procedimento necessita de um conhecimento preliminar das características espectrais das feições superficiais, assim como das especificações do sensor utilizado.

A escolha das bandas espectrais a serem utilizadas em composições

coloridas pode ser feita qualitativamente com base nas propriedades de reflectância espectral conhecidas das rochas e solos em função das bandas TM ou quantitativamente, através de métodos estatísticos baseados na correlação entre bandas. Neste estudo, as bandas foram selecionadas com base nas propriedades espectrais das rochas do DFSC e os valores dos picos de reflectância e absorção foram extraídos da curva espectral interpolada para a resolução do TM. A seguir, foram escolhidos os tripletes compostos por bandas posicionadas no SWIR e no VNIR, permitindo mapear feições tanto de origem eletrônica como vibracional.

1.2.5. Filtragens

A imagem utilizada no presente estudo foi TM LANDSAT 5, WRS 220.079 de 23.05.97, escolhida pela proximidade do inverno, quando a menor insolação e o maior sombreamento evidenciam as estruturas. Os métodos utilizados para detecção de lineamentos estruturais foram o aumento de contraste e a filtragem direcional, efetuados somente sobre a banda 4. Esta foi escolhida pela sua definição dos elementos do relevo, eliminação dos efeitos da vegetação e, conseqüentemente, melhor visualização dos lineamentos. O aumento linear de contraste foi efetuado para obtenção do histograma expandido da banda, com a finalidade de eliminar problemas gerados pelas condições de iluminação da cena que, na área em estudo, correspondem ao sombreamento e à contribuição atmosférica (Richards, 1986). Nestes processamentos, utilizou-se o programa ENVI, o qual foi ainda empregado na filtragem direcional, através de filtro multidirecional 7 x 7 (Araújo & Carvalho Jr., 1994), para evidenciar o relevo e as morfoestruturas, sendo a matriz deste filtro mostrada abaixo.

Tabela III.2. Matriz multidirecional 7 X 7.

6	5	4	3	2	1	0
5	4	3	2	1	0	-1
4	3	2	1	0	-1	-2
3	2	1	0	-1	-2	-3
2	1	0	-1	-2	-3	-4
1	0	-1	-2	-3	-4	-5
0	-1	-2	-3	-4	-5	-6

O programa AUTOCAD MAP 2000 foi utilizado para digitalizar os lineamentos na tela, sobre a imagem filtrada, produzindo-se um arquivo de dados vetoriais. Após, efetuou-se a inserção dos dados vetoriais no ROCKWORKS 99 para calcular a direção azimutal dos vetores e classificar os mesmos segundo intervalos de classes selecionados.

1.2.6. Operações aritméticas

Ao analisar-se diferentes bandas de uma mesma imagem multiespectral ou uma mesma banda de imagens adquiridas em datas distintas, é conveniente

o uso de operações aritméticas como adição, subtração, multiplicação e divisão de imagens, aplicadas sempre sobre a mesma área geográfica.

As operações aritméticas são convenientes, pois, proporcionam a compressão dos dados originais envolvendo um conjunto de bandas, resultando num menor número delas. No entanto, estes procedimentos envolvem perdas de informações originais, porque nem toda informação original será realçada (Crósta, 1993). Estas perdas são devidas ao fato do resultado das operações aritméticas sempre ultrapassar o intervalo de ND 0-255, devendo ser recalculado para retornar a este intervalo. De forma geral, a regra dita que adição e multiplicação de bandas promovem o realce de semelhanças espectrais, e que subtração e divisão de bandas realçam as diferenças espectrais.

A adição de bandas é uma operação linear. A soma dos valores de NDs referentes à adição de "n" bandas resulta num intervalo $(0-255)n$, necessitando um reescalonamento de volta ao intervalo 0-255, no qual se divide o resultado por n. Este tipo de processamento de imagem traduz a média aritmética entre as bandas e visa diminuir o ruído eletrônico presente em imagens de satélite, o qual, na maioria das vezes, não é correlacionado entre as bandas espectrais, sendo suprimido nesta operação que evidencia as semelhanças e não as diferenças espectrais. A aplicação desta técnica pode também ser estendida à combinação de imagens já processadas juntamente com imagens originais de uma mesma cena.

A subtração de bandas é também uma operação linear como a adição, com a particularidade de evidenciar pequenas diferenças espectrais dadas pelas diferenças do ND de um mesmo pixel de banda para banda. Os resultados deste processo situam-se no intervalo $(-255, +255)$ e o ajuste do mesmo é feito com a adição de 255, mais a divisão por 2, com a finalidade de retornar ao intervalo 0-255. A aplicação deste tipo de processamento se destina a identificar alvos com leves diferenças espectrais como ocorre em cobertura vegetal, composição de solo e rocha, quando são manipuladas bandas de uma mesma imagem. Já com imagens multitemporais, a subtração de bandas pode auxiliar na detecção de mudanças na cobertura vegetal de uma área, estágios de cultura e expansão urbana.

A multiplicação de imagens trata-se de uma operação não linear e, como ocorre na adição, ao multiplicar-se as bandas, obtém-se o realce da imagem original. No entanto, o resultado será satisfatório somente se os NDs dos pixels analisados forem altos, pois assim, o resultado será também alto. Entre os alvos altamente correlacionáveis nas bandas de uma mesma imagem estão as sombras, fazendo com que a multiplicação de imagens ganhe importância no realce de feições morfológicas e estruturais do terreno, de grande utilidade no campo das geociências.

A divisão de imagens é a operação aritmética mais empregada em processamento digital de imagens. Também denominada razão de bandas, caracteriza-se por ser uma operação não linear, devendo seus resultados ser alocados ao final da operação, para o intervalo 0-255. O produto deste processamento é o realce intenso das diferenças espectrais de um par de bandas, sendo indicado principalmente para determinar índices de vegetação,

concentrações minerais, entre outros temas.

1.2.7. Transformação IHS

A transformação IHS é uma técnica de processamento digital de imagem que realiza transformações dentro do espaço de cores a partir do vermelho-verde-azul (RGB) para brilho-matiz-saturação (IHS) e vice-versa. As três bandas originais são transformadas, resultando em três novas imagens, as quais podem ser combinadas em composições coloridas. A imagem resultante contém a maioria da resolução espectral, possuindo alta resolução espacial.

Esta técnica consiste na transformação de uma composição colorida do espaço de cores para o espaço IHS, constituindo um modelo alternativo ao sistema RGB, o qual baseia-se nos conceitos de intensidade, matiz e saturação. A intensidade é a medida de "brilho" de uma cor, o matiz relaciona-se ao comprimento de onda de uma cor e a saturação refere-se ao grau de pureza da mesma.

Tendo em vista que uma cor no espaço IHS é descrita em componentes independentes, a transformação permite a visualização e o ajuste de contrastes das bandas separadamente, antes do retorno para o espaço RGB, sem alteração dos atributos das mesmas. A aplicação de contraste na componente I realça áreas com baixo albedo, nas quais as diferenças nas cores RGB não são distinguíveis. O aumento de contraste da componente S resulta em cores mais puras da imagem que no espaço RGB pode ser difícil pela mistura das cores.

A técnica de IHS foi também empregada para produzir uma imagem-matiz RGB com intuito de realçar assinaturas espectrais e suprimir o sombreamento topográfico, conforme proposto por Liu & Moore (1990). Foram utilizadas três composições coloridas previamente selecionadas segundo a técnica descrita no item - 1.2.2. Seleção de bandas, contendo a menor correlação entre as mesmas, numa tentativa de eliminar a redundância de informações.

Cada um dos tripletes foi submetido à transformação IHS e as três imagens H resultantes deste processo, foram reunidas numa composição colorida HRGB, a qual contém toda a informação espectral das bandas originais transformadas. Este produto deve mostrar excelente realce espectral em comparação com as bandas originais, pelo fato de ter sido eliminado o sombreamento do relevo, permanente mesmo nos produtos de processamentos digitais usuais, como aumento de contraste, APC, etc.

Posteriormente, pode-se efetuar de forma controlada as transformações e substituições necessárias à integração de dados orbitais com dados aerogeofísicos.

1.2.8. Análise por componentes principais – ACP

Esta é uma técnica estatística multivariada utilizada para a selecionar combinações lineares de variáveis não correlacionadas, de modo que cada combinação linear extraída sucessivamente, ou principal componente, tenha

uma variância menor (Singh & Harrison, 1985). A variância estatística em imagens multiespectrais relaciona-se à resposta espectral de vários materiais superficiais, assim como à dimensionalidade estatística dos dados da imagem. Entre as técnicas baseadas na APC aplicou-se a técnica Feature Oriented Principal Component Selection - FPCS (Crósta & Moore, 1989) e adaptada por Loughlin (1991).

A técnica FPCS permite a discriminação entre os diversos tipos de coberturas através da análise de matrizes de autovetores utilizadas no cálculo das principais componentes. Desta forma, os valores dos autovetores são utilizados para prever qual imagem PC concentrará a informação diretamente relacionada às assinaturas espectrais teóricas do alvo. O ordenamento das PCs é influenciado tanto pela abundância espacial de pixels representantes dos vários alvos geológicos, quanto pelo desvio padrão (variância) de cada banda.

Originalmente, este método utilizava um conjunto de seis bandas, onde as componentes principais contendo maior informação a respeito dos grupos de minerais de interesse (no caso, os óxidos/hidróxidos de ferro e as hidroxilas) seriam selecionadas. Loughlin (1991) propôs uma adaptação desta técnica, denominando-a de Técnica Crósta, onde ao invés de seis bandas, dois conjuntos de quatro bandas são submetidos a APC: 1457 e 1345. Estes conjuntos realçam, respectivamente, minerais do grupo das hidroxilas e dos óxidos/hidróxidos, os quais estão muito freqüentemente associados a paragênese de alteração hidrotermal.

Primeiramente, foi feita uma pré-seleção de dois conjuntos de bandas espectrais de uma mesma imagem orbital TM LANDSAT 5, baseando-se no comportamento espectral de dois grupos geoquímicos, quais sejam, os óxidos/hidróxidos de ferro e as hidroxilas, relacionados aos argilo-minerais de alteração hidrotermal que apresentam feições diagnósticas identificáveis por sensoriamento remoto (Crósta & Rabelo, 1992). A seleção agrupou bandas 1, 3, 4 e 5, a qual permitiu a informação espectral da limonita, omitindo a presença das hidroxilas e o agrupamento das bandas 1,4, 5 e 7, mostrando o inverso.

Após, foi aplicada a análise por componentes principais em cada grupo de bandas, que consiste numa técnica baseada em princípios de estatística multivariada (APC). Com isso, puderam ser analisadas suas matrizes de autovalores como auxílio para identificação do produto que contém a informação espectral desejada que, normalmente é a PC3 ou PC4 (CRÓSTA & RABELO, op. cit.), produzindo-se duas imagens, denominadas por LOUGHLIN (1991) de "Óxido" e "Hidróxido", sendo que as áreas combinadas, ou seja, a intersecção das duas será os alvos para prospecção.

1.2.9. Classificação de imagens

Esta técnica constitui um processo automático de rotulagem, no qual associa-se cada pixel da imagem a uma classe que, teoricamente, atribui-se a objetos previamente escolhidos de uma determinada área temática, por exemplo, classes de uso do solo dentro de mapeamento de uso do solo, tipos

de vegetação de um mapa de cobertura vegetal, tipos de rocha num mapa litológico, etc. Na classificação digital de imagens, no entanto, são consideradas apenas as características espectrais sem levar em conta os aspectos texturais de uma cena.

A classificação de imagens se apóia no conceito de espaço de atributos das diversas bandas que compõem uma imagem, porque um mesmo pixel possui diferentes NDs em função da banda espectral. Quanto maior for o número de bandas escolhidas para classificação, estas poderão fornecer maiores dados ao sistema computacional para identificação dos alvos.

Na classificação multiespectral de imagens, atribui-se cada pixel a um determinado grupo de classes, num processo vulgarmente chamado “separação” de informações. Com base no princípio da vizinhança, na escolha prévia de classes e na idéia de que cada pixel pertença a uma das classes eleitas. Outro importante aspecto da classificação é que as classes podem ser definidas pelo pesquisador não apenas pelos valores de reflectância, mas pelas suas características de contexto.

O método da classificação supervisionada parte de áreas identificadas na imagem, as quais se conhecem as características no terreno, para estabelecer classes, por meio da aquisição de amostras. Através de padrões de comparação, os pixels desconhecidos na imagem são incluídos nas classes da área temática estudada. O produto da classificação supervisionada é uma imagem classificada, composta por uma banda, a qual representa um mapa temático.

A classificação supervisionada deve ser efetuada sobre três ou mais bandas espectrais, sendo mais preciso quanto maior for o número de bandas empregadas. O Método da Máxima Verossimilhança utiliza parâmetros estatísticos sofisticados, como a probabilidade de um pixel desconhecido pertencer a uma determinada classe, escolhendo-se o limite de decisão que coincide com o contorno mais próximo da média, utilizando-se o desvio padrão a partir da média desta classe. Os contornos ao redor das classes são a probabilidade da presença de um pixel com uma combinação de NDs dentro daquele conjunto de amostras.

Se a amostragem for bastante significativa, os contornos ao redor de cada classe significam a probabilidade de qualquer pixel desconhecido pertencer a uma determinada classe. Baseando-se nisto, é possível classificar toda imagem dentro das classes eleitas, mesmo com baixa probabilidade, pois, conceito de limite de decisão é a capacidade que este método tem de atribuir um pixel a uma classe contígua à outra em termos de ND, sendo os limites traçados onde os contornos de igual probabilidade se cruzam.

2. Geofísica

2.1. Fundamentos teóricos

Desde o início da década de 50, o governo brasileiro tem investido em aerolevantamentos geofísicos sobre o país, com a finalidade de contribuir para

o conhecimento geológico e descobrir depósitos minerais de interesse econômico. Estes projetos resultaram em mapas geológicos, perfis lineares de aerogamaespectrometria de alta precisão, mapas de interpretação aeromagnéticos e de raios gama.

Os produtos gerados pelos dados geofísicos podem ser apresentados na forma de perfis, mapas de contorno, imagens coloridas ou preto e branco e modelos numéricos. Estes produtos, ao serem interpretados qualitativamente e quantitativamente, podem ser usados para correlações geológico-geofísicas e fornecer conhecimento sobre as potencialidades minerais de determinada região, apresentando uma relação custo-benefício bastante favorável em vista da área de abrangência e do tempo de amostragem.

2.1.1. Aeromagnetometria

Nesta técnica, os alvos de interesse prospectivo são revelados por meio de anomalias, as quais são registradas como a diferença entre a intensidade do campo magnético num ponto específico e a intensidade média do campo regional, podendo ser positivas ou negativas. Estas anomalias são produzidas por contrastes de susceptibilidade magnética presente nas rochas e por meio de seus valores, pode ser estimada a profundidade da fonte magnética e serem delimitadas áreas com padrões magnéticos similares. Telford (1976), Misener (1982), Grant (1982a) e Reeves (1982) discutiram a utilização de técnicas magnéticas para prospecção geológica, análise e interpretação de dados geofísicos, especialmente obtidos a partir de aeronaves.

O campo magnético é gerado no núcleo externo da Terra, que é constituído por Fe-Ni em estado de fusão. Os materiais condutores de eletricidade deste fluido são atraídos pela força gravitacional, adquirindo movimentos convectivos e criando correntes elétricas responsáveis pela formação do campo magnético terrestre. Determina-se o campo magnético de cada ponto da superfície da Terra pela sua direção e intensidade, tangente à linha de força imaginária que passa por este ponto. Convencionalmente, representa-se o campo magnético por um vetor que pode ser subdividido em três componentes principais, segundo Telford (1976):

- Campo magnético principal, originado no interior da Terra;
- Campo magnético externo, produzido por fontes magnéticas externas à crosta terrestre, principalmente por efeitos indutivos de circulação de correntes elétricas na ionosfera;
- Anomalias regionais, originadas pelas heterogeneidades da crosta terrestre que correspondem às variações do campo magnético principal.

A direção do campo magnético tem como referência coordenadas geográficas e ângulo de inclinação em relação ao plano horizontal. Na superfície do globo terrestre, a intensidade e a direção do campo magnético terrestre variam de local para local e num mesmo local, variam também em relação ao tempo. A intensidade deste campo é mínima nas regiões equatoriais e máxima nos pólos. O campo magnético é medido pela amostragem do campo total, ou por um de seus componentes, em tempos discretos ou pelo

registro da continuidade do campo ao longo das linhas de vôo. Utiliza-se a unidade "gama", que é equivalente a 1 nT ou 10^{-9} T.

A partir do núcleo da Terra até profundidades abaixo da superfície, aonde a temperatura chega a aproximadamente 500° C, não existe contribuição adicional do campo magnético. Acima disto, geralmente em profundidade entre 5 a 15 km, certos minerais adquirem propriedades magnéticas e causam distúrbios ou anomalias locais no campo geomagnético. A magnetita é o mineral mais fortemente magnético, seguindo-se a maghemita, a titanomagnetita, a titanomaghemita, a pirrotita, e alguns óxidos de Fe e Ti (Grant, 1982a). A intensidade de magnetização de uma rocha ou mineral depende dos seguintes fatores:

- Magnetismo induzido, que é a magnetização de uma rocha obtida a partir de sua susceptibilidade em relação a um campo aplicado, podendo desaparecer quando a rocha for afastada da influência do campo magnético;
- Magnetismo remanente, que é adquirido quando da formação da rocha, sendo que os materiais retêm as propriedades magnéticas mesmo depois do campo magnetizante estar afastado.

Estes fatores relacionam-se através da expressão:

$$I = \kappa B + I_r,$$

Onde:

I = intensidade de magnetização,

κ = susceptibilidade magnética,

B = vetor indução magnética da Terra para o local considerado e

I_r = vetor campo remanente.

No entanto, a intensidade de magnetização não é fixa em relação ao tempo e ao espaço, interessando mais as variações espaciais da intensidade de magnetização para os estudos geofísicos do que a variação temporal, a qual pode ser identificada e removida durante as etapas de compilação dos dados (Misener, 1982).

Segundo Bourne (1993), todos os minerais contribuem para a susceptibilidade magnética total exibida por uma amostra de rocha, mas se a magnetita for abundante, constitui o mineral mais importante. Os minerais máficos, como a hornblenda e biotita, também podem ser significativos, e podem predominar onde a magnetita é escassa.

Cameron & Carrigan (1987) citam fatores que influenciam a susceptibilidade magnética de uma rocha:

- Conteúdo de magnetita primária da amostra;
- Conteúdo de magnetita secundária formada por substituição de minerais preexistentes;
- Perda de qualquer magnetita que acompanha estados de oxidação ao longo de planos de falha e fraturas;

- Anisotropia magnética da amostra.

No entanto, a assinatura magnética de uma rocha não depende apenas de sua porcentagem absoluta, mas também da forma como está distribuída dentro da unidade litológica. É o exemplo de uma seqüência sedimentar com intercalações de camadas ricas em magnetita, que após processos de dobramentos e metamorfismo mostra uma assinatura magnética diferente, refletindo as dobras e deformações da rocha (Reeves, 1982).

2.1.2. Aerogamaespectrometria

A abundância relativa e absoluta dos equivalentes de U, Th e K, as quais é determinada pelos raios gama, pode auxiliar na caracterização de muitos tipos de rochas e sítios minerais, principalmente aqueles originados por processos de intemperismo, até os primeiros 30 cm abaixo da superfície do terreno. As maiores concentrações destes elementos ocorrem nas rochas granitóides, em decorrência de suas propriedades geoquímicas, que facilitam seu enriquecimento nas séries mais diferenciadas do magmatismo, especialmente em pegmatitos. O conteúdo de U e Th pode também aumentar em fases alteradas de biotita granitos, leucogranitos e alcali-granitos. Porém, as razões U/Th nestas rochas podem ser bastante variáveis devido às diferenças da oxidação que acompanha os processos tardios (Yeats et al., 1982), sendo que grande parte do U e Th presente nas rochas ígneas está concentrada em minerais acessórios como zircão, esfeno, e apatita.

Outros minerais altamente radioativos e ricos em U e Th são monazita, alanita, uraninita, thorita e pirocloro. Entretanto, estes minerais são constituintes menores nas rochas e estão amplamente distribuídos, não permitindo altas concentrações. Valores mais altos do elemento K encontram-se em K-feldspatos e micas.

A distribuição das concentrações de radioisótopos de eU, eTh e K em rochas sedimentares e solos está condicionada principalmente ao comportamento geoquímico destes elementos em ambientes superficiais.

O **Tório** é um elemento relativamente imóvel em seu estado de oxidação Th^{+4} , tendendo a se concentrar em materiais residuais, ou sendo transportado a curtas distâncias em estado sólido. Assim, os minerais que contêm Th em sua estrutura, como zircão e monazita, se concentram preferencialmente em depósitos do tipo *placers* e na fração pesada de sedimentos clásticos.

O **Urânio** possui alta mobilidade geoquímica sob condições oxidantes U^{+6} . Entretanto, no estado de oxidação tetravalente U^{+4} , a dispersão é limitada pela adsorção por precipitados de óxidos-hidróxidos de ferro e matéria orgânica, a menos que estejam presentes altas concentrações de CO_3^{-2} , ou outros complexos (Rose & Wright, 1980).

O **Potássio** é um mineral muito comum como constituinte de solos, principalmente quando a rocha fonte possui K-feldspatos, micas e argilo-minerais, sendo freqüentemente transportado na forma coloidal pela água subterrânea e depositado em sedimentos argilosos.

A relativa estabilidade do Th e K em ambientes superficiais é mostrada

em mapas radiométricos de razão K/Th, onde os valores são freqüentemente correlacionados a limites litológicos (Danrley, 1993).

O intemperismo é o fator responsável por um efeito significativo sobre a distribuição de radioelementos, dado pelo decréscimo da razão U/Th nas rochas alteradas e podendo ser um fator guia para prospecção de halos de dispersão, principalmente para o urânio, em grandes extensões de área, a partir da rocha fonte.

A espectrometria de raios-gama por meio de aeronaves foi originalmente concebida para exploração do urânio, sendo posteriormente estendida para uso em geologia, devido às características da distribuição dos elementos radioativos naturais e aplicabilidade como indicadores litológicos e marcadores de processos geológicos de interesse econômico, tais como metassomatismo e alteração hidrotermal (Danrley, 1993). Baseando-se no princípio de que mudanças do teor dos elementos radioativos K^{40} , U^{238} e Th^{232} nos materiais provavelmente acompanham suas variações litológicas, pode-se identificar classes de rochas correlacionadas com as características mineralógicas e geoquímicas e integrá-las com dados obtidos por outros sensores.

A gamaespectrometria tem como princípio o registro do espectro de raios gama ($r-\gamma$) por meio de detectores formados por cristais de iodeto de sódio ativados por tálio NaI(Tl). Estes raios, ao incidirem nos cristais interagem com os elétrons, deixando-os no estado energético excitado. Os elétrons, ao retornarem ao estado fundamental, emitem fótons, que são pacotes de energia produzidos por ocasião de processos de transição atômica ou nuclear. Como o número de fótons emitidos é proporcional à energia do $r-\gamma$, a intensidade de luz total captada é uma medida da energia do $r-\gamma$ incidente. O comprimento de onda da luz medida pelo detector é convertida em sinal elétrico por um conjunto de tubos fotomultiplicadores para serem processadas digitalmente (GRANT, 1982b).

Dos elementos utilizados em prospecção geofísica, como U^{238} , Th^{232} e K^{40} , o potássio é responsável por cerca de 98% da $r-\gamma$ emitida a partir dos solos e das rochas. As emissões gama oriundas do urânio e tório são determinadas a partir dos produtos de séries de decaimento, respectivamente bismuto - Bi^{214} e tálio - Tl^{208} . Os espectros de emissão de $r-\gamma$ são caracterizados pelos seguintes picos de energia:

- 1,46 MeV para o K^{40} ;
- 1,76 MeV para o Bi^{214} ;
- 2,62 MeV para o Tl^{208} .

A análise dos raios gama - $r-\gamma$, provenientes dos materiais terrestres, nos casos do U^{238} e Th^{232} , deve levar em consideração que a intensidade de radiação detectada não emana do átomo-pai, mas de seus produtos da série de decaimento radioativo, respectivamente, os átomos de Bi^{214} e Tl^{208} . Então, a taxa de contagem deve estar relacionada com a quantidade de átomos-pai, se assumirmos que existe uma relação direta entre a quantidade de átomos pai e átomos filho. Isto é correto quando a série de decaimento radioativo está em estado de equilíbrio radioativo (Killeen, 1979).

Os raios gama são absorvidos ou espalhados pela matéria com perda parcial ou total de energia, devido às influências decorrentes das interações físicas conhecidas como: Efeito Compton, Efeito Fotoelétrico e Produção de Par. Apenas o Efeito Compton atua no intervalo espectral definido pelos picos de interesse na prospecção geológica, ou seja, entre 1,46 MeV e 2,62 MeV.

Entende-se por Efeito Compton a incidência de um fóton de $r\text{-}\gamma$, sobre um elétron livre, produzindo transferência e/ou espalhamento de uma certa quantidade de energia o que causa interferências em janelas espectrais de baixa energia. Para eliminar estas interferências, Killeen (1979) propôs a utilização do *stripping factor* para a calibragem da constante que é empregada para o cálculo da concentração de radio-elementos, por meio da expressão:

$$\text{concentração de radioelementos} = (\text{constante}) \times (\text{intensidade de } r\text{-}\gamma)$$

Neste caso, considera-se que o *background* já foi corrigido e foram eliminadas as interferências de $r\text{-}\gamma$ que podem ser originadas de outros radio-elementos. Entende-se por *background*, toda e qualquer radiação detectada pelo espectrômetro de $r\text{-}\gamma$ não originada a partir da fonte analisada, no caso a litosfera (Danley, 1973).

As interações das janelas de energias do K, U e Th, indicam que os *stripping factors* utilizados para remover as interferências são geralmente considerados muito pequenos ou zero, sendo freqüentemente ignorados. Apenas quando a concentração de urânio for muito alta, o *stripping factor* será necessário, assumindo o valor aproximado de 0,005 (Killeen, 1979).

2.2. Técnicas utilizadas

Os dados aerogeofísicos foram fornecidos pela Companhia de Pesquisas de Recursos Minerais e pertencem aos Projetos Serra do Mar Sul e Ponta Grossa–Criciúma (CPRM, 1993). No primeiro, o levantamento de campo ocorreu em 1978, efetuado pela GEOFOTO S.A. com medidas de intensidade total do campo magnético e gama registradas de 60 em 60 metros, linhas de vôo de direção N 30° W, espaçamento de 1000 metros e altura de vôo de 150 metros. No segundo, o levantamento aeromagnético ocorreu em 1971, efetuado pela Companhia Brasileira de Geofísica com medidas de intensidade total do campo magnético registradas de 60 em 60 metros, linhas de vôo de direção E-W, espaçamento de 1000 metros e altura de vôo de 120 metros. O pré-processamento e a remoção dos valores do IGRF (International Geomagnetic Reference Field) foram realizadas pela CPRM (1994). Os processamentos para este trabalho foram realizados no programa GEOSOFT 4.2.

2.2.1. Correções dos dados brutos

As correções sobre os dados aerogeofísicos brutos foram feitas pela empresa executora dos levantamentos e pela CPRM, sendo descritas a seguir:

- **correção dos dados criticados**, consiste em submeter a fita reformatada a um programa que corrige os dados dos erros de gravação;

- **correção da variação diurna**, corrige os dados de campo da influência da variação magnética diurna, a partir dos registros da estação base.

2.2.2. Correções gama-espectrométricas

Constituem uma etapa em que os registros radiométricos são corrigidos dos erros de gravação.

Redução do ruído de fundo atmosférico

O ruído ocorre devido à radiação cósmica, sendo eliminado pela subtração de um valor médio da radiação fornecido por cada canal. Nessa operação, elimina-se também o ruído devido à estrutura e equipamentos da aeronave. Os valores do ruído são obtidos no início e no término de cada vôo, e consiste em registrar os valores gamaespectrométricos a 750 m de altura. Tais perfis com aproximadamente 200 registros são denominados perfis teste do background. Um programa auxiliar lê os valores de cada canal e calcula seus parâmetros estatísticos. A partir das médias extraídas das medições inicial e final de cada vôo, calcula-se o valor médio de cada canal, que é o valor do ruído de fundo usado nas reduções dos dados.

Correções do espalhamento Compton

Estas correções são efetuadas na fita magnética mediante a determinação e redução das parcelas responsáveis pelo aumento do nível de radiação dos canais de U e K a partir dos valores reduzidos do "ruído de fundo atmosférico" da seguinte forma:

$$D(U)_{\text{corr.}} = D(U) - \alpha \cdot D(\text{Th}) \text{ e};$$

$$D(K)_{\text{corr.}} = D(K) - \beta \cdot D(\text{Th}) - \gamma \cdot D(U)_{\text{corr.}};$$

onde:

$D(U)_{\text{corr.}}$ = valor do canal do urânio corrigido do efeito Compton;

$D(U)$ = valor do canal do urânio corrigido do "background";

α = coeficiente de correção do urânio em relação ao tório;

$D(\text{Th})$ = valor do canal do tório corrigido do "background";

$D(K)_{\text{corr.}}$ = valor do canal do potássio corrigido do efeito Compton;

$D(K)$ = valor do canal do urânio potássio do "background";

β = coeficiente de correção do potássio em relação ao tório e:

γ = coeficiente de correção do potássio em relação ao urânio já corrigido do efeito Compton.

