

UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

Pós-Graduação em Geociências Área de Metalogênese

MODELOS EXPLORATÓRIOS PARA A PROSPECÇÃO DE Pb/Zn UTILIZANDO DADOS DE SENSORIAMENTO REMOTO: ESTUDO DE CASO DO PROSPECTO SALOBRO (PORTEIRINHA – MG)

Tati de Almeida DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

OFEDTACO

CAMPINAS - SÃO PAULO

UNICAMP BIBLIOTECA CENTRAL SEÇÃO CIRCULANTF

Agosto - 2000

UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS



INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

Pós-Graduação em Geociências Área de Metalogênese

Tati de Almeida

MODELOS EXPLORATÓRIOS PARA A PROSPECÇÃO DE Pb/Zn UTILIZANDO DADOS DE SENSORIAMENTO REMOTO: ESTUDO DE CASO DO PROSPECTO SALOBRO (PORTEIRINHA – MG)

ŧ

Dissertação apresentada ao Instituto de Geociências como parte dos requisitos para obtenção do título de Mestre em Geociências na Área de Metalogênese

Orientador: Professor Doutor Carlos Roberto de Souza Filho **Co-Orientador:** Professor Doutor Álvaro Penteado Crósta

2000 15 837

CAMPINAS - SÃO PAULO

Agosto - 2000

GRICAMP

UNICAMP BIBLIOTECA CENTRAL SEÇÃO CIRCULANTF

UNIDADE_ 3 C N.º CHAMADA: TOMBO BC PROC. C PREC DATA N.º CPD

FICHA CATALOGRAFICA ELABORADA PELA BIBLIOTECA DO IG - UNICAMP - IG

CM-00147063-7

Almeida, Tati de

Al64m Modelos exploratório para a prospecção de pb/zn utilizando dados de sensoriamento remoto: estudo de caso do prospecto Salobro (Porterinha – MG.) / Tati de Almeida.- Campinas,SP.: [s.n.], 2000.

Orientadores: Carlos Roberto de Souza Filho, Álvaro Penteado Crósta Dissertação (mestrado) Universidade Estadual de Campinas, Instituto de Geociências.

1. Sensoriamento Remoto. I. Souza Filho, Carlos Roberto de. II. Crósta, Álvaro P. III. Universidade Estadual de Campinas, Instituto de Geociências V. Título.



UNICAMP

UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS ÁREA DE METALOGÊNESE

AUTORA: Tati de Almeida

MODELOS EXPLORATÓRIOS PARA A PROSPECÇÃO DE Pb/Zn UTILIZANDO DADOS DE SENSORIAMENTO REMOTO: ESTUDO DE CASO DO PROSPECTO SALOBRO (PORTEIRINHA – MG)

ORIENTADOR: Prof. Dr. Carlos Roberto de Souza Filho CO-ORIENTADOR: Prof. Dr. Álvaro Penteado Crósta

Aprovada em: ____/___/____

UNICAMP BIBLIOTECA CENTRAL SEÇÃO CIRCULANTF

PRESIDENTE: Prof. Dr. Carlos Roberto de Souza Filho

EXAMINADORES: Prof. Dr. Carlos Roberto de Souza Filho Prof. Dr. Bernardino Figueiredo Prof. Dr. Teodoro Isnard R. de Almeida

alpha. f. 1hr - presidente

Campinas, de agosto de 2000

"Todos estes que aí estão atravancando o meu caminho, eles passarão... Eu passarinho!" Mário Quintana

> UNICAMP BIBLIOTECA CENTRAL SEÇÃO CIRCULANTF

Dedico esta dissertação ao meu grande amigo e companheiro Carrera

AGRADECIMENTOS

Gostaria, nesta página, de citar todos que possibilitaram a elaboração deste trabalho. No entanto, sei que isto é impossível pois este texto é o resultado de 2 anos de grandes encontros pessoais e profissionais:

- ✓ Ao Conselho Nacional de Pesquisa (CNPQ) pelo auxílio financeiro e a Fundação de Amparo a Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP) projeto 96/11139-2 - Jovem Pesquisador;
- ✓ Ao meu orientador, Prof. Dr. Carlos Roberto de Souza Filho pela paciência, pelas discussões e por ter possibilitado que este texto tenha sido redigido de forma clara e coerente;
- ✓ Ao Prof. Dr. Álvaro P. Crósta pela ajuda no processamento das imagens GEOSCAN e pelo auxílio na confecção do texto final;
- ✓ A DOCEGEO pelo fornecimento dos dados GEOSCAN do Prospecto Salobro e principalmente ao geólogo Francisco Robério de Abreu (Bentivi), que acompanhou todo o desenvolvimento desta dissertação, desde a fase inicial (etapas de campo) até a confecção final do texto;
- ✓ Aos membros da banca de qualificação (Prof. Bernardino UNICAMP e Prof. Teodoro – USP) pelas valiosas sugestões;
- ✓ A minha primeira família: Mãe, Pai, Pa, Patrick (um dia a gente se entende!), Pi, Rô, Vó Laila, Fernanda, Mairoca, Ti, Juca, Ico, Ari, César, Fabi, Bê e Bela e ao novo integrante ainda na barriga;
- ✓ A minha segunda família: Carrera (MUITO OBRIGADA!) e Spiff;
- ✓ A minha terceira família: Luz, Carô, Sá, Juca, Tia Elisa, Dinda, Thethê, Malu, Paulinho (pela mesa de sinuca!), Paty e Eli;
- ✓ A Catarina pela ajuda com as lâminas e logicamente por ter me apresentado sua maravilhosa prole: Raíza e Flora;
- ✓ Ao Prof. Dr. Asit que auxiliou na descrição das lâminas e que se mostrou um grande amigo;
 UNICAMP
- ✓ Aos meus amigos de casa: Zé e Aninha. Por toda a amizade.
- ✓ A Patrícia, Carlos, Rigo, Irian e Frangão pelas discussões e risadas.
- ✓ Ao Gui, Mara e Alê pelos maravilhosos dois últimos anos.

BIBLIOTECA CEN

SEÇÃO CIRCULA

- ✓ Aos amigos de Campinas, pelas noitadas e pelas discussões: Éder, Bibi's, Lêlê, Tony, Monge e Lúcia.
- ✓ A Val e ao Juarez pela calma e paciência, sempre. Ao Ricardo que ajudou na hora de desespero com as máquinas;
- ✓ Aos amigos de Rio Claro, que estiveram longe mas sempre se fizeram presentes: Jú, Sergião, Speto, Aline, Fernandão, Mané, Marmita, Maura, Roberta, Ticiano, Bê e Kiko;
- ✓ Aos antigos e agora novos amigos de Brasília: Elton, Rodox, Henrique e Cristina;
- ✓ Finalmente, ao Centro de Monitoramento Territorial pelo apoio na fase final desta dissertação.