Os coeficientes de correção do Espalhamento Compton (α , β e γ) nos cristais dependem da largura da janela empregada, bem como do tamanho, do

número e do espaçamento dos cristais. Estes coeficientes são determinados pelo volume dos cristais, que são fornecidos pelo fabricante do equipamento. Posteriormente, estes valores são informados ao programa de correções gama-espectrométricas, para que se processe a correção do Espalhamento Compton.

Correções altimétricas

A radiação gama sofre atenuações da atmosfera, sendo esta atenuação uma função linear da altura de vôo. Desta forma são necessárias a fim de obtermos os valores desta função, conhecidos como testes de absorção ou atenuação, os quais são realizados sobre relevo suaves. O teste de absorção consiste em sucessivos vôos, a diferentes alturas, no mesmo sentido, objetivando determinar o coeficiente de atenuação atmosférica (μ) para os canais de Th, U, K e CT. O coeficiente de atenuação total é a soma dos coeficientes devido ao espalhamento Compton, efeito fotoelétrico e formação de pares. Entre 50 e 250 m de altura, atenuação da intensidade de radiação obedece, aproximadamente a seguinte relação (DARNLEY, 1973):

$$N = N_0 \cdot e^{\mu h}, \text{ onde:}$$

N = e a radiação medida a altura h ;

N_0 = e a radiação correspondente a altura zero;

μ = e o coeficiente de atenuação atmosférica do canal.

Com os coeficientes de atenuação informados, o programa corrige os valores de radiação gama para uma mesma altura, através da expressão:

$$D = D_0 \cdot e^{\mu(h-d)} \text{ onde:}$$

D = valor do canal corrigido para a altura d ;

D_0 = valor do canal corrigido do espalhamento Compton;

μ = coeficiente de atenuação atmosférica para o canal;

h = altura sobre o terreno em que foi medido o canal.

O programa de correções Gama-espectrométricas tem como saída, além do relatório das correções efetuadas, a fita magnética com os valores gama corrigidos e as razões U/Th, U/K e Th/K.

A distribuição dos erros visa a eliminação e/ou minimização dos mesmos, principalmente aqueles causados pela diferença de altitude entre os perfis de produção e os de controle e imprecisões da amostragem.

2.2.3. Redução do campo geomagnético

Esta correção pode ser chamada redução do IGRF- International Geomagnetic Reference Field, sendo requerida caso seja necessário trabalhar com IGRF, e pode ser feita por meio da subtração do valor do IGRF pelo valor do campo total obtido no levantamento geofísico. Se o campo geomagnético é definido por um polinômio de 2º grau, como por exemplo,

$Ax^2 + By^2 + Cxy + Dx + Ey + F$, então se pode calcular os coeficientes da equação a partir de parâmetros como coordenadas geográficas e UTM dos vértices da área do projeto; ano de execução do aerolevante; altitude média de vôo; e as coordenadas geográficas e UTM de um ponto dentro da área, utilizado como origem para os cálculos.

2.2.4. Geração do arquivo XYZ

Este procedimento é feito a partir dos dados corrigidos, contando-se apenas com as coordenadas UTM de cada ponto de medição e o valor correspondente dos canais estudados. Para isso, informa-se ao programa, as coordenadas limites da área em estudo e os números dos canais.

Na etapa de pré-processamento dos dados aerogeofísicos, foram realizadas as atividades referentes à seleção da janela da área de estudo, calibrações dos dados, geração das grades regulares, filtragens, refinamento das grades e conversão para formato imagem.

A janela sobre os dados do projeto, já corrigidos pelos procedimentos anteriores, foi selecionada no programa GEOSOFT. Estes dados foram armazenados em arquivos do tipo XYZ, onde constam as coordenadas UTM leste e norte da área, e os canais eTh, eU, K, CT e Mag.

Em vista dos dados geofísicos, no caso dos dados aeromagnéticos corresponderem a dois aerolevantes distintos, realizados em épocas diferentes e com equipamentos de resoluções diferentes, os mesmos foram separados em dois blocos para análises preliminares e correções, definidos como Norte DFSC (Projeto Serra do Mar Sul) e Sul DFSC (Projeto Criciúma – Ponta Grossa). Em ambos, os dados magnéticos disponíveis foram àqueles referentes apenas ao valor do campo magnético residual.

2.2.5. Geração das Grades Regularmente Espaçadas - *grids*

A interpolação dos dados geofísicos para geração do grid definiu primeiramente o tamanho da célula da grade regular. Nota-se que grandes células prejudicam a representação de detalhes de feixes de comprimento de onda curtos, que revelam anomalias locais. No entanto, se o tamanho de célula for muito pequeno, podem ser criados ruídos não relacionados aos dados geofísicos. O tamanho da célula é geralmente determinado em função do espaçamento médio entre as linhas de vôo. Algumas referências sugerem a utilização do valor entre 1/2 e 1/5, como o caso do USGS (United State Geological Survey). Neste trabalho, adotou-se o valor inicial para interpolação de 250m, de acordo com o valor estabelecido por Vasconcelos et al. (1990), para os quais o valor ideal estaria situado no intervalo entre 1/4 a 1/8 do valor médio entre as linhas de vôo.

As grades foram geradas pelo algoritmo de interpolação de curvatura mínima, calculadas a partir do padrão de amostragem do aerolevante para evitar os efeitos de falseamento (Blakely, 1996). Optou-se por um tipo de interpolador para a geração do grid, que tem a função de atenuar as diferenças de amostragem ao longo das direções de vôo, minimizando as diferenças entre

o espaçamento das amostragens. A geração das grades regularmente espaçadas foi implementada com o auxílio do programa RAMGRID da GEOSOFT. Estas grades serviram de base para a confecção dos mapas de contornos dos isovalores de intensidade de radiação gama e campo magnético.

Para unir as informações dos dois projetos aeromagnéticos num mesmo *grid*, foi aplicado o filtro continuação para cima sobre o *grid* do Projeto Ponta Grossa–Criciúma, para igualá-lo à altura de vôo do Projeto Serra do Mar Sul.

2.2.6. Filtragens

O processo de interpolação gera marcantes tendências de feixes ao longo da direção das linhas de vôo. Estes artefatos ou ruídos na direção de vôo são provavelmente devidos a flutuações do espectrômetro durante a coleta de dados ou a imperfeições da correção de *background* (Broome, 1990). Para eliminar estas anomalias, foram utilizados dois tipos de filtros. O primeiro é um filtro passa-baixa com frequência de corte equivalente ao dobro da dimensão da célula (frequência de Nyquist), ou seja, 0,002 ciclos/m; o segundo filtro é do tipo co-seno direcional, aplicado na direção 90° em relação às linhas de vôo de cada projeto.

As grades resultantes retrataram com maior fidelidade às informações presentes nos dados originais, magnetométricos e gamaespectrométricos, permitindo uma correta aplicação do conjunto de filtros no domínio da frequência selecionado para o realce das informações desejadas nos primeiros.

As grades regulares dos dados magnetométricos foram tratadas com os filtros redução ao pólo (RP), primeira derivada vertical (1DV), continuação para cima (CUP) e sinal analítico (SA). O filtro de redução ao pólo é uma transformação matemática do campo de intensidade magnética total (TI), de sua inclinação e declinação para o pólo norte magnético, fixando os parâmetros em $I = 90^\circ$ e $D = 0^\circ$. O caráter dipolar do campo magnético terrestre faz com que a direção e a inclinação do campo variem ao longo da superfície terrestre. Esse problema pode ser contornado transformando-se os dados, originalmente coletados em qualquer latitude, para a latitude onde a inclinação do campo é 90° (pólo magnético). Após a transformação, os dados podem ser analisados como se coletados no polo, onde a magnetização induzida pelo campo tem direção vertical (Baranov, 1957, *in* Luiz & Silva, 1995). Para que uma determinada anomalia seja reduzida ao pólo, é necessário que se conheça a direção de magnetização da fonte de anomalia. Por esse motivo, na prática, a redução ao polo somente fornece resultados satisfatórios quando a anomalia é produzida por magnetização induzida. A presença de magnetização remanescente quase sempre modifica os resultados, a menos que se conheça a sua direção. A utilização deste filtro deve ser feita com cautela, principalmente em regiões com baixas latitudes magnéticas, como é o caso do Brasil (Swain, 2000).

O filtro de derivada vertical amplifica os comprimentos de ondas curtos em relação aos comprimentos de ondas longos. Aplica-se a primeira derivada para realçar os componente das fontes mais rasas, manter as fontes intermediárias e eliminar as feições mais profundas. Aplica-se a segunda

derivada para realçar ainda mais estas feições, atenuando ou eliminando as fontes intermediárias e mais profundas (Vasconcellos et al., 1990).

O filtro de amplitude de sinal analítico (Roest *et al.*, 1991; Milligan & Gunn, 1997) combina as derivadas direcionais (X, Y e Z), representando a medida da quantidade de magnetização e sendo independente dos parâmetros direção de magnetização e campo terrestre. Assim, corpos de geometria semelhante podem apresentar a mesma medida com a aplicação do sinal analítico. A amplitude do sinal analítico está relacionada à amplitude de magnetização, permitindo a delimitação das fontes magnéticas. Os filtros de baixa frequência realçam os componentes com maior comprimento de onda, ressaltando as feições das fontes mais profundas, sendo mais usado o filtro de continuação para cima. Aplica-se este filtro para atenuar as frequências altas, suavizando as feições provenientes das fontes próximas da superfície do terreno (Milligan & Gunn, 1997). Os resultados dos diferentes processamentos acima foram interpretados através de imagens coloridas de relevo sombreado.

Os resultados foram interpretados através de imagens coloridas de relevo sombreado e avaliados através de campanhas de campo e pesquisa em informações existentes.

2.2.7. Conversão *grid x raster* e Georreferenciamento UTM

Esta fase de trabalho abrangeu todas as rotinas necessárias a conversão dos *grids* dos valores geofísicos para a forma de imagens digitais monocromáticas de 8 bits. Neste processo, o espectro dos valores do *grid* e representado em um intervalo de 256 níveis de cinza, o que significa uma compressão da resolução original dos dados geofísicos.

A metodologia empregada nestas conversões foi semelhante aquela proposta por Carvalho (1996). Basicamente, utilizaram-se rotinas disponíveis no software ENVI, e programas desenvolvidos na linguagem basic, consistindo das seguintes tarefas:

- Reamostragem dos valores da grade regular para tamanho de célula de 125x125 e 90x90m. Este refinamento do *grid* foi feito com interpolador do tipo mínima curvatura e suavizado por interpolação por spline cúbico;
- Remoção dos eixos X e Y dos *grids*;
- Criação do arquivo descritor da imagem;
- Quantização linear dos valores radiométricos para 256 níveis;
- Conversão dos valores para o sistema numérico byte e binário, e;
- Transposição das linhas e colunas da imagem.

Foram geradas imagens aeromagnetométricas a partir dos processos de filtragem e imagens gamaespectrométricas dos elementos eTh, eU, K, e radiação total CT; imagens-razões Th/K, U/K e U/Th para toda área de estudo.

Através de inspeção visual, verificou-se que as imagens geofísicas com valor de pixel reamostrado para 90x90m, não apresentaram modificações significativas nas feições que provavelmente representam a forma de anomalias geofísicas. Portanto, para o objetivo deste trabalho foi adotada a resolução de grade de 90m. No processo de reamostragem de tamanho de "pixel" para 90 m foi feito o georreferenciamento da imagem geofísica, com base nas coordenadas UTM limites da área de estudo, sendo que a imagem orbital TM LANDSAT 5 foi também reamostrada para esta resolução.

3. Espectrorradiometria

3.1. Fundamentos teóricos

Os espectros das rochas são formados pelo conjunto dos espectros de seus constituintes minerais que, por sua vez, dependem da composição de seus elementos químicos. Conforme a estrutura e composição dos minerais de uma rocha, estes podem ser detectados através de suas feições espectrais.

A espectrorradiometria é uma técnica de laboratório, em que o aparelho pode ser levado a campo para medir a reflectância da superfície dos alvos em diferentes comprimentos de onda, dispondo os dados na forma de curva espectral. A natureza dos alvos é avaliada pelos valores de reflectância em cada comprimento de onda, relacionada diretamente à composição química e propriedades físicas do material.

A espectrorradiometria é uma técnica de medição da REM interceptada por um pequeno detector, coletada através de um ângulo sólido, sendo chamada de radiância, e expressa pelas unidades $W.m^{-2}.sr^{-1}$, sendo sr = estereorradiano (unidade de ângulo sólido).

Dados espectrorradiométricos obtidos por Hunt et al. (1970), Hunt & Salisbury (1970, 1971), Hunt (1971) e Hunt et al. (1977), demonstraram que os produtos de alteração como argilo-minerais, óxidos e hidróxidos de ferro, alumínio, carbonatos, sulfatos e sulfetos mostram feições espectrais relativas aos intervalos de comprimento de onda do espectro eletromagnético de 400 a 1100 nm e de 1200 a 2500 nm, correspondendo às bandas do espectro visível ao infravermelho próximo (NIR) e do infravermelho de onda curta (SWIR), respectivamente. Estas bandas coincidem com as principais "janelas atmosféricas", ou seja, os intervalos de comprimento de onda em que a energia, seja refletida ou emitida pela superfície terrestre, é mais bem transmitida através da atmosfera e, conseqüentemente, podem correlacionar os dados obtidos por meio do espectrorradiômetro com dados orbitais.

No Brasil, Ferreira Jr. et al. (1992) e Ferreira Jr. (1993) combinaram técnicas espectrorradiométricas e processamento imagens por análise de componentes principais, para detecção de zonas de alteração hidrotermal no greenstone belt de Guarinos, GO. Meneses & Porto (1992) e Porto (1994) obtiveram resultados importantes na aplicação de técnicas espectrorradiométricas nos perfis de alteração no depósito de lateritas

niquelíferas de Barro Alto, GO.

A REM pode afetar partículas dos materiais, sendo que a transição desta radiação se dá pela modificação de suas propriedades eletrônicas, vibracionais e rotacionais. Nas ligações entre os elementos químicos, seja através de íons ou de moléculas, as transições são condicionadas por tantas feições quantos forem os tipos de ligação química, o arranjo dos átomos dentro das moléculas e a valência dos átomos.

As transições eletrônicas envolvem deslocamentos de elétrons de um nível quântico para outro, que pode ser causado por um fóton com determinado comprimento de onda, induzindo um elétron a mover-se de um baixo nível de energia para outro mais alto e permitindo deste modo que a REM seja absorvida. Tais transições necessitam de alta energia, própria de comprimentos de onda curtos, como ocorrem nas faixas espectrais ultravioletas e visíveis.

As transições vibracionais resultam de mudanças na disposição relativa de componentes dos átomos e moléculas, principalmente pelas distorções das ligações covalentes e iônicas como o estiramento ou encurvamento destas a partir de um estado de equilíbrio para outro. Ocorrem com sólidos, líquidos e gases, requerendo baixa energia através de comprimento de onda longos, encontrados na faixa do infravermelho em diante. As transições rotacionais restringem-se aos gases, provocando alterações no momento de inércia na rotação das moléculas gasosas.

A energia detectada por sistemas de sensoriamento remoto dentro do espectro da REM, é uma função do fracionamento desta energia a partir de suas fontes e dos materiais que interagem com esta radiação. Esta energia pode ser transmitida, absorvida e refletida através da superfície de um material, também podendo ser espalhada por seus constituintes ou irradiada em outros comprimentos de onda. Estes aspectos coexistem combinados, podendo ser medidos por meio de três tipos de espectros, como absorção/transmissão, reflexão e emissão.

O sensoriamento remoto trata principalmente de espectros contínuos, que mostram a variação de energia ou intensidade sobre a extensão dos comprimentos de onda. Apresentam curvas mais ou menos suaves, em que os picos e as depressões indicam máximos e mínimos em torno de um determinado comprimento de onda, correspondendo a algumas características de transição. Fatores macro e microscópicos dos materiais contribuem para determinar a largura, o estiramento ou decaimento brusco destas feições.

O princípio da conservação da energia postula que o fluxo radiante incidente num dado comprimento de onda (λ) seja distribuído entre reflexão, absorção e transmissão da REM, conforme a expressão:

$$\rho\lambda + \alpha\lambda + \tau\lambda = 1$$

onde: $\rho\lambda$ = reflectância, $\alpha\lambda$ = absortância e $\tau\lambda$ = transmitância.

A reflectância é definida como a razão entre o fluxo radiante total refletido por uma superfície e o fluxo radiante total incidente nesta, sendo, também conhecida como albedo.

Para a geologia, a interação da REM com solos e rochas é a mais importante. No entanto, sobre estes materiais é comum a ocorrência de água e vegetação, devendo ser levados em consideração na interpretação, além dos efeitos atmosféricos.

Segundo Hunt et al.(1977), os efeitos mais comuns da interação da REM com minerais formadores de rochas e solos encontram-se nos seguintes intervalos do espectro eletromagnético:

- 400 a 2500 nm, nas faixas do visível, infravermelho muito próximo (VNIR) e I.V. de onda curta (SWIR);
- 8000 a 14000 nm, na faixa do espectro emitido ou infravermelho médio (MIR);
- 1 mm a 30 cm, no espectro das micro-ondas.

As interações da REM com os minerais são fornecidas pelas transições eletrônicas e vibracionais. Geralmente as rochas são agrupamentos de minerais. Consequentemente, o espectro de uma rocha pode ser a soma dos espectros de seus minerais constituintes. Os minerais, por sua vez, são formados por diversos elementos, possuindo moléculas unidas por diferentes tipos de ligações químicas. As ligações eletrônicas intra-atômicas requerem maior energia do que as transições vibracionais intramoleculares, as primeiras requerem comprimentos de onda menores (UV e visível), ao passo que as outras são dominadas por λ maiores, existentes na região do SWIR.

As rochas e minerais possuem elementos químicos abundantes como oxigênio, silício e alumínio, proporções menores de ferro, magnésio, cálcio, potássio e sódio e elementos menores. Os átomos de O, Si e Al possuem transições eletrônicas que produzem efeito muito pequeno ou nenhum efeito no espectro visível ou infravermelho.

Os níveis de energia dos elementos isolados se modificam quando são combinados aos minerais, sendo que, nestes elementos a valência de seus íons domina sobre a valência dos minerais, tipo de ligação e relações com outros íons. Os metais de transição, como íons de diversas valências, a exemplo do ferro, cobre, níquel, cromo, cobalto, manganês, vanádio, titânio e escândio, exibem grandes possibilidades de combinação, sendo que o Fe é o mais comum e apresenta efeitos bastante marcantes no espectro da REM.

A transferência de carga é outro tipo de transição eletrônica causada pela presença de elétrons num íon metálico, o qual é compartilhado com outro íon, sendo transferido de um íon para outro. Os minerais metálicos em que isto acontece, apresentam feições de absorção estreitas do espectro. É muito comum a migração de elétrons do Fe para o O, resultando numa ampla banda de absorção em comprimentos de onda menores do que 550 nm, ocorrendo em óxidos e hidróxidos de ferro.

As presenças de íons hidroxila, moléculas de água confinadas à estrutura cristalina ou de inclusões líquidas, são causadoras das mais importantes transições vibracionais, aparecendo desde o espectro visível ao SWIR. Estas feições podem ser completamente mascaradas pelos efeitos atmosféricos, sendo observadas somente em laboratório, através de

equipamento adequado, como o espectrorradiômetro.

Os minerais de alteração hidrotermal, bem como alguns silicatos contêm o íon OH^- na estrutura cristalina, o qual produz a transição do tipo estiramento da ligação O-H, gerando feições de absorção no comprimento de onda 2700 nm. Estas transições combinam-se com o espectro de transição do encurvamento das ligações Al-OH e Mg-OH, localizadas entre os comprimentos de onda 2200 a 2400 nm.

Os carbonatos são caracterizados pelas transições vibracionais semelhantes às das hidroxilas, causadas pelo estiramento das ligações C-O e no íon CO_3^{2-} , conferindo feições de absorção em torno do comprimento de onda 2300 nm.

3.2. Técnicas utilizadas

O equipamento empregado para as análises espectrorradiométricas foi o espectrorradiômetro portátil FIELDSPEC-FR, pertencente ao Laboratório de Espectroscopia de Reflexão (LER) do Instituto de Geociências da UNICAMP. Os dados deste trabalho foram obtidos com auxílio de uma placa de referência difusa SPECTRALON, com reflectância absoluta em torno de 100%.

3.2.1. Obtenção de espectros

As medições com FIELDSPEC-FR foram feitas em amostras secas e moídas até a granulometria de 200 mesh e, quando necessário, foi feita mais de uma medição para cada amostra, para eliminar o ruído devido à troca dos sensores do espectrorradiômetro. O FIELDSPEC-FR é composto por três detectores que cobrem a porção refletida do espectro eletromagnético no intervalo de 350 a 2500 nm. O primeiro detector é formado por um arranjo de fotodiodos de silício de 512 elementos e cobre o intervalo espectral de 350 a 1000 nm (UV/VNIR), enquanto os outros dois detectores são fotodiodos de In, Ga e As termo-eletricamente resfriados, constituídos por *scanners* de alta velocidade que fazem uma cobertura do intervalo de comprimento de onda de 1000 a 2500 nm (SWIR 1 e 2).

A entrada da luz nos espectrômetros FIELDSPEC-FR é dada por meio de um cabo de fibra ótica, onde, numa das extremidades são acoplados diferentes elementos óticos - frentes óticas, cada qual com uma lente que determina o ângulo de abertura do FOV a ser amostrado, permitindo a leitura dos espectros referentes a áreas de diferentes dimensões. O instrumento é acoplado a um computador, em cuja memória principal são armazenados os dados espectrais. Um *software* controlador reúne os espectros obtidos por cada espectrômetro, transformando-os numa curva contínua de 350 a 2500 nm.

3.2.2. Análise dos dados espectrais

Este procedimento empregou o *software* de classificação SIMIS Field e SIMIS Feature Search (Mackin, 1998) sendo aplicadas rotinas de classificação

baseadas nos parâmetros de posição da feição e forma da curva. A desmistura estatística utiliza um algoritmo denominado Generalised Linear Least Square para modelar o espectro obtido através de funções lineares, ajustadas pelo método dos mínimos quadrados.

Inicialmente elaborou-se uma biblioteca espectral composta curvas espectrais de espécies minerais puras e de rochas extraídas da biblioteca espectral do USGS, as quais correspondem à litologia das amostras estudadas do DFSC. Os minerais (*endmembers*) da biblioteca espectral constituem os dados de entrada para os algoritmos de classificação, disponíveis no SIMIS. Optou-se por escolher uma curva espectral para cada grupo de amostras analisadas facilitando assim a interpretação dos dados e a classificação das imagens.

3.2.3. Análise quantitativa e qualitativa das feições espectrais através das intensidades e posições de absorção

Os espectros de reflectância obtidos por espectrorradiômetros de alta resolução possuem alto grau de detalhe espectral das rochas analisadas, podendo conter informação redundante no conjunto de dados, dificultando a análise qualitativa das assinaturas espectrais, comparativamente aos dados multiespectrais, que apresentam resolução espectral relativamente reduzida, sendo selecionadas bandas que correspondem aos centros de bandas do sensor TM, para a detecção da feição de interesse. Através de métodos estatísticos é possível reduzir a dimensionalidade dos dados e eliminar a redundância contida nos espectros. Analisaram-se as assinaturas espectrais através de suas feições de absorção, por meio da remoção dos efeitos de *background* - análise do contínuo e da quantificação destas feições, conforme Clark & Roush (1984), o que foi implementado automaticamente na classificação espectral através do SIMIS.

3.2.4. Remoção do contínuo

Conceitualmente, um contínuo é uma linha reta traçada ao longo da curva espectral e tangencia cada pico de reflectância. Algoritmos de remoção do contínuo são freqüentemente calculados com o objetivo de remover a declividade de *background* dos espectros, permitindo isolar e quantificar as intensidades das feições de absorção, incluindo aquelas sob influência da absorção atmosférica. Segundo Burns, 1970; Gaffey, 1986; Pieters, 1983; Clark & Roush, 1984; Huguenin & Jones, 1986; Yon & Pieters, 1988, o contínuo é freqüentemente considerado como resultado da combinação de fenômenos de reflectância de primeira superfície, espalhamento múltiplo, *wings* de absorção intensos na região do ultravioleta, e absorções de materiais com assinaturas espectrais constantes. Os valores das feições de reflectância dos minerais medidos pelo espectrorradiômetro FIELDSPEC-FR são relativos à placa de sulfato de bário, sendo 100%, a reflectância absoluta da placa. Desta forma, os valores de absorção obtidos são coeficientes resultantes da razão entre a reflectância da amostra e a reflectância da placa. A remoção do contínuo é feita por meio de operações de subtração.

4. Integração de dados

4.1. Fundamentos teóricos

Segundo Knapp (1980), entende-se por integração, a combinação de diferentes dados espacialmente distribuídos, como o armazenamento, a recuperação, a análise e a apresentação destes dados. O desenvolvimento de sistemas que possibilitem integrar dados provenientes de fontes diversas com formatos digitais também diferentes, expandiu a utilização das técnicas de geoprocessamento. Desde o início dos anos 90, as tecnologias para entrada, armazenamento, acesso e análise de dados evoluíram de tal maneira que uma nova visão para SIG foi estabelecida.

O conceito de modelamento em tempo real e interatividade 3D, questionou a manipulação de dados espaciais (Faust et al. 1991), percepção que pode ser atribuída em parte aos avanços computacionais e à institucionalização do processo SIG/SR no preparo de decisões rotineiras. As propostas de modelagem de dados, na tentativa de integrar dados com diferentes formatos são baseadas no entendimento dos diferentes conceitos de espaço em SIG's.

Segundo Worboys (1995), em geoprocessamento o espaço geográfico é modelado segundo duas visões complementares. Primeiramente, o modelo de campos define o espaço geográfico como uma superfície contínua, sobre a qual variam os fenômenos a serem observados conforme diferentes distribuições como tipos de solos, topografia, vegetação, etc. O segundo é o modelo de objetos que representa o espaço geográfico como uma coleção de entidades identificáveis por meio de atributos não espaciais, por exemplo, lotes num mapa cadastral.

Para Câmara (1995), a implementação de um SIG depende quase que exclusivamente da escolha do modelo de dados, conceituando-o como um conjunto de ferramentas utilizadas para estruturar dados num sistema computacional. Este autor apresenta um modelo de dados para geoprocessamento projetado com técnicas de orientação por objetos e permite lidar com os diversos tipos de dados geoambientais, tendo as seguintes rotinas:

- apresentação de abordagem unificada para a modelagem em geoprocessamento, combinando as idéias de campos e objetos;
- integração de imagens de Sensoriamento Remoto e Modelos Numéricos de Terreno com mapas temáticos, mapas cadastrais e redes;
- fornecimento de suporte para representações geométricas múltiplas de uma mesma entidade do mundo real e permitindo a coexistência de representações vetorial, matricial e grades num mesmo sistema;
- geração de interface de alto nível com conteúdo semântico.

A utilização de técnicas de integração de dados digitais tem permitido investigações na área das Geociências, em especial na geologia para fins de mapeamento litoestrutural e prospecção mineral. As formas mais usuais de

integração de dados digitais são feitas por meio de SIG's, onde as informações a serem analisadas necessitam estar georreferenciadas e associadas aos sistemas de tratamento das imagens digitais.

Há também possibilidade de integração por meio de processamento de imagens digitais, pelo método transformação IHS, técnica de realce, visualização e fusão de dados de diferentes resoluções espectrais e espaciais. Esta ferramenta está presente na maioria dos "softwares" de processamento de imagens. A integração pela transformação IHS é feita durante o retorno ao espaço RGB, através da substituição de uma das componentes IHS pelas imagens selecionadas, a fim de obtermos um produto que melhor combine, por exemplo, as informações espectrais das imagens TM, com dados de outro tipo, como radar e aerogeofísica. Neste caso, é necessário que as imagens integradas tenham um mesmo valor de tamanho de "pixel" e estejam georreferenciadas com os mesmos parâmetros.

Schetsellar et al. (1990) e Bonham-Carter (1994) descrevem metodologias para integração de dados por meio de SIG's. A aplicação da Transformação IHS pode ser encontrada em Haydn et al. (1982); Harding & Forrest (1989); Harris et al. (1990); Grasso (1993). No Brasil, diversos trabalhos que utilizaram a Transformação IHS, sendo a aplicação mais comum, a integração de dados de sensores geofísicos com imagens de radar e imagens TM LANDSAT, em reconhecimento e mapeamento geológico, a exemplo de Rolim (1992), Ferreira (1992), Bicho (1994), Carmelo (1994), Martini (1995), Paradella et al. (1996) e Carvalho (1996).

Qualquer fonte de dados obtida por sensoriamento remoto, o qual por definição é o processo de medição da radiação eletromagnética emitida ou refletida pelos objetos, pode ser processada e analisada com o uso de técnicas de geoprocessamento. Nesse sentido, as imagens de satélite e os dados de gamaespectrometria são produtos que refletem a mesma fonte de informação, com diferenças tanto em relação ao processo de detecção da radiação, quanto às regiões do espectro eletromagnético analisadas. Por exemplo, o nível de aquisição dos dados e o processo de imageamento é diferenciado, sendo a imagem de satélite obtida por um sensor imageador a 705km de altitude e os dados aerogamaespectrometria obtidos a uma altura de vôo de 150m por um sensor não imageador. Constituem produtos finais em mesmas áreas físicas imageadas, diferentes regiões do espectro adquiridas e diferentes resoluções espacial e espectral.

Os produtos finais de cada sensor possuem características próprias, sendo necessário uniformizá-los para que sejam integrados de modo adequado. Para isso, são utilizadas técnicas capazes de processar e analisar os diferentes dados dentro de uma mesma concepção.

Devem ser escolhidos softwares de sistemas de tratamento de imagens e de informações geográficas que permitam a manipulação dos dados no formato raster, pelo qual tem-se a integração das informações digitais de gamaespectrometria (eU, K, eTh e CT) com as imagens de satélite, podendo-se então tratá-las como novas bandas espectrais, onde o produto final integrado passará a ter um caráter multiespectral ampliado.

Utilizando-se os sistemas de tratamento de imagens e de informações

geográficas é possível integrar os dados digitais de dois modos distintos. Essas diferenças recaem nas características próprias de cada sistema. Os SIG's tem como funções básicas armazenar, recuperar e analisar dados geograficamente referenciados, onde a integração destina-se a gerar mapas derivados. Ou seja, um sistema de informação geográfica necessita de informações pré-existentes georreferenciadas para realizar análises espaciais através de superposição, tabulação cruzada, consulta de banco de dados, etc., das informações no formato vetorial ou convertidos para o formato raster (Câmara, 1993).

Rodrigues (1990) define dados no formato vetorial como aqueles que se apresentam em seus domínios espaciais como conjuntos de traços, deslocamentos ou vetores, os quais associam coordenadas a pontos, linhas e áreas. O formato matricial ou raster dispõe dos dados espaciais representados através de conjunto de células que incidem em pontos, linhas e áreas. Alguns exemplos deste tipo de interpretação são os trabalhos de Almeida Filho (1988), Ferreira et al. (1990), Assad & Sano (1993), entre outros. Os sistemas de tratamento de imagens manipulam imagens de sensoriamento remoto e imagens geradas por SIG's a partir de dados vetoriais ou grades (Felgueiras & Câmara, 1993).

Diferentemente dos sistemas de informação geográfica, a principal característica do sistema de tratamento de imagens é a integração de imagens digitais através da informação espectral de cada pixel e gerar um produto final com novas características espectrais. Portanto, se os dados estiverem no formato imagem (raster), eles estarão mais adequados para a utilização de técnicas de integração pelos sistemas de tratamento de imagens. Com esses sistemas, uma das técnicas de realce mais utilizadas para integração de imagens de diferentes sensores é a transformação no espaço IHS (Intensity, Hue and Saturation). Esta técnica de integração foi usada com sucesso por Harding & Forrest (1989), Rolim & Paradella (1993), Rolim (1992), Almeida Filho & Castelo Branco (1992) e Carmelo & Carvalho (1993).

4.2. Técnicas utilizadas

As técnicas empregadas na integração de dados envolveram as seguintes etapas:

- comparação e integração de dados aeromagnetométricos com dados orbitais;
- integração de dados aerogeofísicos com dados orbitais;
- integração de dados espectrorradiométricos com dados TM.

Este trabalho envolveu técnicas de SIG, sendo efetuado com georeferenciamento dos dados registrados com GPS. Foram digitalizados os mapas previsionais de Morgental & Kirchner (1983) na escala 1:100.000, folhas Criciúma/Lagoa de Garopaba do Sul, Laguna, Tubarão, Anitápolis e Santo Amaro da Imperatriz, para superposição em ambiente de geoprocessamento, de dados geológicos do DFSC com dados aeromagnetométricos e orbitais.

4.2.1. Comparação de dados aeromagnetométricos e TM

Inicialmente, foi utilizado o programa AUTOCAD MAP 2000 (AUTODESK, 1999) para digitalizar os lineamentos na tela, a partir da imagem orbital filtrada, produzindo-se um arquivo de dados vetoriais. Após, efetuou-se a inserção dos dados vetoriais no ROCKWORKS 99 (ROCKWARE, 1999) para calcular a direção azimutal dos vetores e classificar os mesmos segundo intervalos de classes azimutais previamente selecionados.

Com o tratamento efetuado sobre as imagens orbitais, obteve-se uma população de 16.041 morfo-estruturas. A distribuição das morfo-estruturas segundo suas direções foi investigada em intervalos de 10° e segundo diversas combinações de intervalos. Os melhores resultados foram obtidos com as combinações estabelecidas em função do conhecimento da geologia do distrito. No quadrante NE, as subdivisões 0°-20°, 20°-45° e 45°-80° correspondem às relações angulares das estruturas que constituem o Lineamento Canela Grande. Este último intervalo foi delimitado em 80°, ao invés de 90°, pois N80°E, direção do filão Cruzeiro, representa o limite angular para os depósitos de fluorita. O intervalo 45°-80° permitiu também investigar os lineamentos da família ENE-WSW e as estruturas menores a estes associadas. Os intervalos N80°-90°E e N80°-90°W permitiram avaliar a presença de estruturas ligadas ao lineamento de Florianópolis, que é uma estrutura oceânica de direção E-W, reconhecida por Asmus (1984).

4.2.2. Integração de dados aerogeofísicos e TM

Para integrar os dados dos sensores geofísico e orbital, aplicou-se a transformação I-H-S, para extração das informações texturais e espectrais dos mesmos, pois esta técnica permite a manipulação dos atributos intensidade, matiz e saturação separadamente e combinar com dados de natureza diversa como aerogeofísicos. A integração via IHS foi feita durante o retorno ao espaço RGB, através da substituição de uma das componentes IHS pelas imagens selecionadas, a fim de obter-se um produto que melhor combine, por exemplo, as informações espectrais das imagens TM, com dados de aerogeofísica.

Esta técnica permite obter um produto final mais eficiente visualmente, sem degradação dos valores originais. Assim, a componente I - brilho, preserva a resolução espacial, realçando as variações de relevo, em função das variações de luminosidade do terreno. A componente H - matiz, reflete o comportamento espectral dos alvos, por meio das variações de cores, podendo refletir mudanças litológicas. A componente S - saturação, geralmente apresenta uma imagem de baixo contraste, com pequena informação espectral dos alvos requeridos.

Utilizaram-se as composições coloridas previamente selecionadas pelo método FIO, as quais foram submetidas à transformação IHS, sendo que no retorno ao espaço RGB, foram testadas diversas substituições envolvendo imagens aerogeofísicas e produtos de processamentos de imagens orbitais.

Por exemplo, para a integração dos dados orbitais com dados aeromagnetométricos foi proposto o seguinte procedimento:

- substituição da componente I pela banda TM4 e primeira principal componente ou mesmo utilizar a componente I;
- substituição da componente H por imagens aerogamaespectrométricas;
- substituição da componente S por uma imagem saturação com ND = 128.

4.2.3. Integração de dados espectrorradiométricos e TM

As medidas espectrorradiométricas obtidas em laboratório foram identificadas em campo e georreferenciadas no local com GPS, os dados foram calibrados em relação à imagem de satélite, sendo criadas assinaturas espectrais específicas para região em estudo.

A partir disto, foi feita classificação das imagens dentro da proposta de mapeamento geológico para obtenção das áreas alvo para prospecção na região escolhida para o estudo.

A escala de exploração relaciona-se à área coberta pelo sensor, à expressão superficial das feições físicas do depósito e ao nível de detalhamento da geologia da área. Para DFSC objetiva-se analisar a extensão areal da unidade litológica hospedeira da mineralização e as estruturas relacionadas às zonas de alteração hidrotermal. Spatz (1996) relacionou a exploração mineral à resolução espacial requerida para o sensor em etapa de reconhecimento, entre 20 e 80 m; etapa regional, entre 10 e 30 m; etapa de distrito ou local, entre 6 e 10 m); e etapa de depósito/prospecto, entre 3 e 7 m. Quanto às assembléias minerais frente a resolução espectral, a posição das bandas e as resoluções espectrais dos sensores são considerações importantes quando da elaboração da estratégia de trabalho e da seleção dos métodos de análise dos dados (Spatz, 1996). De modo geral, quanto menor a área e maior o nível de detalhe requerido para sua investigação, maiores serão os requerimentos em termos de resolução espectral do sensor.

Modelamento espectral

Para o caso específico de DFSC, sensores multiespectrais como o TM Landsat 5 são potencialmente capazes de identificar as estruturas regionais, individualizar a porção mineralizada em fluorita e detectar feições espectrais associadas a processos supergênicos, como a presença de quantidades anômalas de argilo-minerais.

Para a classificação espectral, foram aplicadas metodologias para o mapeamento espectro-litológico, que são Spectral Angle Mapper – SAM, técnica disponível no software ENVI (RSI, 1997). A partir de 85 curvas espectrais selecionadas, foram utilizadas 23 como dados de entrada, pois a redução do número de dados de entrada implica numa maior acurácia na classificação final, evitando ambigüidade nos resultados, conforme aplicado em Swalf et al. (2000). A determinação destes seis endmembers baseou-se em análises prévias, onde se variou tanto o número quanto os espectros

disponíveis para a análise através do sensor TM.

A escolha dos endmembers foi feita de uma forma criteriosa, visando atender a questão da sensibilidade do método, já que os espectros típicos de granitóides regionais e estruturas em zonas mineralizadas, interpolados para a resolução TM. Utilizou-se como “pontos de controle” as áreas onde estas amostras foram coletadas.

Spectral angle mapper

É um método de comparação de espectros de imagem com espectros individuais ou com uma biblioteca espectral de referência (Boardman & Kruse, 1994; CSES, 1992; Kruse et al., 1993). Para a aplicação desta técnica, os números digitais dos pixels da imagem devem estar convertidos previamente, para reflectância real. Este algoritmo determina a similaridade entre dois espectros através do cálculo do “ângulo espectral” entre eles, considerados vetores num espaço com dimensionalidade igual ao número de bandas. Apenas a direção é então considerada para os espectros, não seu comprimento, o que torna o método insensível a fatores de ganho e a todas as diferenças de iluminação. Posto isto, os pixels com pouca iluminação permanecerão próximos à origem, enquanto a cor do material será definida pela direção de seu vetor unitário.

O ângulo α entre o espectro de referência e o pixel da imagem apresenta valor em radianos, que é atribuído ao pixel correspondente na imagem SAM de saída. Os mapas derivados do ângulo espectral formam um novo cubo de dados com o número de bandas igual ao número de espectros de referência utilizados no mapeamento. O limiar (thresholding) em nível de cinza é utilizado empiricamente para determinar aquelas áreas que mais se ajustam ao espectro de referência, enquanto guardam a coerência espacial.

As imagens resultantes da classificação para cada um dos três endmembers foram analisadas individualmente, em níveis de cinza, onde o realce de contraste (forma do histograma final) foi controlado. Aos valores positivos, indicando áreas classificadas como espectralmente similares aos respectivos endmembers, atribuiu-se um valor de ND próximo de 255. Por uma questão visual, em seguida, uma composição colorida RGB foi gerada e o procedimento do ajuste do histograma foi aplicado.

CAPÍTULO IV

RESULTADOS

IV – RESULTADOS

1. Sensoriamento remoto

1.1. Dados estatísticos das imagens TM

As seis bandas da imagem TM foram georreferenciadas utilizando-se 70 pontos de controle no terreno, a partir das cartas planialtimétricas, pelo método do vizinho mais próximo, estando a imagem limitada pelas seguintes coordenadas UTM, denominada Cena DFSC:

x mínimo = 661252 m
 x máximo = 722999 m
 y mínimo = 6817760 m
 y máximo = 6931000 m

O erro obtido foi de 0,000680 (RMS), aceitável para a escala regional e dimensões da área adotadas neste estudo.

O cálculo estatístico foi baseado na matriz de variância / covariância e nos coeficientes de correlação entre as bandas espectrais apresentados na Tabela IV. 1.

Tabela IV. 1. Parâmetros estatísticos da imagem TM LANDSAT 5 - 220080, de 23/05/97, Cena DFSC.

Parâmetros Estatísticos	BANDAS TM					
	TM1	TM2	TM3	TM4	TM5	TM7
MÉDIAS	36,16	15,46	15,57	34,05	35,46	9,34
DESVIO PADRÃO	7,95	5,39	6,77	19,57	25,48	9,52
Matriz de variância/covariância						
BANDAS TM	TM1	TM2	TM3	TM4	TM5	TM7
TM1	56.20	36.17	52.54	-7.85	43.81	30.06
TM2	36.17	29.06	44.40	23.69	70.24	33.73
TM3	52.54	44.40	76.72	52.36	144.16	65.71
TM4	-7.85	23.69	52.36	382.22	367.72	97.54
TM5	43.81	70.24	144.16	367.72	649.04	221.16
TM7	30.06	33.73	65.71	97.54	221.16	90.67

1.2. Realce de contraste

O aumento linear de contraste foi efetuado de uma forma geral para todas as bandas, para obtenção do histograma expandido da banda, com a finalidade de eliminar problemas gerados pelas condições de iluminação da cena que correspondem ao sombreamento e à contribuição atmosférica (Richards, 1986).

Numa análise visual das imagens originais, as bandas originais TM1, TM2 e TM3 mostraram-se com baixo contraste, devido aos baixos valores dos NDs, sendo influenciadas pelo comportamento espectral da água e da vegetação. Para melhorar o aspecto visual, foi aplicado o aumento linear de contraste – *stretch*. Pode-se observar, nestas 3 bandas do espectro visível, o

zoneamento interno dos corpos d'água, o qual é mostrado por meio dos sedimentos em suspensão, bem marcado nas bandas TM1 e TM2 (Figuras IV.1.A e IV.1.B, respectivamente). O realce de contraste pode ser útil para visualização e interpretação de alvos e de pontos de controle no terreno, auxiliando o georreferenciamento e a comparação de alvos de uso do solo, como rodovias e áreas urbanizadas, principalmente a banda TM3 (Figura IV.2.A).

As bandas TM4, TM5 e TM7 mostram as áreas de terra firme bem definidas em relação aos corpos d'água, na tonalidade muito escura, ND próximo ou igual a zero. A banda TM4 é visualmente discrepante das imagens anteriores, pois mostra uma supressão dos efeitos da vegetação e do uso do solo, evidenciando melhor os elementos do relevo em relação a todas as outras bandas. Conseqüentemente, a visualização dos lineamentos melhora bastante, revelando as morfoestruturas (Figura IV.2.B).

A banda TM5 original apresenta um contraste relativamente bom quando comparada com as anteriores, pois possui uma média maior que as outras bandas. Após a ampliação de contraste, pode-se distinguir a vegetação ressaltada no infravermelho, o solo exposto, a rede de drenagem e alguns elementos do relevo nas áreas montanhosas (Figura IV.3.A).

A banda TM7 possui caracteres visuais semelhantes à banda anterior, já com pouca influência da contribuição atmosférica, exhibe vegetação de grande porte e áreas com vegetação rasteira e mostra diferenças entre áreas montanhosas e planas (Figura IV.3.B).

1.3. Composições coloridas

Composições coloridas baseadas em cálculos estatísticos foram testadas para escolher as bandas espectrais com menor correlação, por meio da técnica de Chaves Jr. *et al.* (1982), conforme mostra a Tabela IV.2, indicando-se os tripletes 1-4-5, 1-4-7 e 1-3-4.

Composições coloridas também foram feitas envolvendo-se bandas espectrais tradicionalmente empregadas em sensoriamento remoto geológico, principalmente no que se refere ao realce das morfoestruturas e que contenham informação sobre produtos de alteração hidrotermal, como as bandas TM1, TM3, TM4, TM5 e TM7 (Crosta & Moore, 1989; Loughlin, 1991).

Os resultados da análise estatística coincidiram, em grande parte, com as sugestões dos autores citados anteriormente. As melhores composições coloridas feitas com as bandas citadas foram R4G1B3, R4G1B7, R4G1B5, R4G2B5, R4G3B1 e R4G5B7, que são mostradas nas Figuras IV.4, IV.5 e IV.6. Observa-se que, nestas composições, a banda TM4 está sempre no canal vermelho, (R), e as bandas TM2, TM3, TM 5 e TM7, ocorrem alternadas nos canais verde e azul (G e B).

Dentre este conjunto, a melhor composição foi a R4G5B7 (Figura IV.6.B), pois apresenta maior contraste entre a vegetação de grande porte e de pequeno e médio porte, revelando melhor as áreas degradadas e expondo mais os solos e rochas. Também define melhor os limites dos corpos d'água,

separando-os das áreas alagadas, o que, nas outras imagens, era bastante confundido. Há um maior contraste entre áreas planas, onduladas e montanhosas, definindo assim o relevo e compartimentando as unidades geomorfológicas, podendo-se distinguir claramente, segundo IBGE (1986):

- Planície Costeira, a sul-sudeste da região contígua ao DFSC, pela coloração predominantemente azulada, localmente branca e alaranjada, bem como pela textura lisa;
- Embasamento cristalino, nas partes sul-sudoeste, centro e norte do DFSC, ocupando a maior parte da área, predominando cores avermelhadas da vegetação de grande porte e também as cores amarelo-esverdeadas das áreas com pouca vegetação e degradadas, mostrando uma textura recortada no norte e rugosa no centro e sul da região;
- Serras do Sudeste Catarinense, predominando no extremo noroeste do DFSC, apresentando, nos sedimentos da Bacia do Paraná, cor avermelhada e textura ondulada na imagem; as rochas vulcânicas da Formação Serra Geral apresentam cores verde azuladas e textura lisa no planalto e cores avermelhadas e textura festonada na encosta.

Tabela IV.2. Fator de Índice Ótimo – Imagem TM LANDSAT 5 - 220.080 - 23.05.97 - BANDAS 1,2,3,4,5 e 7 - DFSC														
TRIPLETE			DESVIO-PADRÃO				Σσ	COEFICIENTE DE CORRELAÇÃO				Σcc		FIO=ΣΣcc
X	Y	Z	σx	σy	σz	σz	CCxy	CCxz	CCyz	CCxz	CCyz	Σcc	FIO=ΣΣcc	
1	2	3	7.77	5.78	9.16	9.16	0.895059	0.800164	0.940348	0.800164	0.940348	2.635571	8.616728595	
1	2	4	7.77	5.78	17.95	17.95	0.895059	-0.053568	0.224825	-0.053568	0.224825	1.066316	29.54096159	
1	2	5	7.77	5.78	24.54	24.54	0.895059	0.22938	0.511413	0.22938	0.511413	1.635852	23.28450251	
1	2	7	7.77	5.78	9.58	9.58	0.895059	0.421024	0.657012	0.421024	0.657012	1.973095	11.72269962	
1	3	4	7.77	9.16	17.95	17.95	0.800164	-0.053568	0.305745	-0.053568	0.305745	1.052341	33.14514972	
1	3	5	7.77	9.16	24.54	24.54	0.800164	0.22938	0.646035	0.22938	0.646035	1.675579	24.74966537	
1	3	7	7.77	9.16	9.58	9.58	0.800164	0.421024	0.787887	0.421024	0.787887	2.009075	13.19512711	
1	4	5	7.77	17.95	24.54	24.54	-0.053568	0.22938	0.738296	0.22938	0.738296	0.914108	54.98256224	
1	4	7	7.77	17.95	9.58	9.58	-0.053568	0.421024	0.52395	0.421024	0.52395	0.891406	39.60036168	
1	5	7	7.77	24.54	9.58	9.58	0.22938	0.421024	0.911669	0.22938	0.421024	1.562073	26.81692853	
2	3	4	5.78	9.16	17.95	17.95	0.940348	0.224825	0.305745	0.224825	0.305745	1.470918	22.36018595	
2	3	5	5.78	9.16	24.54	24.54	0.940348	0.511413	0.646035	0.511413	0.646035	2.097796	18.81975178	
2	3	7	5.78	9.16	9.58	9.58	0.940348	0.657012	0.787887	0.657012	0.787887	2.385247	10.27985781	
2	4	5	5.78	17.95	24.54	24.54	0.224825	0.511413	0.738296	0.224825	0.511413	1.474534	32.73576601	
2	4	7	5.78	17.95	9.58	9.58	0.224825	0.657012	0.52395	0.224825	0.657012	1.405787	23.69491253	
2	5	7	5.78	24.54	9.58	9.58	0.511413	0.657012	0.911669	0.511413	0.657012	2.080094	19.18182544	
3	4	5	9.16	17.95	24.54	24.54	0.305745	0.646035	0.738296	0.305745	0.646035	1.690076	30.56075585	
3	4	7	9.16	17.95	9.58	9.58	0.305745	0.787887	0.52395	0.305745	0.787887	1.617582	22.68200314	
3	5	7	9.16	24.54	9.58	9.58	0.646035	0.787887	0.911669	0.646035	0.787887	2.345591	18.45163969	
4	5	7	17.95	24.54	9.58	9.58	0.738296	0.53295	0.911669	0.738296	0.53295	2.182915	23.85342535	

1.4. Filtragens

Em função dos resultados acima descritos, a técnica de filtragem, utilizada para detecção de lineamentos estruturais, foi efetuada somente sobre a banda TM4, escolhida pela sua definição dos elementos do relevo, eliminação dos efeitos da vegetação e, conseqüentemente, melhor visualização dos lineamentos estruturais. Nestes processamentos, utilizou-se o programa ENVI, o qual foi ainda empregado na filtragem direcional, através de filtro multidirecional 7 x 7 (Araújo & Carvalho Jr., 1994), para evidenciar o relevo e as morfoestruturas.

O programa AUTOCAD MAP 2000 foi utilizado para digitalizar os lineamentos na tela, sobre a imagem filtrada, produzindo-se um arquivo de dados vetoriais. Após, efetuou-se a inserção dos dados vetoriais no ROCKWORKS 99 para calcular a direção azimutal dos vetores e classificar os mesmos segundo intervalos de classes selecionados.

A Figura IV.7.A apresenta a imagem filtrada de toda a região do DFSC, onde obteve-se uma profusão de feições lineares, pelas quais foram extraídas as morfoestruturas representadas em sua totalidade na Figura IV.7.B. As morfoestruturas foram extraídas de forma interativa e comparativamente à banda TM3 em relação ao uso do solo, excluindo-se a região da planície costeira e grandes corpos aluvionares, zonas que não possuem morfoestruturas. Também observou-se feições com intenso ruído em torno da direção N80°W. Numa primeira análise, estas feições foram incluídas na digitalização, mas, na etapa seguinte, a classificação conforme a direção e filtragem no ROCKWORKS 99, foram descartadas.

A Figura IV.8 mostra o progresso obtido com a sucessão de tratamentos num detalhe da parte sul do DFSC. Na imagem da banda TM3 (Figura IV.8.A), mesmo com aumento linear de contraste, o realce das morfoestruturas é muito pequeno devido aos efeitos da vegetação e das feições de ocupação do solo. Na banda TM4 (Figura IV.8.B), estes efeitos são minimizados, realçando-se o sombreamento dado pelo relevo o qual pode ter controle tectônico. Com o avanço do tratamento digital, chegou-se à imagem filtrada (Figura IV.8.C), revelando-se ainda mais morfoestruturas, pois o filtro diminui a sensação de tridimensionalidade, retratando a cena como uma imagem plana com apenas elementos lineares. Assim, foi identificado um grande número de morfoestruturas, incomparavelmente superior ao identificado em trabalhos anteriores. Na Figura IV.8.D, são representadas apenas as morfoestruturas N0°-45°E, o intervalo mais importante para a prospecção de fluorita. Comparativamente ao mapa previsional da fluorita (Morgental e Kirchner, 1983) o número de morfoestruturas identificadas neste intervalo, nesta mesma área, é cerca de 10 vezes superior.

Com o tratamento efetuado, obteve-se uma população total de 16.041 morfoestruturas, sendo a grande maioria delas, independentemente da direção, aqui originalmente identificadas. Os passos seguintes do trabalho visaram trabalhar estes resultados para sua integração com as demais técnicas utilizadas neste trabalho. Neste sentido, efetuou-se, inicialmente, uma análise detalhada dos resultados obtidos no entorno das áreas com depósitos de fluorita conhecidos e, subseqüentemente, procurou-se reconhecer e classificar as famílias de morfoestruturas de toda a área, segundo suas direções e

comparando-se com o conhecimento geológico disponível sobre as estruturas do DFSC.

Nos diversos subdistritos foi identificado um grande número de novas morfoestruturas, incluindo-se:

- 1) morfoestruturas situadas no prolongamento de estruturas mineralizadas;
- 2) morfoestruturas de direções propícias à mineralização situadas adjacientemente a estruturas portadoras de mineralização; e
- 3) associações de morfoestruturas indicando a existência de novos lineamentos paralelos àqueles com mineralizações associadas.

Tomando-se como exemplo a área da Figura IV.8.D, ampliada na Figura IV.9, os 3 tipos de resultados podem ser ilustrados pelos seguintes casos, todos de impacto imediato na prospecção de fluorita.

O primeiro tipo de resultado é exemplificado (Figura IV.9) pela determinação precisa do traço da falha Segunda Linha Torrens (principal falha mineralizada do LCG no subdistrito Segunda Linha Torrens) por cerca de 10 km, até as proximidades de Criciúma. Até o presente trabalho, esta estrutura só havia sido reconhecida até cerca de 500 m ao sul da mina 2, devido ao espessamento gradual da cobertura paleozóica na direção sul.

O segundo tipo de resultado é exemplificado (Figura IV.9) por uma nova morfoestrutura associada ao LCG, com cerca de 5 km de comprimento, paralela à falha Segunda Linha Torrens, a leste desta última. Entre as diversas novas morfoestruturas que foram checadas no campo, esta, pela sua importância, foi a investigada com maior detalhe, tendo-se percorrido a pé grande parte de seu traçado. Ao longo deste, foram encontradas ocorrências alinhadas de matações de calcedônia com cristais negativos de fluorita, indicadores típicos da presença de mineralização em subsuperfície, até então desconhecidas pela mineradora detentora do alvará de pesquisa. Na sua parte central, esta estrutura apresenta uma inflexão para NE-SW. Entre esta estrutura e a falha Segunda Linha Torrens identificou-se um conjunto de morfoestruturas com inflexões e bifurcações propícias à mineralização.

O terceiro tipo de resultado é exemplificado (Figura IV.9) por uma associação de morfoestruturas que evidencia a existência de um novo lineamento situado a oeste do LCG, passando pela cidade de Uruçanga, e cujas geometria e largura são idênticas às do LCG.

A distribuição das morfoestruturas segundo suas direções (cartas de filtragem) foi investigada em intervalos de 10° e segundo diversas combinações de intervalos. Os melhores resultados foram obtidos com as combinações estabelecidas em função do conhecimento da geologia do distrito (Figuras IV.10 e IV.11). No quadrante NE, as subdivisões 0°-20°, 20°-45° e 45°-80° correspondem às relações angulares das estruturas que constituem o LCG. Este último intervalo foi delimitado em 80°, ao invés de 90°, pois N80°E, direção do filão Cruzeiro, representa o limite angular para os depósitos de fluorita conhecidos. O intervalo 45°-80° permite investigar, também, os lineamentos da família ENE-WSW (e as estruturas menores a estes associadas) cuja importância na compartimentação tectônica da área é reconhecida (Putzer,

1953; Horbach e Marimon, 1980; Morgental, 1984) e relações com a distribuição da mineralização de fluorita já foram aventadas (Bastos Neto, 1990; Flores *et al.*, 1993). Os intervalos N80°-90°E e N80°-90°W permitem avaliar a presença no continente de estruturas ligadas ao lineamento de Florianópolis (estrutura oceânica E-W, Asmus, 1984) o qual, segundo diferentes interpretações (Horbach e Marimon, 1980; Morgental, 1984) seria o responsável pela reativação das estruturas NNE-SSW controladoras dos depósitos de fluorita do DFSC.

As morfoestruturas N0°-20°E (Figura IV.10.A) podem ser seguidas continuamente do embasamento para a Bacia do Paraná. Elas são menos freqüentes na Bacia do Paraná e na parte norte do distrito, especialmente no extremo NE. No LCG não se observa uma maior freqüência desta classe de morfoestrutura, mas, representando-se conjuntamente as morfoestruturas do intervalo N0°-45°E (Figura IV.9), a configuração do lineamento pode ser bem observada.

O LA ocupa uma faixa de direção N-S cujas bordas são bem marcadas por 2 alinhamentos paralelos de morfoestruturas N-S, existindo, em seu interior, morfoestruturas nas direções NNE-SSW a NE-SW, mas com uma densidade muito inferior à observada no LCG.

Entre o LCG e o LA foram identificadas 3 importantes associações de morfoestruturas formando “lineamentos” com extensões de até 40 km nos quais ocorrem diversos locais em que as relações geométricas entre as morfoestruturas indicam sítios propícios à prospecção de fluorita.

A leste do LA, constatou-se que a estrutura que controla a jazida Imaruí pertence a um conjunto de morfoestruturas de direções N-S e NNE-SSW formando um lineamento, aqui denominado Imaruí, que pode ser seguido até o limite norte da área deste estudo.

Na área do subdistrito Grão Pará, mesmo em domínio de cobertura, a freqüência de morfoestruturas NNE-SSW é grande e, mais ao sul, ocorre uma série de morfoestruturas no prolongamento da ZCRB até Uruçanga.

As morfoestruturas N20°-45°E (Figura IV.10.B) são as menos freqüentes de todas as famílias, sendo particularmente raras na Bacia do Paraná. Embora estruturas com esta direção integrem os lineamentos N-S e NNE-SSW, examinando-se a carta de filtragem não se nota aumento de freqüência delas no LCG, na ZCRB ou no LA. Por outro lado, elas são mais freqüentes de oeste para leste, sendo a família de morfoestruturas mais numerosas e mais extensas na parte leste do distrito.

As morfoestruturas da classe N45°-80°E formam 4 faixas de direção geral ENE-SSW (letras a, b, c, d na Figura IV.10.C). As faixas são delimitadas por morfoestruturas mais extensas de direção ENE-WSW, entre as quais ocorrem morfoestruturas menores de direção NE-SW. Este padrão é bem definido nas faixas b e c. Na faixa a, as morfoestruturas são significativamente menores. Nos subdistritos Ribeirão da Areia e Pedras Grandes, constatou-se que os pontos de bifurcação e/ou inflexão das morfoestruturas do LCG situam-se nas intersecções com morfoestruturas ENE-WSW.

As morfoestruturas N80°-90°E (Figura IV.10.D) e N80°-90°W (Figura IV.11.D) distribuem-se uniformemente, não formando faixas nesta direção, nem

associando-se a faixas em outras direções. Elas são menos freqüentes na parte norte do distrito e são as morfoestruturas de menor extensão de todas as famílias. As morfoestruturas N0°-10°W (Figura IV.11.A) têm uma distribuição que parece relacioná-las às morfoestruturas N-S, mas como não se conhece mineralização de fluorita no quadrante NW, optou-se por representá-las em carta individual.

As morfoestruturas N10°-45°W (Figura IV.11.B) são extremamente freqüentes, a ponto de, mesmo considerando-se apenas as mais extensas, não se perceber nenhuma distribuição segundo faixas nesta direção. Por outro lado, estas morfoestruturas ocorrem de forma extremamente densa numa área alongada na direção ENE-WSW que corresponde aproximadamente à união das faixas b e c acima descritas, mas não se observou evidências adicionais de relação genética entre as duas famílias. No domínio da Bacia da Paraná destacam-se duas áreas com grande densidade destas morfoestruturas: o subdistrito de Grão Pará e a região de Uruçanga.

Na família N45°-80°W (Figura IV.11.C), se observadas apenas as morfoestruturas de maior extensão, reconhece-se os 6 lineamentos estruturais WNW-ESE descritos por Horbach & Marimon (1980) e, ainda, um sétimo lineamento no extremo norte do distrito. Considerando-se o conjunto de morfoestruturas, as maiores densidades ocorrem em 2 faixas. A primeira agrupa os lineamentos I e II e abrange os subdistritos Segunda Linha Torrens, Ribeirão da Areia e Pedras Grandes. A segunda, agrupando os lineamentos IV e V, engloba os subdistritos Rio Bravo Alto e Grão Pará. Algumas morfoestruturas desta família correspondem aparentemente a falhas afetando morfoestruturas do quadrante NE, incluindo o LCG, com rejeito levógiro de até centenas de metros.

1.5. Operações aritméticas

A técnica empregada, considerada eficaz para realce de alvos geológicos de interesse, foi razão de bandas. A divisão de bandas foi basicamente utilizada para reduzir os efeitos que degradam a informação espectral, genericamente denominados efeitos ambientais como, por exemplo, os efeitos topográficos, e realçar a informação espectral de interesse, como a concentração anômala de óxidos e hidróxidos de ferro e argilo-minerais.

1.5.1. Razões entre bandas

As razões 3/1, 5/1 e 5/4 foram escolhidas em função de discriminarem as concentrações anômalas de óxidos e hidróxidos de ferro, que normalmente apresentam absorções nas bandas 1 e 4 e maior reflectância nas bandas 3 e 5.

A razão 5/7 é bastante citada na literatura, por revelar a presença de argilo-minerais, caracterizada pela reflectância na banda 5 e absorção na banda 7.

A razão 1/7 buscou discriminar os produtos de alteração hidrotermal de forma conjunta, de modo que as concentrações destes resultem em valores próximos de 1, enquanto que as concentrações de óxidos em relação à concentração de argilo-minerais tenham valores menores que 1.

A razão 4/3 foi utilizada para minimizar os efeitos da cobertura vegetal sobre a informação espectral dos solos e rochas conforme Fraser & Green (1987), posteriormente utilizado por Ferreira Jr. (1993) e Klein (1998).

Com isto, foram testadas razões entre as bandas, bem como as razões compostas correspondentes: 2/4 e 2-4/2+4; 3/1 e 3-1/3+1; 4/3 e 4-3/4+3; 5/1 e 5-1/5+1; 5/3 e 5-3/5+3; 5/4 e 5-4/5+4; 5/7 e 5-7/5+7; 7/1 e 7-1/7+1; 1/7 e 1-7/1+7; 7/3 e 7-3/7+3 (Figuras IV.12 a IV.16). O uso de razões compostas, com variância mais baixa que as razões simples, visou a detecção de feições sutis de concentrações de óxidos de ferro e argilo-minerais.

Foi aplicada a técnica proposta por El Rakaiby (1995), denominada Coloured Ratio Composite Image – CRCI, visando obter feições de rochas graníticas, combinando-se as seguintes razões:

- $R = 2/4*7$;
- $G = 5/7*3$;
- $B = 5/3*7$.

A Figura IV.12.A mostra uma imagem com boa visualização dos elementos do uso do solo, feições como a vegetação de grande porte, feições antrópicas, semelhante à banda TM3 (Fig.IV.2.– A). Os óxidos e hidróxidos de ferro correspondem aos pixels mais claros, mas podem ser confundidos com áreas degradadas e dunas costeiras.

Na Figura IV.12.B predominam tons pouco contrastantes de cinza claro, com exceção dos corpos d'água que têm seus limites bem definidos. Nesta razão, os óxidos e hidróxidos de ferro também correspondem aos pixels mais claros, porém, o baixo contraste da imagem impede a definição dentro destas áreas.

A Figura IV.13.A apresenta uma razão que se assemelha um pouco à banda TM5, com bom contraste que define feições de uso e cobertura do solo, como a Figura. IV.12.A, mas os pixels claros que contém a informação dos óxidos e hidróxidos de ferro pouco se destacam na imagem.

Já na Figura IV.13.B, os argilo-minerais podem ser evidenciados pelas áreas claras, mas podem ser confundidos com zonas dentro de corpos d'água, que também são muito claros.

Na Figura IV.14.A, os pixels claros correspondem a argilo-minerais, enquanto que as áreas escuras são atribuídas aos óxidos de ferro, podendo ser confundidos com de corpos d'água e areias, respectivamente.

A Figura IV.14.B, à semelhança da Figura IV.12.B, é uma imagem com baixo contraste e, também por isto, há dificuldade em definir as áreas mais claras que corresponderiam aos solos e rochas expostas.

A Figura IV.1.15 representa razões de bandas feita com objetivo de definir feições de corpos graníticos, as quais foram posteriormente combinadas com a razão 5/7 (CRCI). Ambas são imagens de baixo contraste, uma muito escura (A) e outra muito clara (B).

A Figura IV.16 mostra razões empregadas para obter o realce dos argilo-minerais na banda TM7 em relação às bandas do espectro visível TM1 (A) e TM3 (B).

No entanto, as imagens obtidas, devido à baixa variação de níveis de cinza apresentados, dificultaram a localização dos produtos obtidos, mesmo com aplicação de realce de contraste. Para resolver este problema, efetuou-se a reclassificação das razões obtidas (ver abaixo), baseando-se nos critérios de reflectância/absortância dos alvos pesquisados e na análise dos histogramas das razões.

1. 5. 2. Reclassificação

Um método desenvolvido nesta tese para a investigação de material de interesse para obter zonas de alteração hidrotermal foi a reclassificação de produtos de razão entre as bandas originais, por meio do estudo do comportamento espectral destes materiais em cada banda TM LANDSAT 5, a partir do histograma da imagem. Consiste na atribuição de valores de zero para os NDs que não interessam e valor um para os valores de NDs que representam os alvos prospectados, como óxidos de ferro e argilo-minerais.

A Figura IV.17.A mostra a imagem reclassificada do produto da técnica CRCI, para delimitar corpos graníticos. A imagem apresenta uma baixa densidade de pixels não permitindo uma boa identificação de feições de interesse para este estudo. Em função do mau resultado, testou-se outra razão combinada, 4/3, reclassificada a partir da Figura IV.14.B, objetivando uma evidenciação de solos e rochas. O produto desta reclassificação da razão 4/3 combinada (Figura IV.17.B) apresentou um resultado muito melhor. Na escala da área, observa-se algumas feições marcantes na área de afloramento dos granitóides, onde as áreas correspondentes ao Granito Tabuleiro possuem, de um modo geral, um agrupamento mais denso dos pixels em relação ao Granito Pedras Grandes.

Na parte nordeste, destaca-se uma faixa de direção NNE-SSW, parcialmente inserida no Granito Tabuleiro, segundo o mapa de Morgental e Kirchner (1983), mas com um prolongamento para sul que se estende bastante além dos limites deste granitóide. A região das rochas sedimentares da Bacia do Paraná é caracterizada por feições onduladas, enquanto que as áreas correspondendo à Serra Geral e à Planície Costeira não apresentam feições significativas. Nesta última, é impossível perceber feições que indiquem ambientes de sedimentação como nas bandas originais, e o que aparece são vestígios de ocupação do solo, como a linha demarcatória de agricultura no litoral, o que indica que não é um bom método para investigar sedimentos.

No que tange à definição de morfoestruturas, observa-se na parte NE da área (Figura IV.17.B) uma presença marcante de morfoestruturas N-S a NNE-SSW. Comparando-se esta imagem com as filtragens multidirecionais anteriormente efetuadas, verificou-se que algumas destas morfoestruturas não haviam sido ressaltadas pelos processamentos anteriores. Trata-se de um resultado inesperado e de alguma forma associado às características desta parte da área, caracterizada por um relevo mais acidentado e cobertura por

vegetação de grande porte bastante densa em relação às demais partes do DFSC.

A Figura IV.18.A e a Figura IV.18.B apresentam, respectivamente, as imagens reclassificadas feitas sobre a soma das razões $3/1+5/1+5/4$, para investigar a presença de óxidos e hidróxidos de ferro, e sobre a razão entre as bandas 5/7, com o objetivo de detectar quantidades de argilo-minerais nas rochas do DFSC. Na imagem óxidos/hidróxidos, percebe-se que a concentração destes alvos predomina na área do Granito Pedras Grandes, na zona central do DFSC e num núcleo menor a Nordeste. A noroeste também foi detectada concentração deste material nas rochas vulcânicas e nas rochas sedimentares contíguas. Fora do DFSC, na porção que corresponde às areias de dunas, aparece concentração anômala deste material, porém, fora da área de estudo da alteração hidrotermal estudada. Na imagem argilo-minerais, a concentração de pixels é comparativamente muito maior, com exceção da planície costeira. Dentro da região da Serra Geral e Bacia do Paraná, as concentrações diminuem em direção ao planalto.

Em termos de orientações existentes nas imagens, as Figuras IV.18.A e IV.18.B apresentam características bastante contrastantes. Na primeira (óxidos/hidróxidos), são suspeitadas inúmeras ocorrências de alinhamentos de pequena extensão nas direções N-S a NNE-SSW. Mas, em função da fraca definição destes alinhamentos, outros processamentos serão efetuados (ver mais adiante) antes de tentar-se uma correlação deles com as morfoestruturas da área. Já na imagem argilo-minerais, observa-se de modo bastante nítido concentrações de pixels em faixas coincidentes com os lineamentos WNW-ESE conhecidos no DFSC. Observa-se, também, alinhamentos tênues nas direções N-S a NNE-SSW, mas do mesmo modo que no caso anterior, suas correlações com as morfoestruturas requerem tratamentos adicionais.

A reclassificação feita sobre o produto da razão entre as bandas 1/7 não apresentou bom resultado para investigação de óxidos de ferro na área do DFSC, evidenciando apenas uma concentração anômala deste material nas dunas litorâneas, a exemplo do que ocorre na imagem da Figura IV.18.A. Já o resultado da reclassificação feita sobre a razão entre as bandas 1/7 (Figura IV.19) exibe um resultado bastante semelhante àquele obtido com a reclassificação da razão 5/7, ambas para investigação de argilo-minerais, mas percebe-se com maior nitidez algumas feições apenas suspeitadas naquela imagem. Trata-se, dentro um contexto geral de distribuição dos pixels em faixas de direção NW-SE, da existência de alinhamentos de menor expressão em direções do quadrante NE.

No detalhe da área (Figura IV.20.A) são assinalados alguns destes alinhamentos de pixels. Os exemplos escolhidos são de vários tipos. (1) apenas 4 pixels, mas que ocorrem perfeitamente alinhados e, em seu conjunto, encontram-se isolados no fundo branco; (2) alinhamentos de múltiplos pixels totalmente independentes das faixas NW-SE; (3) alinhamentos de múltiplos pixels internos a uma faixa NW-SE; (4) alinhamentos que atravessam, de um lado ao outro, as faixas NW-SE. Percebe-se, ainda, entre os exemplos assinalados, que diferentes alinhamentos podem estar espacialmente relacionados, formando um alinhamento de maior extensão, como é o caso na parte central da figura. Por outro lado, poder-se-ia, interiormente às faixas NW-

SE, onde é grande a densidade de pixels, assinalar centenas de alinhamentos, mas passar-se-ia a um nível de especulação infrutífero.

Na Figura IV.20.B foram superpostas as morfoestruturas N-S a NNE-SSW. Percebe-se que alguns dos alinhamentos antes assinalados não apresentam correspondência com as morfoestruturas. E, do mesmo modo, inúmeras morfoestruturas não têm pixels associados. Por outro lado, há casos de superposições excelentes, como o assinalado, onde uma morfo-estrutura relativamente extensa apresenta na sua parte intermediária uma ligeira inflexão para E (zona propícia para a abertura de caixa filoneana) e exatamente nesta inflexão ocorre uma grande concentração de pixels. Por outro lado, confirma-se que, de fato, existem, dentro das faixas NW-SE, diversos alinhamentos de pixels com morfoestruturas associadas.

Transformação IHS

A aplicação da transformação IHS sobre o triplete selecionado pelas bandas de menor correlação (1-4-5) é apresentado na Figura IV.1.21, sendo estas três novas bandas, criadas no espaço de intensidade, matiz e saturação. Em A vê-se uma imagem com bastante definição do relevo, pois o atributo brilho permite diferenciar entre luz e sombra, o que facilita a interpretação das morfoestruturas. No norte e nordeste do DFSC, nota-se lineamentos estruturais formados por morfoestruturas de direção N-S. Em B, tem-se as diferenças de tonalidade bem definidas, como os tipos de vegetação e os tipos de solo. A imagem saturação em C é bastante escura, com reduzida informação espectral, mas realça as feições de sombreamento vistas como áreas mais claras.

A composição colorida feita pelo retorno das bandas I, H e S ao espaço RGB é mostrada na Figura IV.22, e seu aspecto melhorou bastante em relação à composição colorida feita sobre as bandas originais (Figura IV.5.A), assemelhando-se à composição colorida entre as bandas 4-5-7 (Figura IV.6.B). Comparativamente, a composição IHS-RBG permitiu uma definição muito melhor das morfoestruturas de direção N-S existentes na porção NE da área. Cabe lembrar que a razão 4/3 reclassificada (Figura IV.17) havia destacado a existência de uma série de estruturas que não haviam sido identificadas pela filtragem. A composição IHS-RBG ressalta ainda mais estas estruturas, localizando mais precisamente seus traços e revelando que suas extensões são bem maiores do que anteriormente visto. Um exemplo extremo é representado por uma estrutura (assinalada pela flecha 1) que, nesta imagem, pode ser seguida continuamente por mais de 50 km. Nas imagens anteriores, o traço desta estrutura era descontínuo. A flecha 2 assinala uma morfoestrutura paralela à primeira, sendo as duas interligadas por uma morfoestrutura NNE-SSW exatamente como ocorre no lineamento Canela Grande na área englobando os subdistritos Ribeirão da Areia e Pedras Grandes. Por outro lado, na área do círculo (Figura IV.22) ocorrem duas morfoestruturas N-S paralelas, existindo entre elas uma série de morfoestruturas ENE-WSW, que corresponde, provavelmente a um conjunto de estruturas em “échelon”, ou seja, uma geometria semelhante à do subdistrito Segunda Linha Torrens.

Finalmente, registra-se que foi testado o processamento pelo método HRGB (Liu & Moore, 1990), o qual foi efetuado sobre os tripletes 1-4-5, 1-4-7 e 1-3-4, não se obtendo resultados que contribuíssem para a prospecção de estruturas, provavelmente devido à grande densidade de cobertura vegetal no DFSC em relação às áreas onde este método foi originalmente desenvolvido.

Análise por componentes principais

Para detecção da alteração hidrotermal na região do DFSC, aplicou-se, também, a técnica de análise por principais componentes (APC) nas seis bandas do TM LANDSAT 5 (1-2-3-4-5-7) e em conjuntos de quatro bandas que caracterizam alvos contendo hidroxilas (1-4-5-7) e óxidos de ferro (1-3-4-5). Em seguida, foi feita uma soma de duas componentes adequadas de cada grupo, para obtenção de uma terceira banda e, após, foi feita uma composição colorida RGB. Esta imagem subsidiou a análise visual que, por sua vez, auxiliou na classificação de imagem feita nas bandas resultantes da APC, na qual constam áreas de prováveis ocorrências de alteração hidrotermal.

A APC da área do DFSC foi efetuada sobre dados brutos das imagens, isto é, sem georreferenciamento e sem aplicação de qualquer técnica de realce ou filtragem. Singh e Harrison (1985) recomendam a aplicação de *stretch* nas bandas originais para superar diferenças entre pesos das bandas TM nas sucessivas PCs. Posteriormente, Loughlin (1991) descartou a padronização das bandas para extração de informação de alteração hidrotermal, sendo justamente aqueles dados brutos os mais efetivos para realçar este tipo de material.

1.7.1. APC (bandas 1 – 2 – 3 – 4 – 5 – 7)

A Tabela IV.3 apresenta os parâmetros estatísticos da imagem em todas as seis bandas TM. Eigenvalues indicam o decréscimo da variância em sucessivas PCs; eigenvector loading (e.l.) refere-se a combinações lineares de contribuição de pesos de imagens nos PCs, usando-se a matriz de covariância.

TABELA IV.3. Análise por Principais Componentes – bandas 1,2,3,4,5 e 7 TM LANDSAT 5

PARÂMETROS ESTATÍSTICOS						
BANDAS TM	TM1	TM2	TM3	TM4	TM5	TM7
MÉDIAS	36,16	15,46	15,57	34,05	35,46	9,34
DESVIO PADRÃO	7,95	5,39	6,77	19,57	25,48	9,52
Matriz de variância/covariância						
BANDAS TM	TM1	TM2	TM3	TM4	TM5	TM7
TM1	56.20	36.17	52.54	-7.85	43.81	30.06
TM2	36.17	29.06	44.40	23.69	70.24	33.73
TM3	52.54	44.40	76.72	52.36	144.16	65.71
TM4	-7.85	23.69	52.36	382.22	367.72	97.54
TM5	43.81	70.24	144.16	367.72	649.04	221.16
TM7	30.06	33.73	65.71	97.54	221.16	90.67
EINGENVALUES						
COMPONENTE	PC 1	PC2	PC3	PC4	PC5	PC6
% VARIÂNCIA	78.58	14.91	5.43	0.61	0.36	0.10
EINGENVALUE	1008.93	191.47	69.75	7.82	4.67	1.28
EIGENVEC 1	0.052206	0.398661	0.535059	-0.372807	-0.588488	-0.258365
EIGENVEC 2	0.087301	0.251311	0.338467	-0.024389	0.107902	0.895781
EIGENVEC 3	0.175661	0.401382	0.405775	0.199817	0.688113	-0.360494
EIGENVEC 4	0.520323	-0.698602	0.476103	0.106506	-0.050438	-0.025635
EIGENVEC 5	0.786992	0.224826	-0.444106	-0.361864	0.041805	0.013142
EIGENVEC 6	0.262113	0.279664	-0.102930	0.823531	-0.405276	0.006127
EINGENVECTORS LOADING						
COMPONENTE	PC 1	PC2	PC3	PC4	PC5	PC6
TM1	0.221192	0.735822	-0.139035	-0.139035	-0.169562	-0.039031
TM2	0.514393	0.645071	0.524386	-0.012649	0.043236	0.188196
TM3	0.637016	0.634090	0.386916	0.063781	0.169697	-0.046613
TM4	0.845373	-0.494451	0.203391	0.015231	-0.005573	-0.001485
TM5	0.981213	0.122111	-0.145592	-0.039712	0.003545	0.000584
TM7	0.874352	0.406398	-0.090281	0.241805	-0.091936	0.000729

A primeira componente principal (PC1) é formada por cargas positivas de todas as bandas. Como indicam os eigenvalues, PC1 é responsável por 78.58 % da variância total para os dados brutos da PCA. O albedo total da cena é responsável pela forte correlação entre os canais multiespectrais, aspecto ressaltado na PC1.

A Figura IV.23.A mostra uma imagem com bastante contraste e definição dos elementos de uso/cobertura do solo e também evidenciando feições de relevo e morfoestruturas, pois contém a maioria da informação espectral das seis bandas TM LADSAT 5 envolvidas. As demais componentes revelam a variância decrescente causada por diferenças entre regiões espectrais e individualmente entre as bandas.

A dimensão estatística dos dados, relacionados ao ganho e offset do sensor e às diferenças espectrais e, em particular a magnitude do desvio padrão (DP), têm maior influência sobre o peso das bandas originais nas sucessivas PCs. Isto pode ser visto na Tabela IV.1 em que os maiores desvios-padrões (DP) de TM5 e TM4 são responsáveis pela sua predominância domínio em PC1, e o baixo DP das bandas TM1, TM2 e TM3 é em grande

parte responsável pela pouca contribuição da banda TM1 e moderadas contribuições das bandas TM2 e TM3 para PC1.

O exame da magnitude de sinal do *eigenvector loading* indica quais propriedades espectrais são responsáveis pela variância estatística separada em cada componente (Crósta e Moore, 1989). Os *eigenvector loadings* para PC3 da Tabela IV.3 indicam a diferença entre as bandas do espectro visível (TM1, TM2, e TM3) e o espectro infravermelho (TM4, TM5, e TM7). Os materiais que apresentam reflectância mais alta na região do espectro visível aparecerão na PC2 como pixels mais luminosos (*eigenvector loading* positivo). Aqueles com reflectância mais alta na região do espectro infravermelho aparecerão como pixels mais escuros (*eigenvector loading* negativo)

A Figura IV.23.B mostra na PC2 as feições antrópicas (como áreas urbanas), areias e, também, os corpos d'água. Trata-se de alvos reflectivos no espectro visível, como pixels claros que absorvem os comprimentos de onda no espectro infravermelho. Os pixels escuros aparecem no nordeste do DFSC representando a vegetação contida em TM4.

A Figura IV.24.A mostra a PC3, que tem a maior contribuição dos corpos d'água, seguido dos alvos de uso antrópico e um pouco da vegetação.

Assim, procurou-se informações sobre a resposta espectral de óxidos de ferro nas três PCs de menor correlação, mostrada na Tabela IV.3, apresentando absorção em TM1 e TM2 e reflectância em TM3. Da mesma forma, buscou-se a resposta espectral de minerais hidroxilas (argilo-minerais), dada pela absorção em TM7 e reflectância em TM5, o que ocorre na PC4, como é mostrado na Figura IV.24.B, dentro das áreas graníticas.

Buscando-se um *eigenvector* moderado a alto das TM1 e TM3 nas PCs com sinais opostos, podemos verificar que os óxidos de ferro foram distinguidos pelos pixels claros na PC5, como é visto na Figura IV.25.A. A hematita, caracterizada pela maior reflectância em TM2 do que em TM3, deve ser mapeada como pixels claros na PC6 que, no caso estudado, não apresentou resultado, pois a banda TM7 pouco contribuiu para esta PC, como mostra a Figura IV.25.B. Os resultados das três PCs de menor correlação são descritos a seguir.

A PC4 apresenta absorção do espectro visível de TM1 e TM2, com excessão da banda TM3 e reflectância no espectro IR, baixa de TM4 (0,015), com absorção de TM5 que tem sinal negativo nesta componente e reflectância de TM7 (Figura IV.24.B).

A PC5 mostra e.l. moderado (0,16) para TM3, porém positivo, indicando a presença de óxidos de ferro. Mostra sinal negativo para TM1, assim como valores de e.l. muito baixos, sinal positivo em TM4 e negativo em TM5 e TM7 (Figura IV.25.A).

A PC6 exhibe o valor mais alto de e.l. para TM2 (0,18) e para o restante do espectro visível, sinal negativo e baixos valores (TM1, TM3 e TM4), e no espectro IR, valores baixíssimos (Figura IV.25.B).

Teoricamente, as hidroxilas deveriam ter reflectância alta (sinal positivo) em TM5 e baixa (sinal negativo) em TM7. Porém, as hidroxilas devem aparecer

como pixels escuros em PC4, devido ao fato que a contribuição de TM5 nesta componente ser negativa e baixa e em TM7 ser positiva e ter valor médio.

As três primeiras PCs mostram bom contraste, mas a informação diz respeito mais ao albedo e vegetação. As três últimas PCs que nos interessam, no que concerne à alteração hidrotermal, tem pouco contraste, constatando-se que a informação sobre alteração hidrotermal é bastante difícil de interpretar, visto que está dispersa nas PCs e distribuída em áreas pequenas.

No geral, uma análise deste tipo é complexa, dificultando o entendimento e interpretação das imagens de PC monocromáticas, pois este processo requer a verificação cuidadosa de matrizes de *eigenvector* como foi visto na Tabela IV.3. No presente caso, assim como em outros estudos anteriores, as análises não permitiram a separação precisa de hidroxilas e minerais de ferro-óxidos em uma única imagem de PC. Em função disto, utilizou-se a técnica proposta por Loughlin (1991), que reduz o número de bandas de contribuição para evitar um contraste espectral particular e aumentar as chances de definir um único PC para uma classe mineral específica (ver a seguir).

1.7.2. Imagem Hidroxila – H - APC (bandas 1-4-5-7)

A Tabela IV.4 apresenta a APC sobre as bandas TM 1, 4, 5, e 7 da área do DFSC. As bandas TM2 e TM3 foram omitidas propositalmente para separar as hidroxilas dos óxidos de ferro, sendo substituídas por TM1 nesta transformação. Segundo este tratamento, pode-se dizer que PC1 é a imagem “albedo”, que PC2 é mais luminoso para vegetação, que PC3 descreve o contraste entre o SWIR e a região visível, e que PC4 realça minerais de hidroxila como pixels claros. O exame do *eigenvector loading* na Tabela IV.4 identificou a presença das hidroxilas, na PC4, pela absorção na banda TM5 e reflectância na banda TM7, com sinais opostos, esta representando a “Imagem Hidroxila de Crósta” (H). A imagem Hidroxila é apresentada na Figura IV.26. Os pontos claros correspondem ao alvo reflectivo, mas pode ser confundido com feições de uso do solo. Além disto, o baixo contraste impede a análise visual precisa e a interpretação geológica.

Tabela IV.4 - Análise por Principais Componentes – bandas 1-4-5-7 TM LANDSAT 5

PARÂMETROS ESTATÍSTICOS				
BANDAS TM	TM1	TM4	TM5	TM7
MÉDIAS	36,16	34,05	35,46	9,34
DESVIO PADRÃO	7,95	19,57	25,48	9,52
MATRIZ DE VARIÂNCIA/COVARIÂNCIA				
BANDAS TM	TM1	TM4	TM5	TM7
TM1	56.20	-7.85	43.81	30.06
TM4	-7.85	382.22	367.72	97.54
TM5	43.81	367.72	649.04	221.16
TM7	30.06	97.54	221.16	90.67
EINGENVALUES				
COMPONENTE	PC 1	PC2	PC3	PC4
% VARIÂNCIA	82.54	13.19	3.65	0.61
EINGENVALUE	972.49	155.42	43.04	7.19
EIGENVEC 1	0.042715	-0.340820	0.915808	-0.208119
EIGENVEC 2	0.540428	0.780234	0.291975	0.117997
EIGENVEC 3	0.798562	-0.397866	-0.267942	-0.363604
EIGENVEC 4	0.261557	-0.341730	0.065222	0.900308
EINGENVECTORS LOADING				
COMPONENTE	PC 1	PC2	PC3	PC4
TM1	0.177680	-0.566757	0.801461	-0.074413
TM4	0.862034	0.497532	0.097982	0.016178
TM5	0.977493	-0.194693	-0.069002	-0.038257
TM7	0.856593	-0.447405	-0.044938	0.253441

1.7.3. Imagem Óxido de Ferro – F - APC (bandas 1-3-4-5)

A Tabela IV.5 apresenta a APC processada sobre as bandas TM 1, 3, 4, e 5 da área estudada. A banda TM7 foi substituída pela TM5, pois, nesta análise, aquela pouco efeito teria no resultado. A PC1 pode ser interpretada como albedo, a vegetação em PC2, IR e visível em PC3 e óxido de ferro em PC3. A PC3 é característica dos óxidos de ferro e ocorre com carga positiva a partir de TM3.

Ao examinar o *eigenvector loading* na Tabela IV.5, identificou-se a presença dos óxidos de ferro na PC3, pela absorção na banda TM5 e reflectância na banda TM7, com sinais opostos, esta representando a “Imagem Hidroxila de Crósta” (H).

A imagem óxidos de ferro, mostrada pela Figura IV.27.A apresenta mais pixels claros do que a imagem anterior. Sobre o fundo escuro, observa-se freqüentemente a presença de alinhamentos de pixels brancos segundo direções conhecidas na geologia da área. Por outro lado, apesar da tonalidade escura, o fundo apresenta um relevo que parece refletir parte da estruturação geológica da área, sendo particularmente bem marcadas as orientações WNW-ESE (principalmente na parte centro-leste), NNW-SSE (parte nordeste) e NNE-SSW. Entre estas últimas, são observadas algumas morfoestruturas muito bem definidas na imagem por extensões da ordem de dezenas de quilômetros. Destaca-se no detalhe (Figura IV.27.B) a clareza com que o traço do lineamento Canela Grande pode ser visualizado.

Tabela IV.5. Análise por Principais Componentes, bandas 1-3-4-5 TM LANDSAT 5

PARÂMETROS ESTATÍSTICOS				
BANDAS TM	TM1	TM3	TM4	TM5
MÉDIAS	36,16	15,57	34,05	35,46
DESVIO PADRÃO	7,95	6,77	19,57	25,48
MATRIZ DE VARIÂNCIA/COVARIÂNCIA				
BANDAS TM	TM1	TM3	TM4	TM5
TM1	56.20	52.54	-7.85	43.81
TM3	52.54	76.72	52.36	144.16
TM4	-7.85	52.36	382.22	367.72
TM5	43.81	144.16	367.72	649.04
EINGENVALUES				
COMPONENTE	PC 1	PC2	PC3	PC4
% VARIÂNCIA	80.26	14.02	5.22	0.50
EINGENVALUE	934.34	163.24	60.74	5.86
EIGENVEC 1	0.046053	-0.419515	0.616973	0.664252
EIGENVEC 2	0.172980	-0.439683	0.482306	-0.737657
EIGENVEC 3	0.556227	0.704965	0.440036	-0.002051
EIGENVEC 4	0.811522	-0.365664	-0.439424	0.120945
EINGENVECTORS LOADING				
COMPONENTE	PC 1	PC2	PC3	PC4
TM1	0.187774	-0.714964	0.641381	0.214546
TM3	0.603662	-0.641358	0.429137	-0.203922
TM4	0.869661	0.460711	0.175413	-0.000254
TM5	0.973680	-0.183384	-0.134424	0.011495

1.7.4. Composição colorida

Com o objetivo de chegar a resultados melhores do que os acima expostos, as imagens obtidas anteriormente foram combinadas para testar se a superposição associando pixels com concentrações anômalas de hidroxila e óxidos, respectivamente, produziria uma diferenciação de cores. Sobre as imagens hidroxilas (H) e óxidos de ferro (F) foi efetuada a operação aritmética adição de imagens e re-escalando para 256 níveis de cinza (ND), de forma a obter-se uma nova imagem com a soma das informações de H e F, como mostra a Figura IV.28. Este processamento destacou algumas feições, mas, por outro lado, promoveu o mascaramento parcial de feições importantes como a morfoestrutura correspondente ao lineamento Canela Grande. Conseqüentemente, efetuou-se outro processamento buscando uma imagem colorida.

As três imagens acima referidas puderam ser combinadas de várias formas nos canais RGB. Pela combinação das imagens H, H + F, e F nos canais vermelho, verde, e azul, respectivamente, foi criada uma imagem de composição colorida (Figura IV.29) na qual zonas de alteração podem ser interpretadas conforme os critérios de Loughlin (1991):

- pixels brancos dentro de zonas de alteração são potencialmente os mais prospectivos e podem conter informação de materiais oxidados e argilizados;
- pixels vermelho claros a alaranjados possuem informação onde predominam materiais mais argilizados do que oxidados;

➤ pixels ciano claros a azulados representam zonas de materiais mais oxidados do que argilizados.

Com o resultado (Figura IV.29), já é possível a observação de cores distintas e padrões de distribuição e orientações incipientes, condizentes com o que se conhece da geologia da região. A imagem de composição colorida mostra cores variando entre marrom e azul, passando por ciano claro, vermelho alaranjado e amarelo quase branco a branco.

As áreas degradadas, como zonas urbanas, estradas, dunas e solo exposto em geral comportam-se como áreas contendo tanto argilo-minerais como óxidos de ferro. O solo exposto foi correlacionado aos argilo-minerais. Estes aspectos foram cuidadosamente avaliados neste estudo, principalmente no subsídio à fase seguinte.

Na porção noroeste do DFSC, são bem distinguidas as rochas vulcânicas da Formação Serra Geral, não pela presença de minerais de alteração, mas pela sua coloração marrom escuro e marrom claro.

Na parte nordeste do DFSC, as cores tendem a se distribuir conforme grandes zonas alternadas entre marrom avermelhado e azul, com uma orientação incipiente na direção NW-SE. Verificou-se que estas zonas são, em muitos casos, limitadas por morfoestruturas registradas pelo estudo da filtragem direcional. Estas grandes zonas são pontilhadas de áreas menores mais claras, apresentando pixels ciano claro, vermelho alaranjado, branco, amarelo claro, por vezes alinhados segundo morfoestruturas de diversas direções.

Nas partes norte, central e sul do domínio dos granitóides, a distribuição de cores é bastante caótica, tendo-se zonas mais azuladas, quase sem controle estrutural, mas também pontilhadas pelas áreas menores, com aspecto de alteração hidrotermal pelas cores mostradas. Mesmo assim, há casos evidentes de pixels de cores indicativas de alteração hidrotermal alinhados segundo direções favoráveis à mineralização de fluorita. Um exemplo é apresentado na Figura IV.30, onde uma série de pixels mais claros ocorre associada a uma morfoestrutura NNE-SSW.

Examinando-se as partes da imagem (Figura IV.29) fora das áreas mais claramente estruturadas, observa-se que, mesmo dentro do domínio de distribuição aparentemente caótica, ocorrem com grande frequência conjuntos de pixels adjacentes, de cores indicativas de alteração hidrotermal, delineando alinhamentos com extensões de até algumas centenas de metros. Estes ocorrem segundo as direções preferenciais NW-SE e NNE-SSW, sendo os primeiros sistematicamente mais extensos. Contando-se com o apoio dos dados das filtragens, é possível discernir conjuntos e ocorrências pontuais de pixels alinhados entre si, formando estrutura de maior extensão. Mesmo assim, julgou-se que a multiplicidade de cores dificulta muito a identificação das zonas de alteração hidrotermal e, portanto, procedeu-se ao tratamento abaixo.

1.7.5. Reclassificação da composição colorida

A partir da imagem composta rHgH+FbF (Figura IV.29), foi efetuada a reclassificação da alteração hidrotermal atribuindo-se o valor um à classe em que as quantidades de hidroxilas e óxidos de ferro eram mais ou menos iguais, dois à classe em que há o predomínio de hidroxilas sobre óxidos de ferro e três à classe em que os óxidos de ferro predominam. O resultado é apresentado na Figura IV.31.A que mostra as três classes de minerais de alteração distribuídas ao longo do DFSC. Nota-se agora que as áreas urbanas são formadas por uma mistura de pixels de alteração hidrotermal indistinta, óxidos de ferro e argilo-minerais. Destaca-se uma concentração de óxidos de ferro na parte central da borda leste da área de estudo. Na área litorânea, ocorrem concentrações discrepantes de alteração hidrotermal e de óxidos de ferro.

Uma nova tentativa de reclassificação feita para incluir toda a alteração hidrotermal numa só classe, para avaliação das tendências de orientação destes alvos (Figura IV.31.B) apresentou um ruído marcante (na direção N80°W) ao longo da linha de rastreamento do satélite que era imperceptível na composição colorida (Figura IV.29).

1.7.6 Classificação de Imagem Considerando Critérios de Campo

Para eliminar-se problemas de interpretação visual e dar um tratamento estatístico aos dados produzidos pela APC, agrupou-se a alteração hidrotermal numa única classe. Amostrou-se os alvos para a classificação, utilizando-se critérios adquiridos no trabalho de campo, onde foram anotadas as ocorrências de mineralização de fluorita devidamente registradas com GPS e relacionadas com áreas onde as morfoestruturas foram registradas pelos processamentos anteriores.

As amostras coletadas na área do DFSC, sob as quais foi aplicada a técnica de espectrorradiometria (ver item 2), tiveram suas curvas espectrais analisadas e escolhidas como alvos para subsidiar a amostragem na classificação MAXVER, referentes às estruturas mineralizadas.

Também foram considerados critérios de contexto, o que permitiu a amostragem de alvos reconhecidamente estéreis para a mineralização, sedimentos quaternários, corpos d'água, dunas, áreas urbanas, além de zonas de granitóides já investigadas pelos mineradores e onde sabe-se, não há mineralização nem zonas de alteração hidrotermal.

Com isto, efetuou-se a classificação por MAXVER sobre as bandas H, H+F e F, baseando-se nos critérios anteriores e de Loughlin (1991), relacionada à distribuição dos alvos, que leva à geração de uma imagem classificada (Figura IV.32), na qual a alteração hidrotermal corresponde unicamente aos pontos em vermelho. Esta imagem mostra algumas vantagens em relação à imagem reclassificada a partir da composição colorida (Fig. IV.31.A), como a diminuição da área de alteração hidrotermal dentro de zonas urbanas e o mapeamento correto das dunas. Além disto, com a aplicação desta técnica, a área total de alteração hidrotermal (somatório dos pixels correspondentes) diminuiu em 11% (de 308535 Ha, na composição colorida, para 274643 hectares com o presente processamento), o que justifica a interatividade da técnica e a torna mais eficaz no auxílio ao mapeamento da

alteração hidrotermal. Finalmente, a partir do produto obtido, efetuou-se uma nova reclassificação (Figura IV.33) deixando apenas a alteração hidrotermal representada por pixels pretos (imagem booleana). Em função da boa qualidade do resultado obtido, considerou-se ser esta a imagem ideal para o cruzamento sistemático com os dados das filtrações.

1.8 Integração das filtrações com a imagem H-F reclassificada

Para integração dos dados de filtração com a imagem H-F reclassificada, procedeu, inicialmente, à superposição de cada família de morfoestruturas (segundo a classificação das Figuras IV.9 e IV.10) sobre a imagem H-F reclassificada (Figura IV.33). Nas imagens obtidas foi possível visualizar correlações claras entre morfoestruturas e alteração hidrotermal apenas nas áreas com menor densidade de pixels. Em zonas com grande densidade de pixels as morfoestruturas de uma determinada família ocorrem envolvidas por pixels que seriam a associar a outras direções, prejudicando as interpretações em grande parte da área. Para eliminar este efeito delimitou-se como área de interesse para cada morfoestrutura apenas os pixels existentes numa faixa de 100 m de cada lado da morfoestrutura. O resultado por famílias de morfoestruturas é apresentado nas Figuras IV.34 a IV.38. Este tipo de cruzamento de dados induz forçosamente à representação de alinhamentos de pixels em cada uma das imagens obtidas segundo as direções de cada família. A análise dos dados deve envolver, portanto, outras características destes alinhamentos, no caso, a representatividade dos mesmos em função de suas extensões e, principalmente, da densidade dos pixels. Neste sentido, as análises de todas as famílias de morfoestruturas foram efetuadas sobre imagens bastante ampliadas, ilustrando-se aqui com ampliações apenas as duas principais famílias no que tange à prospecção de fluorita (Figuras IV.34 e IV.35).

A imagem da família N0°-20°E (Figura IV.34) deve ser comparada com sua filtração correspondente (Figura IV.9.A). O primeiro ponto a ser destacado é que o número de morfoestruturas obtidos com a filtração é incomparavelmente maior do que os alinhamentos de pixels relacionados a alteração hidrotermal. Ou seja, apesar da boa distribuição de pixels na imagem H-F reclassificada, nem todas as morfoestruturas existentes têm pixels associados. O cruzamento de dados efetuado representa, portanto, uma pré-seleção automática das morfoestruturas no que tange sua prospectabilidade. Observa-se na imagem de integração que existem alinhamentos de pixels com as mais variadas extensões e densidades de pixels. Nos casos de alinhamentos mais extensos e/ou com maior densidade de pixels, trata-se claramente de alteração hidrotermal relacionada diretamente àquelas morfoestruturas, mesmo que ao longo dela existam concentrações localizadas de pixels. Estas concentrações podem estar relacionadas a cruzamentos com estruturas de outras direções. Não se trata, no entanto, de um efeito indesejado. Trata-se de uma realidade na geologia do DFSC e que pode ser observada em diversas escalas, seja na superfície, seja nas minas de fluorita, pelo aumento do efeito da alteração hidrotermal nos cruzamentos de estruturas. Percebe-se na figura que estes pontos de maiores concentrações tendem a distribuir-se em faixas que coincidem com as faixas de ocorrência das grandes morfoestruturas WNW-ESE (Figura IV.10.A). Em diversos locais,

observa-se concentrações de pixels numa espessura que ultrapassa a largura estabelecida às margens de cada morfoestrutura. Esta configuração deve-se à existência de morfoestruturas paralelas muito próximas ou a bifurcações ou intersecções de estruturas com pequenas diferenças angulares. Trata-se de sítios altamente prospectáveis tendo-se em vista a formação, nestes locais, de zonas de transtensão favoráveis à abertura de caixas filoneanas (Morgental, 1983; Almeida e Ferreira, 1989).

No caso do cruzamento de dados para a família N20°-45°E (Figura IV.35), o número de alinhamentos de pixels é muito semelhante ao de morfoestruturas (vide Figura IV.10.B). Por outro lado, é bastante grande o número de alinhamentos com grande densidade de pixels ocupando em muitos casos toda a largura da faixa estabelecida. Este aspecto não pode ser atribuído apenas a cruzamentos com outras estruturas pois, se assim fosse, o mesmo teria ocorrido na família N0°-20°E a qual é interceptada praticamente pelas mesmas estruturas que interceptam a família N20°-40°E. Isto indica ser o intervalo N20°-40°E preferencial para o hidrotermalismo. Como este é o intervalo direcional da grande maioria dos filões de fluorita do DFSC, esta coerência atesta a capacidade da metodologia aqui empregada fornecer resultados confiáveis.

No que tange à determinação de locais específicos mais prospectáveis, as mesmas considerações efetuadas para a família anterior pode-se repetir para a família N20°-45°E. Já na escala da área ocorrem alguns aspectos diferentes. Observa-se a existência de áreas relativamente bem definidas onde os alinhamentos de pixels são mais freqüentes, individualmente mais densos e mais largos. A Área I (Figura IV.35) ocorre na borda leste do DFSC mas não se pode aponta-la diretamente como muito prospectável, pois na imagem reclassificada (Figura IV.31.A) identificou-se aí uma quantidade excessiva de pixels relativos a óxidos de ferro levando a suspeitar que as alterações sejam relacionadas a diques de diabásio. A Área II forma uma faixa alongada na direção NNE-SSW ao longo do eixo central do DFSC. A Área III é levemente alongada na direção WNW-ESSE e, em seu interior, a presença de alinhamentos NNE-SSW espessos relaciona-se a intersecções com estruturas WNW-ESE. Assinalou-se, ainda, uma série de alinhamentos na direção NNE-SSW (Área IV) que correspondem ao lineamento identificado pelas filtragens (vide Figura IV.9) situado cerca de 5 km a oeste ao lineamento Canela Grande. Quanto a este último, observa-se na Figura IV.35 alguns alinhamentos na área do subdistrito Pedras Grandes (Área V), uma grande concentração de pixels no subdistrito Segunda Linha Torrens (Área VI) e uma série de alinhamentos relativamente densos no seu prolongamento para SSW deste último subdistrito. A NNE do subdistrito Pedras Grandes, o lineamento Canela Grande não é bem evidenciado por alinhamentos de pixels, mas, até o presente, não são conhecidas ocorrências de fluorita entre este subdistrito e o subdistrito Rio Bravo Alto, situado já na parte norte do DFSC. Para concluir esta família, ressalta-se a existência de inúmeros alinhamentos bem marcados situados fora das áreas assinaladas entre os quais incluem-se alinhamentos com inflexões e zonas de bifurcação, além uma excepcional concentração de pixels (Área VII).

Na imagem de integração dos dados para a família N45°-80°E (Figura IV.36.A) observa-se que, além da redução considerável do número de alinhamentos em relação ao de morfoestruturas (Figura IV.10.C), os

alinhamentos são constituídos por pixels muito espaçados, indicando uma fraca associação de estruturas neste intervalo direcional com zonas de alteração hidrotermal. Na parte leste da área ocorrem alinhamentos mais densos que podem resultar de cruzamento com os diques de diabásio. Grandes estruturas neste intervalo direcional não são, portanto, prioritárias para prospecção de fluorita. Já a identificação de pequenas estruturas em “échellon” associadas a estruturas N-S a NNE-SSW demanda um trabalho extremamente minucioso com a verificação individual de cada morfoestrutura, um trabalho viável para uma área na escala de um alvará de pesquisa, não para todo o DFSC.

As famílias N80°-90°E (Figura IV.36.B) e N80°-90°W (Figura IV.38.B) apresentam muito pouca ligação com alteração hidrotermal, sendo de muito baixa prospectabilidade.

Para a família N0°-10°W (Figura IV.37.A) são válidas as mesmas observações acima efetuadas para a família N0°-20°E. Ressalta-se apenas que, até o presente, não se conhece nenhuma jazida associada a estrutura do quadrante NW e que as maiores concentrações de pixels distribuem-se claramente segundo algumas das faixas de estruturas direção WNW-ESE conhecidas no DFSC.

Para a família N10°-45°W, apesar da grande quantidade de pixels observada na Figura IV.37.B, esta não reflete em totalidade a extraordinária frequência destas morfoestruturas observada na filtragem (Figura IV.11.B), além do que, os alinhamentos de pixels são estreitos e de extensões acentuadamente menores do que as suas respectivas morfoestruturas.

Na família N45°-80°W, destaca-se a representatividade com que as faixas de lineamentos WNW-ESE (identificadas na Figura IV.11.C) aparecem na Figura IV.38.A, apesar da baixa densidade de alinhamentos e da maioria destes serem assinalados por pequenas quantidades de pixels. Entre as faixas citadas, destacam-se as faixas IV e V (em seus interiores situam-se os subdistritos Rio Bravo Alto e Rio dos Bugres) e a faixa II.

A localização de depósitos de fluorita nas proximidades de grandes estruturas WNW-ESE é referida por diversos autores desde Horbach & Marimon (1980), mas nunca foi proposta uma explicação. Os dados aqui apresentados revelam o seguinte quadro: (1) estruturas WNW-ESE de grande extensão, mas com alteração hidrotermal associada relativamente discreta; (2) estruturas NNE-SSW, as principais portadoras de mineralização, com hidrotermalismo associado bastante desenvolvido; (3) maiores concentrações de pixels nas estruturas NNE-SSW nos locais de cruzamento com estruturas WNW-ESE mesmo nos casos em que estas últimas não têm alteração hidrotermal associada importante.

Uma explicação possível para o quadro acima exposto é que as estruturas WNW-ESE tenham sido o conduto principal para migração dos fluidos hidrotermais em maior profundidade. A ascensão destes fluidos teria ocorrido na época em que as estruturas NNE-SSW foram reativadas, causando a abertura de um conduto vertical no ponto de cruzamento e a abertura das próprias estruturas NNE-SSW. Nestas, os fluidos migraram, agora num nível estrutural mais raso, propício à deposição da fluorita e à formação das zonas de alteração hidrotermal associadas. Este modelo inspira-se no caso atual da jazida São Pedro, situada em estrutura NNE-SSW e em cujo extremo sul

ocorre o cruzamento com uma importante estrutura WNW-ESE pertencente ao lineamento de Uruçanga. Nesta jazida, ocorria uma excepcional vazão de água termal a 40°C que ascendia à galeria através de um vug situado no cruzamento com a estrutura WNW-ESE. Se o modelo é verdadeiro, porções do DFSC como a Área III na Figura IV.35 são indicadas para prospecção de fluorita e a área de superposição das Áreas II e III seria altamente prioritária.

2. Espectrorradiometria

As técnicas de processamento digital de imagem utilizada até o presente momento (ver Capítulo 1), geraram resultados qualitativos relacionados aos produtos de alteração hidrotermal. Estes foram caracterizados nas imagens TM LANDSAT 5 pelas informações referentes à resolução espacial (textura) e espectral (matiz) dos alvos. A partir daí, buscou-se uma análise quantitativa por meio de um controle espectral da mineralização pelo refinamento dos processamentos e o aumento da resolução do mapeamento. Os produtos do estudo da espectrorradiometria no DFSC objetivaram a informação quantitativa dos pixels da imagem, no que diz respeito à alteração hidrotermal. Considerou-se, também, que os resultados a serem obtidos representariam uma associação, direta na imagem, entre alteração hidrotermal e morfoestruturas mapeadas por informações de sensoriamento remoto.

2.1 Amostragem

Para atingir este objetivo, na amostragem para a espectrorradiometria procurou-se contemplar diversas situações geológicas. Foram coletadas amostras nos traços das estruturas mineralizadas, tanto no norte como no sul do DFSC, abrangendo grandes estruturas, como a falha principal do lineamento Canela Grande, e pequenas estruturas como a que controla o filão Cocal. Como amostras das áreas não mineralizadas utilizou-se a coleção disponível no Instituto de Geociências (Rocha, 1997; Jelinek, 1997) abrangendo os Granitos Pedras Grandes e Tabuleiro e suas variações ao longo do DFSC.

2.2 Análise dos Espectros

A partir da medição das 85 amostras do DFSC no espectrorradiômetro Fieldspec, efetuou-se a análise das curvas espectrais no SIMIS Field 2.9 e SIMIS Feature Search 1.5. Nesta fase, foram selecionadas as melhores curvas, que representam os materiais com minerais de alteração hidrotermal associados. Para isto, comparou-se os dados espectrais do DFSC com minerais da biblioteca espectral do USGS do referido software.

Nesta análise, utilizaram-se os seguintes critérios:

- forma da curva semelhante;
- bandas de absorção coincidentes;

- profundidade das bandas de absorção;
- presença de minerais de alteração hidrotermal;
- presença de outros minerais conhecidos associados.

De uma forma geral, a análise espectral revelou em feições de absorção da região do VNIR na forma de picos de absorção pouco intensos e as feições de absorção na região do SWIR mais bem marcadas, podendo diagnosticar o seguinte:

- banda próxima a 0,95 μm é devida ao conteúdo em FeO, junto com bandas próximas a 0,37, 0,47 e 0,65 μm ;
- feições próximas a 1,4, 2,32, e 2,4 μm são todas devidas ao conteúdo de OH;
- banda próxima a 0,7 μm pode ser devida ao FeO;
- feição próxima a 1,3 μm é devida ao Fe ferroso, quando ocorre junto com bandas próximas a 0,38 e 0,42 μm ;
- bandas próximas a 1,9 e 2,5 μm são devidas à água inclusa;
- banda próxima a 2,2 μm é devida à ligação Al-OH.

As feições presentes em 0,98 e 1,78 μm , são ruídos sistemáticos ocorridos na troca de sensores do espectrorradiômetro, o que foi observado em muitos espectros dos diferentes tipos de materiais mensurados.

As curvas espectrais das amostras do Granito Tabuleiro coletadas em maciços adjacentes à planície costeira apresentam feições de alteração hidrotermal com fracas bandas de absorção (Figura IV.39). Ocorrem 3 feições principais, uma feição em 0,722 μm , provavelmente devida ao conteúdo em FeO, e duas feições em 2,329 e 2,419 devidas à hidroxila. As curvas espectrais de amostras do Granito Pedras Grandes (Figura IV.40) apresentam comportamento semelhante indicando a presença discreta de alteração hidrotermal. Destaca-se, portanto, como uma possível característica do DFSC, a existência generalizada de alteração hidrotermal de baixa intensidade em escala regional nos granitos.

As amostras coletadas sobre o traço das estruturas mineralizadas apresentam espectros muito diferentes das amostras acima (Figura IV. 41 e Figura IV. 42). Estas características são típicas de rochas mais intensamente afetadas por alteração hidrotermal. Estes espectros são caracterizados pela presença constante do conjunto de bandas 1,4 μm , 1,9 μm e 2,2 μm . Não se observa diferenças significativas entre as amostras coletadas nas estruturas na parte norte do DFSC (Figura IV.41), na parte sul (Figura IV.42.A) ou entre estruturas maiores (Figura IV.42.A) e menores (Figura IV.42.B).

De uma forma geral, observou-se que os espectros de amostras coletadas sobre as estruturas mineralizadas possuem feições de absorção mais pronunciadas nas bandas 1,4; 1,9 e 2,3 μm do que aquelas amostras de granitóides em geral (Figuras IV. 39 e Figura IV. 40). Estas amostras serviram como guia para classificação MAXVER sobre as imagens H, H+F e F, relatada no item 1.7 (Classificação baseada nas características espectrais).

Os espectros serviram para a criação de *endmembers* e foram selecionados de acordo com o tipo de alteração hidrotermal na estrutura mineralizada (10 curvas); sobre o Granito Pedras grandes (9 curvas) e sobre o Granito Tabuleiro (4 curvas). Esta escolha resultou em *endmembers* mais representativos, visando à integração dos dados com dados orbitais de imagens TM LANDSAT 5, por meio da classificação espectral, apresentada a seguir.

2.3. Classificação espectral – integração com dados TM LANDSAT 5

Este procedimento envolveu rotinas disponíveis no software ENVI 3.4. Inicialmente foram importadas as seis bandas do TM LANDSAT 5, no formato TIFF, sem correção geométrica, com objetivo de evitar a reamostragem dos pixels e uma possível mudança dos valores originais. Também foi importada uma biblioteca espectral gerada a partir dos *endmembers* anteriormente escolhidos pela análise espectral.

Em seguida, foi feita a transformação de radiância para reflectância a partir das 6 bandas TM originais, conforme os parâmetros de calibração disponíveis no ENVI 3.4 para o satélite TM LANDSAT 5. Com isto, foram produzidas seis novas imagens de reflectância.

Os dados colocados no mesmo formato permitiram uma análise prévia do comportamento espectral das amostras frente às seis bandas espectrais. A Figura IV.43. A mostra todas curvas da biblioteca espectral e a Figura IV.43. B, apresenta a mesma biblioteca com a remoção do contínuo (ver Capítulo III, 3.2.4), procedimento que forneceu uma idéia mais clara do agrupamento das bandas de absorção da biblioteca espectral no seu conjunto.

No prosseguimento desta análise, as curvas espectrais dos *endmembers* foram interpoladas para a resolução do sensor TM LANDSAT 5, como mostra a Figura IV.43.C. Observa-se que as amostras possuem forte correlação nas bandas do espectro visível e, com isto, diferenciam pouco a resposta espectral dos materiais nas bandas TM1, TM2 e TM3. No espectro infra-vermelho, há menor correlação entre as amostras, o que permite uma melhor separação dos alvos nas bandas TM4, TM5 e TM7 em relação às bandas do espectro visível.

Subseqüentemente, efetuou-se a classificação espectral pela rotina do ENVI denominada *spectral angle mapper - SAM*, para a qual foram utilizadas seis bandas do TM LANDSAT 5 e a biblioteca espectral específica para o DFSC, gerada anteriormente. Foi produzida uma imagem classificada contendo seis *endmembers* arbitrados como representativos dos produtos de alteração hidrotermal. Além disto, foram também produzidas imagens separadas para cada *endmember*.

O resultado confirmou o que foi mostrado na Figura IV.43.C, ou seja, a baixa correlação geral entre os alvos refletiu no resultado da classificação das curvas espectrais com as imagens TM. A imagem classificada apresentou pixels bastante concentrados nas áreas urbanas e nas áreas de lavoura com solo exposto e não se mostrou um bom produto para indicar áreas de alteração hidrotermal, sendo descartada.

As imagens dos endmembers apresentaram baixo contraste em tons de cinza. Um exemplo é mostrado na Figura IV. 44 (M3A_W), pouco distinguindo as áreas de alteração hidrotermal, onde os NDs mais claros mostram áreas positivas, também bastante confundidas com áreas degradadas.

2.4. Análise por componentes principais dos dados de reflectância

Visando agrupar dados muito correlacionáveis das imagens de seis endmembers e diminuir a correlação entre eles, aplicou-se a técnica de componentes principais sobre estas seis bandas, produzindo-se novas seis bandas, sendo que a melhor delas foi a PC3. Esta imagem reuniu informações estruturais e espectrais, porque mostrou a distribuição da alteração hidrotermal na forma de pixels claros, num fundo cinza. Obteve-se assim um grande realce das morfoestruturas nas áreas de granitos. Isto é exemplificado pela Figura IV.45, na qual observa-se, com uma nitidez nunca antes obtida, o lineamento Canela Grande na área dos subdistritos Ribeirão da Areia e Pedras Grandes. A aproximadamente 5 km a leste deste lineamento o processamento destacou a existência de duas morfoestruturas que devem corresponder no campo a duas falhas paralelas afastadas cerca de 500 m uma da outra. Ou seja, um local altamente prospectável, especialmente para a localização de filões de fluorita associados a estruturas secundárias em échellon, como é o caso do subdistrito Segunda Linha Torrens.

3. Aeromagnetometria

Até este ponto, a geologia, ou melhor, as estruturas e a alteração hidrotermal no DFSC foram analisadas com técnicas permitindo levantamento e discussões de dados até a escala de pixels. Nos próximos itens, introduz-se as contribuições da aeromagnetometria e da aerogamaespectrometria, sucessivamente. Isto implica numa grande mudança na “escala” do trabalho. As implicações dos resultados para a prospecção de fluorita passam a depender de uma discussão prévia do arcabouço geológico do DFSC em função dos resultados de cada método geofísico, o que será efetuado sucessivamente e, sempre que possível, integrando-se a estas técnicas os dados orbitais.

3.1 Campo magnético residual

A Figura IV.46 representa o campo magnético residual micronivelado. As anomalias magnéticas formam dois grandes domínios, D1, a leste, e D2, a oeste, separados pela linha contínua branca. No D1 o relevo magnético é bastante perturbado devido à maior influência de fontes rasas e destaca-se a orientação geral paralela à direção da linha de costa ao norte do cabo de Santa Marta. À medida que aproxima-se do limite oeste, as anomalias magnéticas do D1 apresentam uma suavização gradual. No D2, o relevo magnético é mais suave, indicando a predominância de fontes magnéticas mais profundas. Neste

domínio, destaca-se uma faixa central (indicada na margem da figura), com maior valor de campo magnético. Esta faixa é delimitada por feições magnéticas de orientação geral NE-SW, mas seu limite oeste tem uma direção NNE-SSW. A parte NE da faixa parece coincidir com os limites de um grande corpo de granito Tabuleiro. No extremo norte da área, observa-se uma intensa anomalia magnética associada ao Maciço Alcalino de Anitápolis. Dois importantes alinhamentos magnéticos são observados. O primeiro (a norte de Uruçanga) é muito bem definido na direção NNE-SSW e no seu prolongamento para NNE situa-se o sub-distrito Grão Pará. O segundo ocorre a oeste deste subdistrito, tendo direção NE-SE. No extremo sul da área, delineia-se um alinhamento de anomalias magnéticas a leste de Criciúma.

3.2. Redução ao pólo

Na Figura IV.47, com a aplicação do filtro de redução ao polo, os picos das anomalias tendem a ser centralizados sobre suas respectivas fontes. No domínio oeste, observa-se uma tendência das anomalias magnéticas orientarem-se segundo as direções NNE-SSW a NE-SW. A quebra de relevo magnético indicada pela flexa coincide, aproximadamente, com a faixa granito-gnássica de Silva *et al.*, 2000 (Figura II.4). Mais a oeste, um alinhamento de anomalias situa-se exatamente no LCG. Um alinhamento NNW-SSE ocorre na área do maciço de Anitápolis.

3.3 Primeira derivada vertical

Na Figura IV.48, a aplicação do filtro de primeira derivada em Z permite a investigação de corpos e feições geológicas mais superficiais. O relevo do domínio oeste, antes suavizado, apresenta-se agora com uma textura resultante da superposição das direções NNE-SSW, NE-SW e ENE-WSW. Os limites das áreas de iso-intensidade magnética ocorrem segundo estas direções, delineando faixas. Na parte central da área ocorre uma zona (delimitada nas margens da imagem) de direção ENE-WSW com anomalias fortemente orientadas nesta mesma direção. A norte desta zona, a orientação ENE-WSW permanece, mas a densidade de anomalias é bem menor do que ao sul. Ao sul da zona, predomina ora a direção NE-SW, ora NNE-SSW. Mas, exatamente onde ocorre o LCG, as anomalias orientam-se nitidamente segundo a direção NNE-SSW, marcando relativamente bem o lineamento desde o subdistrito Pedras Grandes até o subdistrito Rio Bravo Alto. Ao sul do subdistrito Pedras Grande, algumas anomalias alinham-se aparentemente com o LCG que volta a ser bem delineado próximo a Criciúma. Outras estruturas NNE-SSW são observadas, destacando-se a que situa-se no prolongamento ZCRB. O filtro de primeira derivada realçou o alinhamento NNW-SSE da área do maciço de Anitápolis e evidenciou, no domínio leste, uma estrutura situada no prolongamento daquela do maciço. No extremo sul do distrito, observa-se um alinhamento WNW-ESE na posição do lineamento Uruçanga (Horbach & Marimon, 1980).

3.4 Sinal analítico

A aplicação do processamento sinal analítico (Figura IV.49), que tende a delimitar as anomalias magnéticas levando em consideração a geometria dos corpos, produziu dois resultados. O primeiro foi acentuar a tendência das feições magnéticas orientarem-se na direção NNE-SSW, destacando claramente a estrutura no prolongamento da ZCRB e as partes central e sul do LCG, incluindo o prolongamento deste ao sul de Criciúma. O segundo foi evidenciar alinhamentos NW-SE a NW-SSE que podem ser seguidos continuamente na passagem entre os domínios leste e oeste.

3.5 Integração com dados obtidos pela filtragem direcional no TM

Na área do subdistrito Grão Pará, onde, mesmo em domínio de cobertura, a frequência de morfoestruturas NNE-SSW (Figura IV.10.A) é grande, observa-se, ao sul do limite da cobertura, uma série de morfoestruturas superpondo-se à anomalia magnética identificada no prolongamento da ZCRB.

As morfoestruturas N20°-45°E (Figura IV.10.B) apesar de pouco frequentes, são mais abundantes de oeste para leste, sendo a família de morfoestruturas mais numerosas e mais extensas na parte leste do distrito, onde destaca-se o paralelismo com a orientação N30°E das anomalias magnéticas aí existentes.

As morfoestruturas da classe N45°-80°E formam 4 faixas de direção geral ENE-SSW (Figura IV.10.C). Duas destas faixas (**b** e **c**), aquelas com padrão mais bem definido - morfoestruturas mais extensas de direção ENE-WSW, entre as quais ocorrem morfoestruturas menores de direção NE-SW - superpõem-se à zona onde as anomalias magnéticas são fortemente direcionadas segundo ENE-WSW.

As morfoestruturas N80°-90°E (Figura IV.10.D) e N80°-90°W (Figura IV.11.D) não apresentam nenhuma correlação com as anomalias magnéticas.

Parte das morfoestruturas NNW-SSE (Figura IV.11.B) estão espacialmente associadas a anomalias magnéticas com filtro de sinal analítico (Figura IV.49), mais especialmente na faixa costeira, mas apenas a norte de Laguna.

Uma associação espacial incipiente das morfoestruturas WNW-ESE (Figura IV.11.c) com alinhamentos de anomalias magnéticas foi observada na parte sudoeste do distrito, mas, contrastantemente com as morfoestruturas NNW-SSE, ela não ocorre na faixa costeira com alto relevo magnético

3.6. Arcabouço Geológico do DFSC

As características do domínio leste - anomalias magnéticas de grande amplitude, ligadas a fontes rasas e orientadas precisamente na direção N30°E - são atribuídas a diques de diabásio correlacionados à Formação Serra Geral. Enxames de diques na zona costeira foram mapeados por Morgental & Kirchner (1983), mas apenas nos maciços graníticos litorâneos ou nos maciços isolados em meio à planície costeira, onde afloramentos extensos permitem a

fácil identificação em fotografias aéreas. Os dados aeromagnetométricos sugerem que o sistema de diques ocorre numa faixa com largura de cerca de 25 km, penetrando francamente no domínio de granitos a oeste da planície costeira, onde são mascarados pelo uso dos solos. A excessiva frequência de pixels relacionados a óxidos de ferro constatada na borda leste da imagem reclassificada (Figura IV.31.A) indica que estes diques são aflorantes mesmo nas partes mais interiores, onde eles não haviam sido reconhecidos anteriormente. A faixa onde as anomalias magnéticas são suavizadas é interpretada como uma diminuição gradual na frequência e, provavelmente, na espessura dos diques de leste para oeste. Nos maciços costeiros, onde os diques são bem expostos, verificou-se que estes preenchem fraturas totalmente seladas e que, na grande maioria dos casos, o granito encaixante não apresenta sinais de hidrotermalismo ou deformação anterior ao magmatismo. As fraturas têm uma direção muito uniforme N30-40°E. Nas cartas de filtragem, observou-se que as morfoestruturas nesta direção tendem a ser mais abundantes de oeste para leste. As evidências indicam, portanto, serem estruturas neoformadas ligadas ao rifteamento do Atlântico Sul.

No domínio oeste, a faixa central de maior intensidade de anomalia magnética (Figura IV.46) tem a mesma direção geral NE-SW da compartimentação geotectônica no Escudo Sul-rio-grandense. Ao norte do DFSC, os contatos entre as grandes unidades tectono-estratigráficas (incluindo unidades arqueanas) são marcados por estruturas ENE-WSW. Por outro lado, observa-se, no DFSC, que os limites da referida faixa têm, localmente, direção ENE-WSW e que estas partes coincidem com importantes alinhamentos de morfoestruturas de mesma direção. As principais morfoestruturas ENE-WSW correspondem a lineamentos estruturais marcados no embasamento por milonitos, blastomilonitos, numerosos filões de quartzo e, subordinadamente, diques de subvulcânicas ácidas. Eles guiaram a formação de falhas diversas vezes reativadas desde o Pré-cambriano. A faixa de anomalia magnética NE-SW no DFSC pode corresponder, portanto, a uma compartimentação geotectônica antiga e profunda, mas de pouca expressão na superfície. No Sudeste Catarinense, esta compartimentação deve infletir gradualmente para a direção ENE-WSW. Eventos posteriores, ainda ligados à evolução do embasamento, teriam reativado preferencialmente as estruturas de direção ENE-WSW e/ou geraram novas estruturas de direção submeridiana. Exemplos destas últimas seriam (1) a ZCRB que controlou intrusões de pequenos corpos graníticos (Flores, 1999) e em cujo prolongamento para sul identificou-se alinhamentos magnéticos que podem ser ligados a corpos intrusivos e o LCG (Figura IV. 48) cuja representação extremamente bem definida por anomalias magnéticas sugere que este lineamento também exerceu controle sobre magmatismo granítico nos segmentos entre os subdistritos Pedras Grande e Rio Bravo Alto e, mais especialmente, no seu prolongamento próximo a Criciúma. Cruzando-se a distribuição dos granitos Tabuleiro nos mapas de Morgental & Kirchner (1983) e Silva *et al.* (2000) com nossos dados, não existem as relações entre estes corpos e os lineamentos ENE-WSW supostas pelos primeiros autores.

Não se observou variação litológica que explique a forte influência exercida pela direção ENE-WSW sobre a distribuição das anomalias magnéticas com o filtro de primeira derivada (Figura IV.48) que acentua corpos

e feições geológicas mais superficiais. Por outro lado, existe uma associação espacial entre zona anomalias magnéticas ENE-WSW (Figura IV.48) e as faixas **b** e **c** (Figura IV.10.C) de morfoestruturas nesta direção. Ao norte daquela faixa, onde a densidade e intensidade de anomalias magnéticas são muito reduzidas, a densidade de fraturas também é pequena. Como esta zona divide áreas com litologias provavelmente distintas (ao sul predominando o Granito Pedras Grandes; ao norte ocorrendo a Faixa Granito-Gnáissica Santa Rosa de Lima/Tijucas e corpos do Granito Tabuleiro), preparou-se, então, rosetas individuais das partes norte e centro-sul do distrito, mas não se observou nenhuma diferença significativa na distribuição das direções das morfoestruturas nas duas áreas. Por outro lado, o Sudeste Catarinense teria sido afetado por um soerguimento (relacionado à evolução da Serra do Mar) mais acentuado na direção norte e controlado, em grande parte, por estruturas ENE-WSW (Horbach & Marimon, 1983; Bastos Neto, 1990). A ESRL (Figura II.3) é responsável pela erosão, no bloco norte, da jazida Rio Bravo Alto e de, pelo menos, 200 m de sedimentos sobrejacentes a esta jazida no bloco sul. Assim, as diferentes densidades no fraturamento e nas anomalias magnéticas, respectivamente, a sul e norte da ESRL poderiam ser tentativamente explicadas em termos de um soerguimento diferencial pronunciado. No bloco norte, teria ocorrido uma erosão mais intensa, acarretando na eliminação parcial do fraturamento e, conseqüentemente, dos padrões de anomalias magnéticas a ele associado. Outra possibilidade, a ser investigada com dados adicionais, seria que a área ao norte da ESRL fosse constituída fundamentalmente por rochas diferentes dos granitos Pedras Grandes e Tabuleiro, justificando, assim as diferenças aqui discutidas.

Os dois grupos de morfoestruturas do quadrante NW (WNW-ESE e NNW-SSE) correspondem a lineamentos marcados no campo por rochas cataclásticas, veios de quartzo, e numerosos diques de rochas subvulcânicas ácidas e de diabásio e, em alguns casos, rochas sedimentares da Bacia do Paraná. Estruturas WNW-ESE deslocam senestralmente estruturas do quadrante NE com rejeitos hectométricos; um dos exemplos é o LCG, deslocado pelo lineamento de Uruçanga. No campo, esta é a principal estrutura do quadrante NW: sua largura é da ordem de 1000 m; a região a norte do lineamento foi soerguida (mais de 200 m) em relação à região a sul; os diques de diabásio têm as maiores espessuras (superiores a 100 m) e; existe um graben com, pelo menos, 300 m de espessura da Formação Rio do Sul e soleiras de diabásio (dados de sondagem da Mineração Floral Ltda). Os lineamentos WNW-ESE e NNW-SSE são, portanto, estruturas de origem ligada ao ciclo Brasileiro, diversas vezes reativadas posteriormente. Segundo Bastos Neto (1990), a borda NE do sinclinal de Torres, ao invés de ser uma estrutura flexural, é controlada pelos lineamentos WNW-ESE do distrito.

Os alinhamentos magnéticos no quadrante NW seguem uma direção NW-SE intermediária entre as duas famílias identificadas nas imagens orbitais. A exceção é representada por um alinhamento magnético NNW-SSE, persistente em diversos filtros, existente nas proximidades do maciço alcalino de Anitápolis. Os alinhamentos magnéticos NW-SE podem ser associados a corpos de diabásio. Os lineamentos WNW-ESE, por formarem faixas de grande extensão e bem definidas no campo (e nas imagens orbitais), seriam zonas preferenciais para reativação transcorrente. Segundo Conceição *et al.* (1988), o

rifteamento do Atlântico Sul, ao interceptar estruturas WNW-ESE na Argentina e Uruguai, reativou-as em transtensão dextral. Uma movimentação semelhante dos lineamentos WNW-ESE no DFSC criaria, nas áreas entre os mesmos, grandes fraturas de tração de direção NW-SE que poderiam ser ocupadas por corpos de diabásio. Isto explicaria as relações angulares encontradas na região.

O controle de intrusão do maciço alcalino de Anitápolis já foi vinculado: a um lineamento de direção NNW-SSE (Horbach & Marimon, 1980); ao lineamento de Florianópolis de direção E-W (Asmus, 1984); a movimentos verticais opostos entre o arco de Ponta Grossa e o sinclinal de Torres (Almeida, 1983); ao LCG de direção NNE-SSW (Morgental, 1983). Com exceção da direção E-W, todas as direções acima, incluindo-se, ainda, a WNW-ESE, são representadas na região do maciço por importantes estruturas aí existentes há pelo menos 500 Ma. Em nosso entender, à época do magmatismo alcalino, o papel principal foi desempenhado pelos lineamentos WNW-ESE (vide discussão anterior).

3.7 Implicações para a Prospecção de Fluorita

O LCG aparece nas cartas de anomalias magnéticas principalmente como uma zona onde anomalias de mesma intensidade ocorrem alongadas na direção NNE-SSW. Este padrão é mais típico na parte central do distrito e é nitidamente interrompido pela ESRL. Neste segmento central, o LCG é representado nas imagens orbitais principalmente por morfoestruturas de grande extensão, paralelas à direção geral do lineamento. Ao sul, desaparece aquele padrão de anomalias magnéticas e, nas imagens orbitais, o LCG é mais tipicamente constituído por um sistema mais denso de falhas. Isto leva a supor que, nestes dois segmentos, o LCG está exposto em dois níveis crustais diferentes, com a parte central correspondendo ao nível mais profundo e a parte sul ao nível mais raso. Infere-se, portanto, que a configuração em sistema de falhas ramificadas deve ser ligada às reativações mais recentes do LCG ao longo das quais formaram-se as falhas tendendo para a direção NE-SW e as estruturas secundárias nas direções NE-SW a ENE-WSW. Neste sentido, o segmento central do LCG teria um potencial para mineralização de fluorita muito inferior ao segmento sul.

As estruturas ENE-WSW parecem influenciar a distribuição dos depósitos de fluorita ao longo do LCG. (1) Os pontos de ramificação das estruturas do LCG ocorrem preferencialmente nas intersecções com estruturas ENE-WSW e os depósitos encontram-se preferencialmente próximos a estes pontos de bifurcação ou nas ramificações tendendo para NW-SE. (2) A jazida Rio Bravo Alto e sua cobertura foram erodidas a norte da ESRL. (3) Numa escala regional, as faixas ENE-WSW (Figura IV.10.D) parecem definir blocos alternados com e sem mineralização de fluorita: inexistem depósitos no bloco entre as faixas a e b; existem depósitos entre as faixas b e c; inexistem depósitos a norte da faixa c. Este padrão pode ser ligado a movimentos verticais controlados pelas estruturas ENE-WSW, como é o caso da ESRL. Esta estrutura divide o embasamento em duas áreas com padrões de fraturamento (e anomalias magnéticas) semelhantes em termos de direção, mas com uma densidade de fraturas (e anomalias magnéticas) muito menor ao

norte. Esta diferença foi interpretada como ligada a uma maior erosão no bloco a norte da ESRL. Esta interpretação levaria a considerar a região a norte da ESRL como menos prospectável, pois filões de fluorita, cujas profundidades atingem excepcionalmente 300 m, podem ter sido inteiramente erodidos. Por outro lado, a distribuição dos depósitos de fluorita ao longo do LCG poderia ter sido influenciada, também, por estruturas WNW-ESE que, reconhecidamente, também controlaram movimentações verticais no distrito, sob influência das evoluções do sinclinal de Torres e do arco de Ponta Grossa. Neste sentido, observa-se que a borda da Bacia do Paraná apresenta um recuo para oeste de pelo menos 10 km no trecho aproximadamente situado entre o subdistrito de Grão Pará e a cidade de Uruçanga. Este recuo parece estar associado ao soerguimento de um bloco controlado por lineamentos WNW-ESE (II e IV na Figura IV.10.C).

A ZCRB é portadora de mineralizações de fluorita mesmo a norte da ESRL. Possivelmente, o bloco soerguido a norte da ESRL teve seu limite oeste controlado pela própria ZCRB, não ocorrendo, portanto, a erosão de depósitos por ela controlados. Neste sentido, a ZCRB continua sendo um excelente prospecto na extensão para norte, ultrapassando largamente um possível limite erosivo que parece existir para o LCG e estruturas mais a leste. Originalmente cartografada como uma estrutura simples (no sentido de um traço único e bem definido) limitada ao subdistrito Grão Pará (Morgental & Kirchner, 1983; Ferreira & Almeida, 1989), trata-se, na realidade de uma estrutura bem mais complexa e de dimensões suficientes para controlar magmatismo granítico (Flores, 1998). O presente estudo demonstra que a ZCRB estende-se para sul por mais 50 km até próximo à cidade de Uruçanga. Neste segmento, esta estrutura situa-se muito próxima à borda da Bacia do Paraná e, conseqüentemente, foi apenas recentemente exposta à erosão. Acredita-se que o lineamento situado a cerca de 5 km a oeste do LCG (Figura IV.9) e razoavelmente definido por alinhamentos de pixels (Área IV na Figura IV.35) represente a ZCRB. A ZCRB revela-se, neste estudo, como um dos principais prospectos para mineralização de fluorita no DFSC. Já o LA, apesar de também ser uma estrutura bem mais extensa e larga do que anteriormente reconhecido e de ter alterações hidrotermais associadas, apresenta uma fraca densidade de fraturas oblíquas em seu interior, o que pode significar ter sido menos reativado à época das mineralizações ou ter sido mais afetado por erosão.

Conforme os autores, a mineralização de fluorita foi contemporânea do magmatismo básico (Ferreira & Almeida, 1988; Sallet, 1988) ou, pelo menos, as gerações precoces o foram (Bastos Neto, 1990). A anomalia térmica associada ao rifteamento da margem continental teria sido a fonte de calor responsável pela movimentação de soluções mineralizantes de origem meteórica. No domínio leste, onde as fraturas NNE-SSW foram preenchidas por diabásio, estas não poderiam ser simultaneamente preenchidas por fluorita. Ou seja, a mineralização ocorreu preferencialmente mais a oeste. Por outro lado, admitindo-se que as mineralizações sejam posteriores ao magmatismo, ainda assim, o modelo genético de lixiviação do flúor dos granitóides requer a existência de um sistema de fraturamento que possibilite a infiltração das soluções, sua circulação em profundidade para lixiviação do flúor, e sua ascensão para a deposição da fluorita. Assim, a zona costeira, onde as fraturas

se encontram virtualmente seladas por diabásios não seria uma área favorável para mineralização. Na área entre a linha tracejada e o mar o magmatismo foi mais acentuado e o potencial para prospecção é muito reduzido. Da linha tracejada para oeste, o potencial aumentaria gradualmente até o limite do domínio.

4. Aerogamaespectrometria

4.1 Contagem Total

A Figura IV.50 apresenta a contagem total dos canais eU, eTh e K. A área do embasamento do DFSC pode ser dividida em dois domínios, norte e sul (separados pela linha branca) com características bastante distintas. O domínio sul é caracterizado por uma zona central (Área IA) de maior intensidade e uma zona periférica (IB) de intensidade média. Na zona central, os granitos Pedras Grande e Tabuleiro (segundo o mapa de Morgental & Kirchner, 1983) não podem ser distinguidos. Na parte norte da zona periférica, foi delimitada uma área (Área II), onde a intensidade é um pouco superior ao *background* no restante da zona. Ocorrem duas áreas de baixa intensidade. Uma na parte noroeste do domínio, em aparente continuidade com o domínio norte e interpondo-se entre o domínio central e uma área de intensidade média/alta situada no extremo da área. A outra área ocorre na parte sul do DFSC, a leste de Uruçanga.

O domínio norte é caracterizado por uma grande predominância de áreas de intensidade média/baixa. No interior do domínio foram delimitadas algumas áreas de intensidade predominantemente média/alta contendo picos de alta intensidade. Ocorrem, ainda, locais muito restritos de intensidade alta.

4.2 Canais Urânio, Tório e Potássio

O canal urânio (Figura IV.51) mostra uma distribuição espacial de suas unidades radiométricas muito semelhante à da contagem total, ressaltando-se apenas as seguintes diferenças. No domínio sul, existe uma área central com alta intensidade de U coincidindo com área central da contagem total, mas observa-se que na zona periférica ocorre um acentuado empobrecimento neste elemento, se comparada à zona periférica da contagem total. No domínio norte são relativamente mais freqüentes as ocorrências pontuais de alta intensidade.

O canal tório (Figura IV.52) mostra, no domínio sul, uma redução na largura da zona central de alta intensidade, que passa a configurar-se como uma faixa de direção NE-SW.

Em ambos os canais acima, mantêm-se, no noroeste do domínio sul, a presença da área de baixa intensidade em aparente continuidade com o domínio norte.

O canal potássio (Figura IV.53) mostra, no domínio sul, uma área de maior intensidade consideravelmente mais extensa do que as áreas de maior intensidade observada nos canais urânio e tório. Esta área extrapola, ao norte,

o limite entre os domínios norte e sul. Ao contrário dos canais anteriores, não se configura uma zona periférica bem definida e a área de maior intensidade extrapola, até mesmo, os limites externos daquelas áreas periféricas. A área superpõe-se, também, à área de baixa intensidade, nos canais anteriores, situada na parte noroeste do domínio sul, mas não o faz em relação à área semelhante situada mais a sul. Dentro da área de maior intensidade, os núcleos de alta intensidade são bem mais dispersos do que nos canais anteriores e as quebras de relevo radiométrico mostram uma discreta tendência de orientação na direção NNE-SSW. No domínio norte ocorrem uma zona de intensidade mínima na direção ENE-SSW que é truncada por uma faixa de intensidade média/alta de direção NNE-SSW.

4.3. Fator F

Na imagem do Fator F (Figura IV.54) observa-se que a distribuição das unidades radiométricas é muito condicionada ao comportamento do potássio, em relação à distribuição de urânio e tório. No domínio norte, a faixa NNE-SSW acima referida é bastante ressaltada. No domínio sul, a área de maior Fator F corresponde a uma ampliação dos limites da área de maior intensidade do potássio, mais especialmente no sentido sudeste, onde, dentro dos maciços adjacentes à planície costeira, os picos de alta intensidade são bem mais abundantes.

4.4 Arcabouço Geológico do DFSC: o Maciço Pedras Grandes

Os dados de aerogamaespectrometria têm sido utilizados com excelentes resultados na identificação e delimitação de corpos graníticos (Vasconcellos *et al.*, 1994). Sua aplicação no DFSC conduziu, numa primeira análise, a uma subdivisão muito evidente da área em dois domínios, norte e sul.

O domínio sul é caracterizado na imagem radiométrica de contagem total (Figura IV.50) por uma área central de maior intensidade, alongada na direção NE-SW, circundada por uma zona periférica de intensidade média. A área central é essencialmente constituída pelo Granito Pedras Grandes (ou Imaruí-Capivari, conforme os autores). A zona periférica é constituída predominantemente pelo Granito Pedras Grandes, mas com outras rochas associadas. Na parte sudeste da zona periférica situa-se uma série de ocorrências do Granito Tabuleiro (ou Jaguaruna, conforme os autores) e de rochas subvulcânicas (Granito Rio Chicão). Por outro lado, constata-se que as novas ocorrências de corpos Jaguaruna identificadas mais a oeste (Figura II.4), dispõem-se, também, em posição periférica em relação à zona de maior intensidade. Configura-se, assim, uma zonação regional do aqui denominado Maciço Pedras Grandes, com uma distribuição de fácies mais finas em torno de uma área central constituída por rochas mais grosseiras.

Nesta interpretação, as rochas subvulcânicas que ocorrem localizadamente em partes mais centrais do maciço (fácies Treze de Maio e alguns corpos do Granito Rio Chicão) poderiam corresponder a fácies apicais da intrusão granítica. Nas imagens radiométricas dos canais urânio e tório (Figuras IV.51 e IV.52, respectivamente) as zonas centrais de maiores

intensidades apresentam uma excelente correlação e poderiam corresponder ao núcleo do maciço, onde estes dois elementos teriam sido menos remobilizados por processos de alteração mais freqüentes e efetivos nas bordas de um corpo ígneo intrusivo.

São necessários trabalhos de campo para se definir precisamente os limites do maciço os quais podem ser delineados a partir da Figura IV.54. O limite norte do maciço corresponde aproximadamente ao limite entre os domínios norte e sul e a investigação de sua natureza deverá exigir o apoio de especialistas em geotectônica. Na parte nordeste do domínio sul, o limite do maciço pode corresponder ao contato intrusivo. Na parte sudeste, o maciço deve se prolongar sob a planície costeira, mas, provavelmente, seu limite encontra-se muito próximo ao contato com os sedimentos, tendo em vista a abundância do Granito Tabuleiro nesta área. Nas partes sudoeste e oeste há que se efetuar mapeamentos geológicos detalhados. Mas, pode-se prever que, muito possivelmente, os corpos Tabuleiro existentes nas adjacências do subdistrito Segunda Linha Torrens indiquem o limite sudoeste e que a ZCRB desempenhe algum controle sobre o limite oeste do maciço.

Segundo a interpretação acima, a porção nordeste do domínio sul (Figura IV. 53) não pertenceria ao Maciço Pedras Grandes. Entretanto, segundo consta em todos os mapas disponíveis, esta parte da área é constituída por rochas correlacionadas ao Granito Pedras Grandes ou suas variações. Esta porção da área também apresentou comportamento anômalo em imagens reclassificadas que revelaram a presença de uma quantidade excepcional de óxidos de ferro (Figura IV.31) interpretados como relacionados a uma abundância de diques de diabásio. É muito pouco provável que estes diques básicos sejam abundantes a ponto de serem os causadores diretos de tamanha diminuição na intensidade do *background* do canal potássio em toda esta parte da área. Uma possível explicação é que a área seja constituída predominantemente por rochas do Complexo Metamórfico-Migmatítico, semelhantemente ao domínio norte.

No interior da Área II na Figura IV.50 observa-se um alinhamento N-S de maior intensidade que superpõe-se à extremidade norte da faixa constituída pelo Granito Santo Antônio do Complexo Granito-Gnáissico de Silva *et al.*, 2000 (Figura II.4). Entretanto, os dados radiométricos indicam que esta faixa não deve se estender para SSW além do limites da Área II, ou, caso ela se estenda, não o faz com a continuidade representada naquele mapa. Para norte, esta faixa é aparentemente interrompida pelo sistema de lineamentos ENE-WSW que separa os domínios norte e sul.

Para o domínio norte, os dados gamaespectrométricos indicam a existência de uma associação de rochas claramente distinta do domínio sul. As intensidades média e baixa predominantes no domínio norte nos canais urânio e tório são mais compatíveis com rochas gnáissico-migmatíticas (Heier & Andans, 1965; Lambert & Heier, 1968), podendo ser atribuídas a rochas da Faixa Granito-Gnáissica Santa Rosa de Lima/Tijucas. O prolongamento desta faixa pela borda oeste do domínio sul é aparentemente bem mais restrito do que consta Silva *et al.*, 1987 (Figura IV.2). Por outro lado, no domínio norte, os dados radiométricos indicam que estas rochas não se restringem a uma faixa NNE-SSW ocupando apenas a metade oeste do domínio. Estas rochas distribuem-se numa faixa bem mais larga e parecem ter uma estruturação na

direção ENE-WSW. Esta direção coincide com a orientação das anomalias aeromagnetométricas observadas nesta parte do distrito. Nas imagens dos canais urânio e tório (Figuras IV.51 e IV.52, respectivamente), as 4 áreas principais de alta intensidade podem corresponder a corpos graníticos com dimensões da ordem de uma dezena de quilômetros ou mais. O maior destes corpos parece estar associado à faixa NNE-SSW de intensidade média/alta observada no canal potássio (Figura IV.53). Configura-se, assim, que o batólito da Suíte Pedras Grandes (granitos anorogênicos na Figura II.2) é aparentemente interrompido no limite dos domínios sul e norte, não tendo a continuidade até a latitude de Florianópolis preconizada por Silva *et al.* (1987).

Os domínios norte e sul parecem ser, portanto, constituídos por associações de rochas distintas e terem diferentes estruturas. Ressalta-se que o limite entre os domínios coincide com a mais importante das faixas de lineamentos de direção ENE-WSW (Figura IV.10.D) e com modificações consideráveis nos padrões das anomalias aeromagnetométricas.

4.5. Alteração Hidrotermal

O Fator F foi utilizado com excelentes resultados para a determinação de zonas de alteração hidrotermal associadas a intrusões graníticas (Ferreira, 1998; Rolim, 1998; Pascholatti, 1998; Cainzos, 2001).

No domínio sul do DFSC, observa-se com clareza a existência de zonações regionais nos canais urânio e tório. Os limites das zonas de maior intensidade de cada um destes canais não representam, de forma alguma, os limites da área de ocorrência do Granito Pedras Grandes (cf. mapas de Morgental & Kirchner, 1983 ou de Silva *et al.*, 2000). Esta inclui, além da zona central, as zonas periféricas de intensidade média e, em diversos locais, áreas externas a estas zonas. O maciço Pedras Grandes apresenta, portanto, uma zonação em urânio e tório. A ampliação da área de maior intensidade do Fator F, em relação às áreas de maior intensidade dos canais urânio e tório, fornece as reais dimensões da extensão e da intensidade da alteração hidrotermal afetando o maciço Pedras Grandes.

As amostragens de Sallet (1988) e Bastos Neto (1990) contemplaram uma parte relativamente pequena do distrito e praticamente limitada à borda do maciço. Mesmo assim, ficou demonstrado que as alterações regionais afetam tanto o Granito Pedras Grandes como o Tabuleiro, mas com intensidades e parâmetros claramente distintos. Segundo Bastos Neto (*op. cit.*), a alteração hidrotermal foi bem mais intensa no Granito Tabuleiro, mais especialmente durante o estágio da mica branca. As ocorrências de molibdenita no Granito Tabuleiro são ligadas a este estágio de alteração hidrotermal. Estas características são coerentes com a presença de valores máximos do Fator F nas ocorrências do Granito Tabuleiro adjacentes à planície costeira e demonstram a maior intensidade das transformações nas rochas mais finas, mais próximas à borda do maciço.

No domínio norte, a presença de alteração hidrotermal mais intensa é restrita às adjacências da intrusão de Anitápolis, devendo estar relacionada a este magmatismo alcalino. Neste domínio chama atenção a faixa de direção

NNE-SSW onde os valores de Fator F, apesar de baixos em comparação ao domínio sul, destacam-se em relação a um *background* muito baixo.

Para investigar uma eventual influências das estruturas sobre a alteração hidrotermal detectada por aerogamaespectrometria, foi efetuada uma integração, via transformação IHS, com os dados TM LANDSAT 5. A Figura IV.55, mostra a imagem resultante do emprego da PC1 e do Fator F, a qual permite a observação simultânea da distribuição da alteração hidrotermal (aumentando em intensidade do amarelo para o roxo), das morfoestruturas e feições do relevo. A imagem evidencia que, no domínio sul, não existe relações aparentes entre as alterações e as estruturas, o que significa dizer que as alterações detectadas por aeroespetrometria são, fundamentalmente, as alterações regionais. No domínio norte, as alterações de baixa intensidade observadas estão aparentemente associadas às grandes estruturas aí existentes, sendo o caso mais evidente o da faixa NNE-SSW referida no parágrafo anterior.

4.6 Implicações para a Prospecção de Fluorita

O estudo por aerogamaespectrometria esclareceu a uma questão que os defensores da hipótese genética de lixiviação do flúor a partir dos granitos regionais nunca puderam responder: a relação espacial entre os filões de fluorita e a rocha fonte. Segundo Sallet e colaboradores, a fonte do flúor foi o Granito Tabuleiro. Mas, há filões distando mais cerca de 30 km do corpo Tabuleiro mais próximo. Para Bastos Neto e colaboradores, alterações hidrotermais ligadas ao resfriamento dos Granitos Pedras Grandes e Tabuleiro teriam otimizado a distribuição mineralógica do flúor nestas rochas, originando uma fonte ideal para lixiviação deste elemento. Mas, não se conhecia, até o presente, nenhum padrão de distribuição destas alterações que permitisse inferir a localização da rocha (alterada) fonte.

A localização dos filões em relação à rocha fonte deve ser vista, por exemplo, na Figura IV. 40, a qual serve a este fim justamente por não ter lineamentos que influenciem na visualização: os filões distribuem-se preferencialmente na borda do Maciço Pedras Grandes.

A prospectabilidade nas partes mais internas do maciço torna-se, evidentemente, menor do que na borda. Mas, de forma alguma, aquelas áreas podem ser descartadas. O filão São Martinho é um exemplo de depósito situado já na faixa central do maciço.

O subdistrito Grão Pará é um exemplo de jazida localizada na encaixante próxima ao maciço. Pela proximidade, a fonte do flúor pode ter sido o próprio maciço. Por outro lado, Flores (1998) descreve o controle de pequenos corpos intrusivos pela ZCRB. Estes corpos podem representar apenas as partes apicais de corpos maiores os quais podem ter sido a rocha fonte. Neste sentido, outras estruturas no domínio norte podem controlar corpos Pedras Grandes, constituindo, portanto, sítios prospectáveis.

Nas diferentes partes da área selecionada para este estudo, o potencial prospectivo pode variar de baixo a extremamente alto. O fato é que nenhuma área pode ser descartada. No capítulo a seguir, as discussões finais e as conclusões sintetizam o potencial ainda a explorar no DFSC.

CAPÍTULO V

CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

V - CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

1. Considerações finais sobre a metodologia

De uma forma geral, a classificação de imagens (MAXVER) aplicada nos produtos temáticos gerados por técnicas de razões entre bandas e análise por componentes principais, se mostrou eficiente no que diz respeito à análise qualitativa para investigação da alteração hidrotermal no DFSC.

A aplicação de filtragem multidirecional para investigação de morfoestruturas se mostrou bastante útil e, de uma forma geral, confirmou a presença das estruturas conhecidas, pertencentes aos principais lineamentos do DFSC. Além disto, revelou novas morfoestruturas e se mostrou eficiente nas áreas onde a cobertura sedimentar da Bacia do Paraná mascara a ocorrência de estruturas mineralizadas, como o aparecimento do prolongamento do lineamento Canela Grande no Subdistrito Segunda Linha Torrens. Este fato foi confirmado em campo. No entanto, ao extrair as morfoestruturas da imagem filtrada, é preciso ter um controle das feições de interesse com as bandas do espectro visível, para se descartar aquelas que estão associados ao uso do solo.

A classificação dos produtos da técnica FPSC nas imagens hidroxila (H) e óxido (F), foi bastante significativa. Os melhores resultados foram nas zonas em que as rochas graníticas estavam expostas (ver Figura IV. 33). No entanto, a imagem classificada ao ser cruzada com mapas de distância feitos sobre cada um dos intervalos de direções das morfoestruturas, refinou os dados. Esta técnica relacionou o produto raster que continha a alteração hidrotermal ao produto vetorial das morfoestruturas.

Os dados das análises espectrorradiométricas das rochas do DFSC enriqueceram a pesquisa, diagnosticando a mineralogia da alteração hidrotermal por meio das curvas espectrais e fornecendo subsídios que nortearam a escolha de alvos para classificação de imagens H e F.

A classificação espectral obteve resultados quantitativos da alteração hidrotermal no domínio da reflectância da imagem TM a qual pode ser integrada com os dados espectrais das amostras de rocha do DFSC.

A aplicação da transformação por componentes principais feitas sobre produtos da classificação espectral, ou seja, as imagens das rochas do DFSC (*endmembers*), mostrou ótimo resultado na componente PC3. Esta imagem forneceu dados espectrais de reflectância vistos sob o aspecto do relevo, numa excelente resolução que mostrou com muita nitidez as feições estruturais e a distribuição da alteração hidrotermal, inclusive com a variação em níveis de cinza (Figura IV. 45).

Visando uma melhora dos produtos da análise por componentes principais, sugere-se integrar estes dados por meio de transformação IHS com produtos da classificação espectral de imagens produzidas pela ACP dos *endmembers*, principalmente aquelas que contenham informações sobre o relevo.

Recomenda-se a utilização de dados orbitais hiperespectrais na área do DFSC, utilizando imagens obtidas por sensores mais sofisticados do que o TM

LANDSAT 5, visando a definição de melhores resultados no que diz respeito à prospecção de alteração hidrotermal.

De uma forma geral, as imagens magnetométricas revelaram anomalias correspondentes às estruturas conhecidas no DFSC, como é o caso da estrutura Santa Rosa de Lima, lineamento Canela Grande, zona de cisalhamento Rio dos Bugres.

Além disto, os produtos do processamento dos dados aeromagnetométricos permitiram a visualização de outros aspectos dos lineamentos estruturais os quais não puderam ser observados nas imagens orbitais devido à cobertura sedimentar existente sobre os granitóides. Isto ocorre tanto na região de cobertura da Bacia do Paraná, como é o caso do prolongamento para sul da ZCRB, quanto na Planície Costeira, onde anomalias correspondentes a um feixe de diques básicos costeiros são observadas em zonas cobertas por sedimentos aluviais e lagunares, também ocorrendo sob corpos d'água.

Os produtos do processamento dos dados aerogamaespectrométricos do DFSC se mostraram uma excelente ferramenta para mapear a distribuição alteração hidrotermal regional nos granitóides, definida pelo aumento relativo do potássio em relação ao urânio e tório e permitindo a definição de áreas mais favoráveis para a prospecção de fluorita no distrito.

Observou-se que quando apoiado pelo conhecimento geológico da área, e pelo controle da mineralização, a imagem do fator F é bastante útil para delimitar um zoneamento da alteração hidrotermal, mapeando áreas mais favoráveis à prospecção de fluorita.

Sugere-se, no sentido de dar prosseguimento a este estudo e baseando-se nos resultados apresentados, investigações mais detalhadas das anomalias associadas às morfoestruturas mais favoráveis à ocorrência de fluorita. Recomenda-se a execução de perfis em que sejam feitas medidas gamaespectrométricas e magnetométricas no campo.

O estudo mostrou que a integração de dados de diferentes sensores, juntamente com técnicas de processamento digital de imagens e associada a técnicas de SIG, fornecem subsídios ao esclarecimento do comportamento da fluorita na região do DFSC. A identificação da natureza química e mineralógica dos alvos (alteração hidrotermal), associada a dados morfoestruturais, foi útil para indicação de áreas de prospecção de fluorita no DFSC.

Entende-se que a integração de dados deve ser levada em consideração para a investigação geológica em geral, pela diversidade de dados a serem processados e pelas técnicas que podem ser empregadas, apoiadas em *softwares* para o uso específico. Ressalta-se a necessidade fundamental do conhecimento geológico e do comportamento do alvo a ser pesquisado. No caso estudado, nenhuma técnica, por mais avançada que seja, poderia substituir a contribuição do conhecimento dos geólogos que estudaram a região.

2. Considerações finais para a prospecção de fluorita

Este trabalho baseou-se em integração de dados de diversas metodologias que, por sua vez, geraram dados nas mais variadas escalas. Isto exigiu a apresentação, ao longo deste volume, de uma série de discussões preliminares, frutos das sucessivas integrações das técnicas empregadas. Mesmo que algumas questões concernentes ao arcabouço geológico do DFSC não tenham sido esgotadas, nestas discussões finais procuraremos nos ater apenas ao objetivo fundamental deste trabalho: a prospecção de filões de fluorita em 4 escalas: seleção de áreas mais favoráveis; identificação de associações de estruturas (lineamentos) mais prospectáveis; seleção de estruturas mais favoráveis; definição do segmento mais favorável de uma estrutura determinada.

Este trabalho resultou numa grande ampliação das perspectivas para a prospecção de fluorita em novas áreas dentro do DFSC. É de se esperar, portanto, que as conclusões e recomendações para futuras prospecções no DFSC se iniciem pela indicação de novas áreas. Entretanto, os resultados obtidos das filtragens são tão contundentes que trataremos inicialmente de subdistritos mineiros considerados exauridos. Nestes subdistritos, as morfoestruturas obtidas foram exaustivamente comparadas com os dados geológicos disponíveis, revelando-se a presença de numerosas novas estruturas situadas no prolongamento de estruturas mineralizadas ou paralelas e muito próximas a estas. Cabe lembrar os casos verdadeiramente extremos exemplificados no principal dos subdistritos do DFSC: (1) a delimitação precisa do traço da falha Segunda Linha Torrens por mais 10 km para sul, (2) a identificação de uma nova estrutura paralela àquela falha, existindo entre as duas falhas uma série de morfoestruturas em échellon e (3) um novo lineamento “geometricamente idêntico” ao LCG. No DFSC, nenhuma área nova pode ser considerada de prospectabilidade mais alta do que o “velho” subdistrito Segunda Linha Torrens.

A discussão das novas áreas passa inicialmente pelos resultados obtidos sobre a rocha fonte. Não existe, como até então se pensava, um batólito Pedras Grandes de dimensões extrapolando amplamente os limites do DFSC. Esta concepção, enquadrando o DFSC dentro de um batólito “homogêneo”, impedia qualquer possibilidade de visualizar um padrão de distribuição para a mineralização que não fosse apenas associando-as aos lineamentos. O Granito Pedras Grandes é um corpo intrusivo de dimensões muito mais restritas, dentro de limites que foram aqui preliminarmente definidos, com uma zonação de fácies à qual se relaciona uma série de processos de alteração hidrotermal cuja distribuição era incompreensível diante das dimensões anteriormente postuladas para o corpo granítico.

Esta nova interpretação do Maciço Pedras Grandes permite reconhecer claramente o padrão regional de distribuição dos depósitos de fluorita como predominantemente associado às bordas e às zonas periféricas ao maciço. Todo este grande perímetro representa uma área de alta prospectabilidade diante de um novo guia prospectivo introduzido pelo presente trabalho: a relação espacial com a rocha fonte. Este padrão de distribuição reduz, mas não de todo, a prospectabilidade de partes mais interiores ao maciço. Por um lado, a localização do filão São Martinho atesta que pode haver mineralização nestas partes. Por outro lado, a integração das filtragens com dados espectrais de

alteração hidrotermal indica que o aporte dos fluidos até as estruturas NNE-SSW teria sido, em grande parte, conduzido pelas estruturas WNW-ESE que cortam perpendicularmente o maciço. Mais uma vez, o filão São Martinho, situado numa das faixas de lineamentos WNW-ESE é apresentado como evidência.

Ao norte do Maciço Pedras Grandes, a delimitação de áreas mais prospectáveis fica condicionada à identificação de corpos graníticos Pedras Grandes/Tabuleiro. Estes provavelmente ocorrem, mas suas localizações são conflitantes nos mapas geológicos disponíveis. É possível (e provável) que as importantes estruturas N-S a NE-SW existentes nesta região controlem intrusões graníticas como descrito por Flores (1998) na ZCRB.

Na escala de lineamentos, o resultado mais importante deste trabalho é o reconhecimento do prolongamento da ZCRB até a cidade de Uruçanga. Esta estrutura foi detectada por aeromagnetometria e os produtos do processamento de imagem caracterizam uma associação de morfoestruturas ao longo de uma faixa com, pelo menos, 60 km de extensão para a qual propomos a designação lineamento Grão-Pará. Devido à sua localização imediatamente adjacente à borda da Bacia do Paraná, este lineamento, ao qual associam-se importantes depósitos de fluorita no subdistrito Grão-Pará, foi apenas recentemente exposto à erosão. O conjunto de características leva a considerá-lo o principal prospecto do DFSC.

A distribuição dos depósitos (e subdistritos) ao longo dos lineamentos obedece, numa primeira escala, à localização em relação à rocha fonte. Mas, numa segunda escala, pode ter sido influenciada, também, por uma compartimentação imposta pelas grandes estruturas ENE-WSW e WNW-ESE. As primeiras, como suposto por Bastos Neto (1990) podem ter relações com as zonas de inflexão das estruturas que compõem os lineamentos N-S a NNE-SSW, assim como podem ter, em épocas posteriores à mineralização, controlado movimentações verticais de blocos responsáveis pela erosão de filões. As estruturas WNW-ESE podem ter exercido um papel fundamental no deslocamento dos fluidos hidrotermais e devem ser cuidadosamente consideradas na prospecção ao longo dos lineamentos mineralizados.

Ao passar para as escalas de seleção de estrutura local e locação para geoquímica de solo ou investigação em subsuperfície, o prospectador deve analisar inicialmente as filtragens, observando especialmente a geometria das morfoestruturas. Subseqüentemente, deve associar as informações espectrais relativas à alteração hidrotermal. Concentrações de pixels associadas a estruturas paralelas próximas e alinhamentos densos de pixels em zonas de inflexões são os principais critérios para escolha nesta escala. Os trabalhos de campo podem ser apoiados por análises espectrorradiométricas (de baixo custo) de amostras coletada em perfis transversais à estrutura.

Adicionalmente, conforme as características da área do alvará de pesquisa, recomenda-se aplicar a classificação espectral sobre as imagens LANDSAT TM com a finalidade de obter dados com melhor resolução.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA FILHO, R. & CASTELO BRANCO, R.G. 1992. Location of kimberlites using landsat thematic mapper images and aerial photographs: the Redondão diatreme, Brazil. **International Journal Remote Sensing**, 13(8):1449-1457.
- ALMEIDA FILHO, R. 1988. Uso integrado de dados digitais multiforme na prospecção mineral através de sistemas de informações geográficas: uma contribuição metodológica.
- ARAÚJO, A.H.; CARVALHO Jr. 1994. Arquitetura e implementação computacional de filtros digitais multidirecionais para aplicação na detecção de lineamentos estruturais e contatos geológicos. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 38, Balneário Camboriú, 1994. **Resumos Expandidos**, SBG: p.335-337
- ASMUS, H.E. 1984. Geologia da margem continental brasileira. In: Schobbenhaus, C. et al. **Geologia do Brasil**. MME/DNPM. Brasília, DF, p.443-501.
- ASSAD, E.D. & SANO, E.E. 1993. **Sistemas de informações geográficas: aplicações na agricultura**. Brasília, EMBRAPA. 277p.
- BARBANSON, L. & BASTOS NETO, A.C. 1992. Hydroandradite titanifere fluorée et grenat (Spe39 Gro33 Alm23 And6) fluoré des granitoides du district à fluorine de Santa Catarina (Brésil): description minéralogique, mécanisme d'incorporation du fluor, signification pétrologique et métallogénique. **CR. Acad. Fr. Sci. Paris**, t. 314, Série II, p. 63-69.
- BASTOS NETO, A. C.; DARDENNE, M. A.; TOURAY, J-C. 1997. Contribuição ao estudo da alteração hidrotermal da encaixante ao conhecimento da gênese das mineralizações do Distrito Fluorítico de Santa Catarina. **Geochimica Brasiliensis**, n. 11(2): 213-229.
- BASTOS NETO, A.C. & SAVI, C.N. 1985. Observações sobre mecanismos de abertura e fases de preenchimento de alguns filões de fluorita do Sudeste Catarinense. In: SIMPÓSIO. SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 2, Florianópolis, 1985. **Anais do...** Florianópolis, SBG. V.1 p. 215-228.
- BASTOS NETO, A.C. 1990. **Le district a fluorine de Santa Catarina (Brésil): mineralizations e alterations hydrothermales dans lens cadre geodynamique**. Orleans, 420pp. These de Doctorat en matallogenie. Universite de Orleans.
- BASTOS NETO, A.C.; CHARVET, J.P.; TOURAY, J.C. & DARDENNE, M.A. 1991. Le district à fluorine de Santa Catarina en relation avec l'ouverture de l'Atlantique Sud. **Bull. Soc. Géol. France**, t. 162, n. 3, pp. 503-513.
- BASTOS NETO, A.C.; DARDENNE, M.A. & TOURAY, J.C. 1994. O Distrito Fluorítico de Santa Catarina: mineralizações, alterações hidrotermais e contexto geodinâmico. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38, Balneário Camboriú, 1994. **Resumos Expandidos**, SBG. v.3, pp.146-147.
- BASTOS NETO, A.C.; DARDENNE, M.A. & TOURAY, J.C. 1995. Inclusões fluidas das fluoritas dos filões da parte sul do Distrito Fluorítico de Santa Catarina. In: 6º SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA; 1º ENCONTRO DE GEOLOGIA DO CONE SUL, Porto Alegre, 1995. **Boletim de Resumos Expandidos....**SBG, Porto Alegre. p. 145-147.

- BASTOS NETO, A.C.; DARDENNE, M.A. & TOURAY, J.C. 1997. Contribuição do estudo da alteração hidrotermal da encaixante à gênese das mineralizações do Distrito Fluorítico de Santa Catarina. **Geochimica Brasiliensis**. 11(2) 213-219.
- BASTOS NETO, A.C.; JELINEK, A. & SAVI, C.N. 1997. Sobre uma ocorrência singular de barita no Sudeste Catarinense. **Revista Pesquisas** 24 (1/2) 31-37.
- BASTOS NETO, A.C.; TOURAY, J.C. & DARDENNE, M.A. 1996. Géochimie isotopique (D/H) appliquée à l'étude des inclusions fluides de la fluorine de Santa Catarina (Brésil): une discussion sur l'origine des solutions hydrothermales. **Anais da Academia brasileira de Ciências**, 68 (2): 213-221.
- BASTOS NETO, A.C.; TOURAY, J.C.; CHARVET, J.P. & DARDENNE, M.A. (1991): Tectonic setting of vein deposits in the Santa Catarina fluorite district (S. Brazil). In Source, Transport and Deposition of Metals. **Pagel**, M. & Leroy, J.L., eds. Balkema Rotterdam, p. 423-425.
- BASTOS NETO, A.C.; TOURAY, J.C.; CHARVET, J.P. & DARDENNE, M.A. 1991. Tectonic setting of vein deposits in Santa Catarina fluorite district (S. Brazil). In: PAGEL, M. & LEROY, J.L., Source, Transport and deposition of metals., eds. Balkema Rotterdam, p.423-425.
- BASTOS NETO, A.C.; TOURAY, J.C.; DARDENNE, M.A. & CHARVET, J.P. 1991. Chronologie et évolution des fluides hydrothermaux dans le district à fluorine de Santa Catarina, Brésil: Données de l'analyse des terres rares et de l'étude des inclusions fluides. **Mineralium Deposita**, 26, 211-216.
- BASTOS NETO, A.C.; TOURAY, J.C.; DARDENNE, M.A. & CHARVET, J.P. (1990): The Santa Catarina fluorite district in relation with the South Atlantic opening. In: **SIMP. INT. ASS. GEN. ORE DEP.**, Toronto, 1990. Proceedings
- BEVILACQUA, C.T. (1973) Perfil analítico da fluorita. Bul. Dep. Nac. Prod. Min., Brasília, 14, 40 p.
- BICHO, C. P. 1994. **Processamento digital de imagens geofísicas, LANDSAT/TM e radar na folha Presidente Médice / RO com ênfase na caracterização metalogenética da Suíte Granítica Rio Pardo**. Brasília. 103 p. Dissertação de Mestrado em Geologia Econômica, Instituto de Geociências Universidade de Brasília.
- BLAKELY, R.J. 1996. **Potential Theory on Gravity and Magnetic Applications**. Cambridge Univ. Press. 440 pp.
- BOARDMAN, J. W. & KRUSE, F.A. 1994. Automated spectral analysis: a geological example using AVIRIS data, North grapevine mountains, Nevada. In: **tenth thematic conference on geological remote sensing**, San Antonio texas, I: 407-418.
- BONHAM-CARTER, G.F. 1994. **Geographic Information Systems for Geoscientists: Modeling with GIS**. Pergamon-Elsevier Science Ltda. Kidlington, U.K. 398p.
- BOURNE, J.H. 1993. Use of magnetic susceptibility, density and modal mineral data as a guide to the composition of granitic plutons. **Mathematical Geology**, v.25, n.3, p.357-375.
- BROOME, H.J. 1990. Generation and interpretation of geophysical images with examples from the Rae Province, northwestern Canada Shield. **Geophysics**. V. 55, n. 8:977-997.
- BURNS, R.G. 1970. **Mineralogical application to crystal field theory**. Cambridge University Press, New York. 224p.

- CÂMARA, G. 1993. Anatomia de sistemas de informações geográficas, visão atual e perspectivas de evolução. in: **Sistemas De Informações Geográficas E Suas Aplicações Na Agricultura**, p: 37-59. Brasília, DF.
- CÂMARA, G. 1995. **Modelos, linguagens e arquiteturas para sistemas de informações geográficas**. São José dos Campos, 220 p. Tese de Doutorado em Computação aplicada. INPE, SP.
- CAMERON, E.M. & CARRIGAN, W.J. 1987. Oxygen fugacity of archaean felsic magmas: relationships to gold mineralization. **Geol. Survey Can.**, Paper 87-1A, p.281-298.
- CARMELO, A. C. 1994. **Integração de imagens TM/Landsat-5 e gamaespectrométricas no estudo geológico do Complexo Caiamar, na Região de Crixás, GO**. Brasília. 63 p. Dissertação de Mestrado em Geologia Econômica, Instituto de Geociências Universidade de Brasília.
- CARMELO, A.C. & CARVLHO, A.S. 1993. Realce Digital para os Greenstone-Belt de Crixás, Goiás. In: SIMP. BRAS. SENS. REMOTO, 7. Curitiba. **Anais...Curitiba**, v.3, p182-187.
- CARVALHO, A.S. 1996. **O uso integrado de imagens SAR/JERS-1 TM/LANDSAT-5 e gamaespectrometria e magnetometria no mapeamento geológico da porção NE do estado de Roraima, Brasil**. Brasília, DF, 63p. Tese de Doutorado, IG/UnB,
- CASTRO, N. A.; FERREIRA, F. J. F.; PASCHOLATI, E. M. 1997. Filtragem direcional melhorando a qualidade da gamaespectrometria do Projeto Aerogeofísico Serra do Mar Sul na região do Grupo Brusque (SC). In: Congresso Internacional da Sociedade Brasileira de Geofísica, SBGf, 5, São Paulo. **Resumos Expandidos**: 584-587.
- CHAVEZ Jr.,P.S.; BERLIM,L.B.; SOWERS, L.B. 1982. Statistical method for selecting LANDSAT MSS ratios. **Journal of Applied Photogrametric Engineering**, 8:23-30.
- CLARK, R.N. & ROUSH, T.L. 1984. reflectance spectroscopy: quantitative analysis techniques for remote sensing applications. **J. Geophysics**. Res.,89:6329-6340.
- CLARK, R.N.; KING, T.V.V.; KLEJWA, M. & SWAYZE, G.A. 1990. high spectral resolution reflectance spectroscopy of mineral. **J. Geophysics** Res.,95(B8):12.653-12.680.
- CLARK, R.N.; SWAYZE, G.A.; GALLAGHER, A.; GORELICK, N. & KRUSE, F. 1991. mapping with imaging spectrometer data using the complete band shape least-squares algorithm simultaneously fit to multiple spectral features from multiple materials. In: third airborne visible/infrared imaging spectrometer (AVIRIS) workshop, **proceedings**, JPL publication 91-28, jet propulsion laboratory, Pasadena, CA, p.2-3.
- CPRM - Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais. 1994. **Catálogo geral de produtos e serviços. Geologia. Levantamentos Aerogeofísicos. Base de dados AERO**. 2ª ed. Rio de Janeiro: Diretoria de Geologia e Recursos Hídricos, 367 pp.
- CPRM – Companhia de Pesquisas de Recursos Minerais. 1983. **Projeto Fluorita no Sudeste de Santa Catarina**. DNPM/CPRM. Escala 1:100.000. Porto Alegre, mapas.
- CPRM – Companhia de Pesquisas de Recursos Minerais. 1993. **Catálogo geral de produtos e serviços. Geologia. Levantamentos aerogeofísicos. Base de**

Dados AERO. Rio de Janeiro: Diretoria de Geologia e Recursos Hídricos, 136 p ilustr.

- CRÓSTA, A. P. 1990. Discriminação de principais componentes em imagens de satélite com base em relações quantitativas e espectrais. In: SIMP. QUANTIF. EM GEOCIÊNCIAS, 4., Rio Claro. **Boletim de Resumos.**
- CRÓSTA, A. P. 1993. **Processamento Digital de Imagens de Sensoriamento Remoto**, IG/UNICAMP, Campinas, 170p.
- CRÓSTA, A. P.; RABELO, A. 1992. Detecção de alteração hidrotermal em regiões subtropicais através de processamento digital de imagens LANDSAT/TM: possibilidades e limitações. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37, São Paulo, 1992. **Boletim de Resumos Expandidos**, p.145-146.
- CRÓSTA, A.P.; MOORE, J.MCM. - 1989 - Enhancement of LANDSAT Thematic Mapper imagery for residual soil mapping in SW Minas Gerais State, Brazil. 7th Thematic Conference on Remote Sensing for Exploration Geology, Calgary, Canada. **Proceedings**, vol. 2, p. 1173-1187.
- CRÓSTA, A.P.; MOORE, J.MCM. - 1989 - Geological mapping using LANDSAT Thematic Mapper imagery in Almeria Province, SE Spain. **International Journal of Remote Sensing**, 10(3):1147-1160.
- CRÓSTA, A.P.; RABELO, A. - 1993 - Assessing LANDSAT/TM for hydrothermal alteration mapping in central-western Brazil. 9th Thematic Conference on Geologic Remote Sensing, Pasadena, California. **Proceedings**, v. 2, p.1053-1061.
- CRÓSTA, A.P.; RABELO, A. 1993. assessing landsat/tm for hidrothermal alteration mapping in central-western brazil. In: 9th thematic conference on remote sensing for exploration geology , **proceedings** , Pasadena ,CA, USA, 2:1053-1061.
- CRÓSTA, A.P.; SABINE,C. & TARANIK, J.V. 1998. Hidrothermal alteration mapping at bodie, CA, using AVIRIS Hyperspectral data. **Remote sensing of the environment**. 65:309-319.
- DARDENNE, M.A. & SAVI, C.N. (1984) Geologia e geoquímica dos filões de fluorita Segunda Linha Torrens e Cocal (SC). **Rev. Bras. Geociências**, 14 (2) pp. 120-127
- DARDENNE, M.A. & TOURAY, J.-C. (1988) La fluorine du Brésil. Gisements filoniens traditionnels et nouveaux types de minéralisations. **Chron. rech. min.** 490:35-46.
- DARDENNE, M.A. (1985) Os depósitos de fluorita da região sul do Brasil. In Simp. Sul-Brasileiro de Geologia, 2, Florianópolis. **Anais do...SBG**, pp 201-214.
- DARDENNE, M.A. 1985. Os depósitos de fluorita da região sul do Brasil. In: Simpósio Sul-brasileiro de Geologia, 2, Florianópolis, SBG. **Boletim de Resumos**, p 201-214.
- DARDENNE, M.A.& SAVI, C.N. 1984. Geologia e geoquímica dos filões de fluorita Segunda Linha Torrens e Cocal. In: **Revista Brasileira de Geociências**. SBG, São Paulo, 14(2):120-127.
- DARDENNE, M.A.; RONCHI, L.H.; BASTOS NETO, A.C.; & TOURAY, J.C.: Geologia da Fluorita. In: **Os Principais Depósitos Minerais do Brasil**. Schobbenhaus, C.F. & Coelho, C.E.S. (ed.). Dep. Nac. Prod. Min., Brasília, vol. IVb: 479-507.
- DARNLEY, A.G. 1973. Airbone gamma-ray survey techniques – present and future. Uranium exploration methods, Proc. Series, I.A.E.A., Viena, p.67-108.

- DARNLEY, A.G. 1993. Some notes on the importance of airborne gamma-ray spectrometry in the International Geochemical Mapping. **Journal of Geochemical Exploration**. v.49,n.1/2, p.201-212.
- DRURY, S.A. 1993 **Image interpretation in geology** 2.ed. London : Chapman & Hall, 1993. 283 p.
- FAUST, N.L.; STAR, J.L. & ANDERSON, W.H. 1991. Geographic information systems and remote sensing: future computing environments. In: Jeffrey L. Star (Ed.): **PROCEEDINGS: THE INTEGRATION OF REMOTE SENSING AND GEOGRAPHIC INFORMATION SYSTEMS**. ACSM-ASPRS Annual Convention, Baltimore, p.39-49.
- FELGUEIRAS, C.A. & CÂMARA, G. 1993. Sistema de informações geográficas do INPE. In: ASSAD, E.D. & SANO, E.E. **Sistemas de informações geográficas: Aplicações na agricultura**. Brasília, EMBRAPA. P.39-57.
- FERREIRA, A. C.; ALMEIDA, T. I. R. 1989. Tectônica transcorrente e imagens TM-LANDSAT aplicadas à prospecção de fluorita e barita em Santa Catarina. **Revista Brasileira de Geociências**. SBG, Rio de Janeiro. N. 19 (2=): 207-223.
- FERREIRA, A.C. 1989. **Relatório de Pesquisa mineral da área da jazida Rio dos Bugres**. DNPM, 11º Distrito, Florianópolis, relatório inédito, 60p.
- FERREIRA, J. C. G. 1992. **Avaliação e integração de dados LANDSAT-TM, geofísicos e geológicos através de técnicas de processamento digital de imagens e sistema de informações geográficas**. São José dos Campos. Dissertação de Mestrado em Sensoriamento Remoto, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais.
- FERREIRA, J.C.G.; MATOS, J.T.; FELGUEIRAS, C.A. 1990. Integração de Dados Geológicos, Geofísicos e Imagens LANDSAT na Região de Pontes e Lacerda, utilizando-se de um Sistema de Informação Geográficas. In: SIMP. BRAS. SENS. REMOTO, 6. Manaus, **Anais**, v.3, p. 634-640.
- FERREIRA, Jr. L.G.; MENESES, P.R.; JOST, H. 1992 - Medidas espectrorradiométricas e análise de imagens multiespectrais de satélites sobre os halos de alteração hidrotermal no greenstone belt de Guarinos. Resumo. **1 Encontro de Ensino e Pesquisa do IG**, Brasília, UnB.
- FERREIRA, L. G. 1993. **Discriminação de produtos de alteração hidrotermal através de espectrorradiometria e análise de imagens digitais TM (estudo de caso no Greenstone Belt de Guarinos)** Brasília. 263 p. Dissertação de Mestrado em Geologia Econômica, Instituto de Geociências Universidade de Brasília.
- FERREIRA, L.A.D. (1969) **Relatório da geologia da quadrícula de Rio Fortuna SC**. Dep. Nac. Prod. Min., Porto Alegre, relatório inédito, 19 p.
- FLORES, J. A. A. 1998. **Mineralogia e Geoquímica das alterações metassomáticas e hidrotermais das rochas encaixantes da mineralização de fluorita da mina Rio dos bugres, Santa Catarina, Brasil**. Porto alegre, 245 p. Tese de doutoramento, CPG Geociências, UFRGS.
- FLORES, J. A. A.; LISBOA, N. A.; BAPTISTA, P. R. D. 1992. Análise morfoestrutural da estrutura Canela grande no sudeste de Santa Catarina. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37, São Paulo, 1992. **Boletim de Resumos Expandidos**, p.137.
- FLORES, J.A.A. & LISBOA, N.A. 1994. Morphotectonic and morphostructures of the Santa Catarina fluorite district, Brazil. **Abstracts**, in: International Symposium on Resource and Environmental Monitoring, 30(7C):61.

- FLORES, J.A.A., LISBOA, N.A. & BAPTISTA, P.R.D. (1993) Caracterização morfotectônica e morfoestrutural do Sudeste de Santa Catarina. **Geociências**, São Paulo, 12(1), p. 61-70.
- FRAGOSO CESAR, A. R. S. 1980. O Cráton do Rio de La Plata e o Cinturão Dom Feliciano no Escudo Uruguaio-Sul-Riograndense. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 31, Balneário Camboriú, SBG. **Anais, Vol. 5:** 2879-2892.
- FRAGOSO CESAR, A. R. S., FIGUEIREDO, M. C. H., SOLIANI JR., FACCINI, U. F. O Batólito de Pelotas(Proterozóico Superior-Eo-paleozóico) no Escudo do Rio Grande do Sul. In XXXVI CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, Goiânia. **Anais.** 3 , pg.1322-1343. Goiânia, GO, 1986.
- FREDEN, S.C. & GORDON Jr., F. 1983. Landsat Satellites. In: COLWELL, N.R. (ed). **Manual of remote sensing**. 2.ed. v.1, cap.12, p.517-570.
- FURTADO, S.M.A. **Petrologia do maciço alcalino de Anitápolis**. São Paulo, 245p. Tese de Doutorado em Mineralogia e Petrologia, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- GAFFEY, S.J. 1986. spectral reflectance of carbonate minerals in the visible and near infrared (0.35-2.55 μm) – anhydrous carbonate minerals. **J. Geophysics**. res.92(B2):1429-1440.
- GALVÃO, L.S.W. 1994. **Litoestratigrafia de reflectância espectral e uma abordagem quantitativa para análise de espectros**. São Paulo, 181p. Tese de doutoramento, IAG/USP.
- GRANT, F. S. 1982. Gamma-ray spectrometry for geological mapping and for prospecting. In: MINNING GEOPHYSICS WORKSHOPS, Ontario, Canadá, 1982b. **Cap. 13...**p. 13.1-27.
- GRANT, F.S. 1982a. Regional magnetic/gravity data in selection areas for exploration. In: Mining Geophysics Workshops. Paterson, Grant & Watson Limited/**Consulting Geophysicists**. Ontario, Canada. Cap.2, p.2.1-2.24.
- GRASSO, D.N. 1993. Applications of the IHS color transformation for 1:24000-scale geologic mapping: A low cost SPOT alternative. **Photogrammetric Engineering and Remote Sensing**, 59(1):73-80.
- GUO, L.J. 1991. balance contrast enhancement technique and its application in image colour composition. *Int. J. remote sensing*, 12:2133-2155.
- HACKSPAKER, P. C.; FLORES, J. A. 1987. Contribuição sobre o controle estrutural das jazidas de fluorita na estrutura Canela Grande, Sudeste de Santa Catarina. In: Simpósio Sul-brasileiro de Geologia, 3, Curitiba, SBG. **Anais, 2:** 543-550.
- HARDING, A.E. & FORREST, M.D. 1989. Analysis of Multiple Geological Datasets from English Lake District. *IEEE Transac. Geosc. Rem. Sens.*, 27(6):732-738.
- HARRIS, J.R.; MURRAY, R. & HIROSE, T. 1990. IHS transform for the integration of Radar imagery with other remotely sensed data. **Photogrammetric Engineering and Remote Sensing**, 56(12):1631-1641.
- HAYDN, R.; DALKE, G.W.; HENKEL, J.; BARE, J. 1982. Application of the IHS color transform to the processing of multisensor data and image enhancement. In: International Symposium on Remote Sensing of Arid and Semi Arid Lands, Thematic Conference, 2., Cairo, Egypt. **Proceedings**. ERIM, Ann Harbor, MI, p. 599-616.
- HODGSON, C.J. 1993. uses (and abuses) of ore deposit models in mineral exploration. In: P.Asheahan & M.E. Cherry (eds.) ore deposit models, **Geoscience Canada**, II-1-11.

- HOLZ, M. 1995. Aspectos paleoclimáticos do eo-permiano na borda leste da bacia do parana Em: Simposio Sul-Brasileiro de Geologia (6. : 1995 : Porto Alegre, RS). **Boletim de resumos expandidos**. Porto Alegre : SBG. p. 264-266.
- HORBACH, R.; MARIMON, R. 1980. Esboço da evolução tectônica e seu significado na gênese dos depósitos de fluorita no sudeste catarinense. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31, Balneário Camboriú, SBG. **Anais**, V.3: 1540-1551.
- HORBACH, R.; MARIMON, R. 1982. Contribuição à geologia do distrito de fluorita de Santa Catarina. **Bol. Téc. Projeto RADAM-BRASIL**, Ser. Geologia. Salvador, 104 p.
- HUGUENIN, R.L. & JONES, J.L. 1986. intelligent information extraction from reflectance spectra: absorption and positions. **J. Geophys.** res.91(B9): 9585-9598.
- HUNTINGTON, J. F. & GREEN, A. A. 1988. Recent Advance and Practical Considerations in Remote Sensing Applied to Gold Exploration. In : Bicentennial Ghod, Melbourne, **expanded abstracts**, 246-257.
- HUNT, G. R.; SALISBURY, J. W.; LENHOFF, C. J.. 1970. Visible and Near Infrared Spectra of Minerals and Rocks: III. Oxides and Hydroxides. **Modern Geology**, 2, vol nº 3, pp. 195 - 205. 1977.
- HUNT, G.L.; SALISBURY, J.W. 1971. Visible and near infrared spectra of minerals and rocks. II. Carbonates. **Modern Geology**, 2:23-30.
- HUNT, G.R. & SALISBURY, J.W. 1970. visible and near-infrared spectra of minerals and rocks. I silicate minerals. **Modern Geology**, 1:283-300.
- HUNT, G.R. 1977. spectral signatures of particulate minerals in the visible near infrared. **Geophysics**, 42(3):501-513.
- JEBRAK, M. 1984. **Contribution à l'histoire naturelle des filons (F, Ba) du domaine varisque français et marroccain**. Orléans, 486p. Thèse Université d'Orléans.
- JELINEK, A.; BASTOS NETO, A.C.; LELARGE, M.L.V. & SOLIANI, E. Jr.: Apatite fission tracks on the wall rock of fluorite ore vein deposits at Santa Catarina Brazil: a poliphase hydrothermal evolution. **Journal of South America Earth Sciences** (no prelo).
- JELINEK, A.R. & BASTOS NETO, A.C. 1998. Apatite fission track dating of fluorite ore vein from Santa Catarina State, Brazil: a complex hydrothermal evolution. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 40, Belo Horizonte, MG. **Boletim de Resumos....** SBG, Belo Horizonte, p. 119.
- JELINEK, A.R.; BASTOS NETO, A.C.; LEITE, J.A.D.; HARTMANN, L.A. & MCNAUGHTON, N.J. 1999. Datação or SHRIMP da Suite Granítica Pedras Grandes, Santa Catarina, Brasil. In: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 7, Foz do Iguaçu, Paraná **Boletim de Resumos....** SBG, p. 36.
- JELINEK, A.R.; BASTOS NETO, A.C.; LEITE, J.A.D.; HARTMANN, L.A. & McNAUGHTON, N.J. 1999. Datação or SHRIMP da Suite Granítica Pedras Grandes, Santa Catarina, Brasil. In: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 7, Foz do Iguaçu, Paraná **Boletim de Resumos....** SBG, p. 36.
- KILLEEN, P.G. 1979. Gamma-ray spectrometric methods in uranium exploration - application and interpretation in geophysics and geochemistry in the search for metallic ores. **Geol. Survey of canada, Economic Geology Report**. n. 31, p. 163-229.

- KLEIN, M. A. 1998. **Integração de imagens TM e aerogeofísicas para análise lito-estrutural de uma porção da zona de cisalhamento dorsal de canguçu, região da Quitéria-Várzea do Capivarita, RS.** Porto Alegre, 120pp. Dissertação de mestrado em Sensoriamento Remoto, Centro Estadual de Pesquisas em Sensoriamento Remoto e Meteorologia, UFRGS.
- KNAP, E.M. 1980. Spatial data integration. In: Freeman, H., Goffredo, G. **Ed. Map. Data Processing.** New York, academic, p.47-61.
- KRUSE, F. A. 1989. Spectral mapping with Landsat Thematic Mapper and imaging spectroscopy for precious metals exploration. In 7th Thematic Conference on Remote Sensing for Exploration Geology. **Proceedings** , Galagaty, Alberta, Canada, p. 17-28.
- KRUSE, F.A.; LEFKOFF, A.B.; BOARDMAN, J.W.; HEIDEBRECHT, K.B.; SHAPIRO, A.T.; BARLOON, P.J. & GOETZ, A.F.H. 1993. the spectral image processing system (SIPS), interactive visualization and analysis of imaging spectrometer data. **Remote sensing of environment**, 44:145-163.
- LIU, J.G. & MOORE, J. McM. 1990. Hue image RGB colour composition. A simple technique to suppress shadow and enhance spectral signature. **International Journal of Remote Sensing**. Vol.11, no. 8, p. 1521-1530.
- LOUGHLIN, W. P. 1991. Principal component analysis for alteration mapping. in: **Photogrammetric and Engineering & Remote Sensing**, Vol. 57, n° 9: 1163-1169.
- LUIZ, J. G.; SILVA, L. M. C. 1995. **Geofísica de Prospecção.** Ed. Universitária UFPA, 311. Belém.
- MACKIN, S. 1998. SIMIS-FIELD VERSION 2.8 – spectrometer independent mineral identification software. In: **user manual version 2.8.**
- MARTINI, J.M. 1995. **Análise integrada de dados aplicada ao estudo metalogenético da Serra dos Carajás.** Dissertação de Mestrado. Universidade Estadual de Campinas, IG/UNICAMP, Campinas, SP, 126p.
- MENESES, P. R.; PORTO, S. G. 1992. O uso de sensoriamento remoto na caracterização do depósito de lateritas níquelíferas de Barro Alto-GO. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37, São Paulo, 1992. **Boletim de Resumos Expandidos**, p.153-155.
- MILLIGAN, P. R.; GUNN, P. J. 1997. Enhancement and presentation of airborne geophysical data. In: AGSO **Journal of Australian Geology & Geophysics**, n° 17(2): 63-75.
- MISENER, D.J. 1982. Airbone magnetometer surveys. In: **Mining Geophysics Workshops.** Paterson, Grant & Watson Limited/Consulting Geophysicists. Ontario, Canada. Cap.1, p.1.1-1.19.
- MOLLER, P.; PAREKH, P.P. & SCHNEIDER, H.J. 1976. The application of Tb/Ca abundance ratios to problems to fluorspar genesis. – **Mineral. Deposita**, 11, pp. 111-116.
- MORGENTAL, A. (1984) Caracterização dos depósitos de fluorita do distrito de Santa Catarina. In: Cong. Bras. Geol., 33, Rio de Janeiro, **Anais...SBG**, 8, pp. 3770-3783.
- MORGENTAL, A.; KIRCHER, C. A. 1983. Síntese do mapa preliminar do distrito de fluorita de Santa Catarina. In: Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia, 1. Porto Alegre, SBG. **Atas**: 294-306.

- MORGENTAL, A.1983. **O Distrito Fluorítico de Santa Catarina**. Relatório CPRM. SUREG_PA.
- OLIVEIRA, M. T.G.de. 2000. Alteration of acid volcanic rocks and formation of kaolin deposits at Campo Alegre Basin, Santa Catarina State, Brazil : study of Ceramarte Mine Biennial Conference of the Australian Clay Minerals Society Inc. (17. : 2000 : Adelaide, Australia). **Programme and Abstracts**.. Adelaide : [s.n.].
- PARADELLA, W. R.; TOUTIN, T.; PIETSCH, R. W. 1996. Produtos integrados SAR e cromostereoscopia: uma abordagem metodológica para a fusão de imagens de RADAR com dados auxiliares e visualização em 3-D na geologia. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39, Salvador, 1996. **Boletim de Resumos Expandidos**, p.100-105.
- PASSOS, R.V. 1999. **Caracterização da geometria de zonas de alteração hidrotermal – estudo de caso no depósito aurífero de brumal, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais**. Instituto de Geociências – DMG – UNICAMP, Campinas, dissertação de mestrado, 190p.
- PEREIRA, V.P. 1991. **Alteração das rochas no maciço alcalino de Anitápolis – SC**. Porto Alegre, 199p., Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- PIETERS, C.M. 1983. strength of mineral absorption features in the transmitted component of near-infrared reflected light: first results from RELAB. **J. Geophys.res.**88:9534-9544.
- PORTO, S.G. 1994. **Comportamento Espectral das Lateritas Niquelíferas do Complexo Máfico-Ultramáfico de Barro Alto, Goiás**. Porto Alegre. 220 p. Dissertação de Mestrado em Sensoriamento Remoto, Centro Estadual de Pesquisas em Sensoriamento Remoto e Meteorologia, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- PUTZER, H. (1953) Diastrofismo germaótipo e sua relação com o vulcanismo basáltico na parte meridional de Santa Catarina. **Bul. Soc. Bras. Geologia**, São Paulo, 2, 1, pp. 37-74.
- REEVES, C.V. 1982. Magnetometer surveys in direct and semi-direct exploration. In: Mining Geophysics Workshops. Paterson, Grant & Watson Limited/**Consulting Geophysicists**. Ontario, Canada. Cap.3, p.3.1-3.24.
- RICCI, M.; PETRI, S. 1965. **Princípios de aerofotogrametria e interpretação geológica**. Companhia Editora Nacional, 1ª edição, São Paulo, 225 pp.
- RICHARDS, J. A. 1986. **Remote Sensing Digital Image Analysis. An Introduction**. Springer-Verlag, Berlim, 281 pp.
- ROCHA, F. F. N.; BASTOS NETO, A.C. Geologia e geoquímica (ETR e inclusões fluidas) das mineralizações de fluorita e barita da parte norte do distrito fluorítico de Santa Catarina. **Revista Pesquisas** (em revisão).
- ROCHA, F. F. N. 1997. **Geologia e Geoquímica dos Filões de Fluorita da Parte Norte do Distrito Fluorítico de Santa Catarina**. Porto Alegre, 188 p. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- RODRIGUES, M. 1990. Introdução ao geoprocessamento. In: SIMP. BRAS. GEOPROC., ..., São Paulo. **Anais** ..., p. 1-26.
- ROEST, W. R.; VERHOEF, J.; PILKINGTON, M. 1992. Magnetic interpretation using the 3-D analytic signal. In: **Geophysics**, nº 57(1): 116-125.

- ROLIM, S. B. A. 1992. **Avaliação do uso da transformação IHS na integração de dados geofísicos (aeromagnetometria) e de sensoriamento remoto (TM-LANDSAT) para investigação geológica na área do Pojuca (Serra dos Carajás, PA)**. São José dos Campos, 119 p., Dissertação de Mestrado, INPE.
- ROLIM, S. B. A.; PARADELLA, W. R. 1993. IHS: uma técnica de processamento digital para integração de dados geofísicos e de sensoriamento remoto. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 7, Curitiba, 1993. **Atas...**p. 1019-1024.
- ROSE, A.W. & WRIGTH, R.J. 1980. Geochemical exploration models for sedimentary uranium deposits. **Journal of Geochemical exploration**. v.13, n.2/3, p.153-179.
- SABINE, C. 1999. **Remote Sensing for Exploration. Manual of Remote Sensing – 3rd Edition Manuscript**.
- SALLET, R 1988. **Étude pétrologique et métallogénique d'un secteur du District à Fluorine de Santa Catarina, Brésil. Les granitoïds précambriens monzonitiques source probable de la fluorine filonienne post-jurassique**. Thèse de Doctorat. Université de Paris VI, 233 p.
- SALLET, R.; FERREIRA, A.C. & SABATIER, H. 1990b. Petrografia e Geoquímica dos Granitóides do Sul do Distrito Fluorítico de Santa Catarina, folhas Jaguaruna e Tubarão. **Anais**. In: 35^o Cong. Bras. Geol., SBG – Núcleo Noroeste, Natal/RN. p. 1793-1806.
- SALLET, R.; FERREIRA, A.C.; FRAGOSO CESAR, R.; MONTEIRO, R. & MACHADO, R. 1990a. O arcabouço granítico transalcalino tardi-orogênico do batólito Pelotas e sua potencialidade para mineralizações de fluorita. **Acta Geológica Leopoldensia**, São Leopoldo, vol.30; p.213-228.
- SAVI, C. N. 1980. **Gênese e controle das mineralizações de fluorita da região de Criciúma, SC**. Brasília, 112 p. Dissertação de Mestrado em Geologia Econômica, Instituto de Geociências Universidade de Brasília.
- SAVI, C.N. & DARDENNE, M.A. (1980) Zonação, paragênese e controles da mineralização de fluorita do filão Segunda Linha Torrens, Município de Morro da Fumaça, SC. In: Cong. Bras. Geol, 31, Balneário Camboriú, **Anais...** SBG v. 3, pp. 1743-1757.
- SCHEIBE, L. F. 1986. **Geologia e Petrologia do Distrito Alcalino de Lages, SC**. São Paulo, 224 p. Tese de doutoramento em Geoquímica, Instituto de Geociências, USP.
- SCHETSELLAR, E.M.; VANDJIK, P.M.; ALFASATWI, Y.A. 1990. Digital image processing of geophysical data using a raster based GIS. **ITC Journal**, (3):248-252.
- SILVA, L.C. 1982. **Projeto mapas metalogenéticos e de previsão de recursos minerais** Folha SG. 22-Z-D (Florianópolis). Conv. DNPM/CPRM. Porto Alegre, 30p. relatório inédito.
- SILVA, L.C. 1984. Geologia do Pré-Cambriano / Eopaleozóico de Santa Catarina. In: SILVA, L.C. & BORTOLUZZI, C.A. (eds.) **Textos básicos de geologia e recursos minerais de Santa Catarina**, p. 11-90.
- SILVA, L.C. da; HARTMANN, L.A.; McNAUGHTON, N.J.; FLETCHER, I.R. 1999. SHRIMP U/ Pb zircon dating of Neoproterozoic granitic magmatism and collision in the Pelotas Batholith, southernmost Brazil. Geological Survey of Brazil, Belo Horizonte, **Brazil International Geology Review**. 41; 6, Pages 531-551. 1999. Winston & Son. Silver Spring, MD, United States. 1999

- SINGH, A. & HARRISON, A. 1985. standardized principal components. **International Journal of Remote Sensing**, 6(6):883-896.
- SOARES, P. C.; FIORI, A. P. 1976. Lógica e sistemática na análise e interpretação de fotografias aéreas em geologia. **Notícia Geomorfológica**, 16 (32): 71-104.
- SOARES, P.C. & FIORI, A.P. 1976. Lógica e Sistemática na análise e interpretação de fotografias aéreas em geologia. **Notícias Geomorfológicas**, Campinas, 16(32):55-70.
- SOUZA FILHO, C.R. & DRURY, S.A. 1998. Evaluation of JERS-1 (FUYO-1) OPS and Landsat TM images for mapping of gneissic rocks in arid áreas. **International Journal of Remote Sensing**, 19(18):3569-3594.
- SPATZ, D.M. 1996A. remote sensing characteristics of precious metal systems : the volcanic-hosted deposits. In:11th **Thematic Conference On Geologic Remote Sensing, Proceedings**, ann harbor, I:1-12.
- SPATZ, D.M. 1997. remote sensing characteristics of the sediment – and volcanic – hosted precious metal systems: imagery selection for exploration and development. **International Journal of Remote Sensing**, 18(7):1413-1438.
- SWAIN, C. J. 2000. Reduction-to-the-pole of region magnetic data with variable field direction, and its stabilisation at low inclination. **Exploration Geophysics**, 31: p 078-83.
- SWALF, P.S. 2000. **Modelo exploratório para depósitos auríferos do tipo morro do ouro com base em dados e técnicas de sensoriamento remoto**. Campinas, 118p. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências UNICAMP.
- SWALF, P.S.; CRÓSTA, A.P. & SOUZA FILHO, C.R. 2000. spectral modeling for identification of mineral assemblages associated with gold mineralization in tropical / sub-tropical environments: a case study in central-western brazil. In: XXXI Congresso brasileiro de geologia, **Anais**, CD-ROM.
- TARANIK, J.V. 1988. Application of Aerospace remote Sensing Technology to Exploration for Precious Metal Deposits in the Western United States. In : **Geol. Soc. Of Nevada**. Bulk Minalbe Precious Metal Deposits of the United States. P.551-576.
- TEIXEIRA, C. A. S. 1969. **Relatório de datações geocronológicas do Projeto Básico da Região Leste e do Projeto Específico da Fluorita**. Porto Alegre, DNPM. Inédito, 39 p.
- TEIXEIRA, C.A.S. 1968 **Jazimentos de fluorita no estado de Santa Catarina**. Dep. Nac. Prod. Min., Porto Alegre, relatório inédito, 39 p.
- TELFORD, W.M.; GELDART, L.P.; SHERIFF, R.E.; KEYS, D.A. 1976. **Applied Geophysics**. Cambridge University Press. 860p.
- TRAININI, D.R.; DIAS, A.A.; KREB, A.S.J.; SOUZA, E.C.; CAPELETTI, I.; TONIOLO, J.A.; SILVA, L.C. & SILVA, M.A.S. 1978. **Projeto Vidal Ramos-Biguaçu**. Conv. DNPM/CPRM, Porto Alegre, 303p. – DNPM, Florianópolis.
- VANE, G. & GOETZ, A. F. H., Terrestrial Imaging Spectrometry: Current Status, Future Trends. **Remote Sensing of the Environment**, 44: 117-126.
- VASCONCELOS, R. M.; METELO, M. S.; MOTA, A. C.; GOMES, R. D. 1990. geofísica em levantamentos geológicos. **Relatório DIGEOF/CPRM**. Rio de Janeiro.
- WILLIG, C.D. (1973) Observações sobre a gênese e os controles dos depósitos de fluorita de Santa Catarina. **Rev. Eng. Min. Met.**, Rio de Janeiro, 343, pp. 36-41.

- WORBOYS, M.F., **Geographic Information Systems: A Computing Perspective**, Taylor and Francis, London, ISBN 0748400648/0748400656, 1995.
- YEATS, A.N.; WYATT, B.W.; TUCKER, D.H. 1982. Application of gamma-ray spectrometry to prospecting for tin and tungsten granites, particularly within the Lanchlan Fold Belt, New South Wales. **Economic Geology**, v.77, p.1725-1738.
- YON, S.A. & PIETERS, C.M. 1988. interactions of light with rough dielectric surfaces: spectral reflectance and polarimetric properties. Proc. Lunar planet. Sci. conf. 18th, p.581-592.
- ZANINI, L. F. P.; Branco, P. M.: Camozzato, E. & Ramgrab, G. E. 1997. **Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Folha Florianópolis (SG 22-2-D-V) e Lagoa (SG 22-2-D-VI).**, Santa Catarina (1:100.000). CPRM, Brasília, 259 p.
- ZULLO JR., J. 1996. atmospheric correction of satellite images in a tropical region, in: **International Archives Of Photogrammetry And Remote Sensing**, Viena, Austria, pp.831-834.