ÍNDICE

1.	Capítulo1: Introdução	1	
	1.1. Apresentação	. 1	
	1.2. Objetivos	1	
	1.3. Materiais	. 2	
	1.3.1. Imagem do sensor GEOSCAN MKII- características da dados	aquisição . 2	dos
	1.3.2. Espectrorradiômetro FieldSpec Full Resolution (FR)	. 4	
	1.3.3. Outros Materiais	. 6	
	1.4. Métodos	. 7	
	1.4.1. Modelo descritivo	8	
	1.4.2. Aplicação do modelo - estudo de caso no Prospecto Salobro	. 9	
2.	Capítulo 2: Modelos exploratórios para a prospecção de Pb e Zn utilizando Sensoriamento Remoto	o dados de 11	
2.	Capítulo 2: Modelos exploratórios para a prospecção de Pb e Zn utilizando Sensoriamento Remoto 2.1. Apresentação	o dados de 11 . 11	
2.	Capítulo 2: Modelos exploratórios para a prospecção de Pb e Zn utilizando Sensoriamento Remoto 2.1. Apresentação	o dados de 11 . 11 11	
2.	Capítulo 2: Modelos exploratórios para a prospecção de Pb e Zn utilizando Sensoriamento Remoto 2.1. Apresentação	o dados de 11 . 11 . 11 . 11 . 12	
2.	Capítulo 2: Modelos exploratórios para a prospecção de Pb e Zn utilizando Sensoriamento Remoto 2.1. Apresentação	o dados de 11 . 11 . 11 . 12 . 12	
2.	 Capítulo 2: Modelos exploratórios para a prospecção de Pb e Zn utilizando Sensoriamento Remoto 2.1. Apresentação	dados de 11 11 11 12 12 12 13	
2.	 Capítulo 2: Modelos exploratórios para a prospecção de Pb e Zn utilizando Sensoriamento Remoto 2.1. Apresentação	o dados de 11 . 11 . 11 . 12 . 12 . 13 . 15	
2.	 Capítulo 2: Modelos exploratórios para a prospecção de Pb e Zn utilizando Sensoriamento Remoto 2.1. Apresentação	o dados de 11 11 11 12 . 12 . 12 . 13 . 15 . 17	
2.	Capítulo 2: Modelos exploratórios para a prospecção de Pb e Zn utilizando Sensoriamento Remoto 2.1. Apresentação	dados de 11 11 11 12 12 12 13 15 17 17	
2.	Capítulo 2: Modelos exploratórios para a prospecção de Pb e Zn utilizando 2.1. Apresentação	b dados de 11 11 11 12 12 12 13 15 17 17 17 17	

	2.4.2. Depósitos tipo Kuroko (Cu-Pb-Zn)	19
	2.4.3. Depósitos tipo NORANDA (Cu-Pb-Zn)	20
	2.4.4. Depósitos tipo Besshi (Zn-Cu-Pb)	21
	2.4.5. Depósitos tipo Cyprus (Cu-Zn)	22
	2.5. Características dos depósitos tipo SEDEX e VMS detectáveis por sensoriamen Modelos Exploratórios	nto remoto: 22
	2.6. Sensores utilizados na prospecção mineral	23
	2.6.1. Sensor Landsat Thematic Mapper (TM)	29
	2.6.2. Sensor ASTER (Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer)	on 30
	2.6.3. Sensor GEOSCAN MK II	30
	2.7. Modelos Exploratórios para depósitos tipo SEDEX e VMS utilizando os senso ASTER e GEOSCAN	ores TM, 31
	28 Discussão	21
	2.0. Discussio	51
3.	Capítulo 3: Estudo de caso: Caracterização geológica, petrográfica e es Prospecto Salobro- Porteirinha (MG)	spectral do 34
3.	 Capítulo 3: Estudo de caso: Caracterização geológica, petrográfica e es Prospecto Salobro- Porteirinha (MG) 3.1. Apresentação	spectral do 34 34
3.	 Capítulo 3: Estudo de caso: Caracterização geológica, petrográfica e es Prospecto Salobro- Porteirinha (MG) 3.1. Apresentação	spectral do 34 34 35
3.	 Capítulo 3: Estudo de caso: Caracterização geológica, petrográfica e es Prospecto Salobro- Porteirinha (MG) 3.1. Apresentação	spectral do 34 34 35 35
3.	 Capítulo 3: Estudo de caso: Caracterização geológica, petrográfica e es Prospecto Salobro- Porteirinha (MG) 3.1. Apresentação	spectral do 34 34 35 35 35
3.	 Capítulo 3: Estudo de caso: Caracterização geológica, petrográfica e es Prospecto Salobro- Porteirinha (MG) 3.1. Apresentação	spectral do 34 34 35 35 35 35 38
3.	 Capítulo 3: Estudo de caso: Caracterização geológica, petrográfica e es Prospecto Salobro- Porteirinha (MG) 3.1. Apresentação	spectral do 34 34 35 35 35 35 38 40
3.	 Capítulo 3: Estudo de caso: Caracterização geológica, petrográfica e es Prospecto Salobro- Porteirinha (MG) 3.1. Apresentação	spectral do 34 34 35 35 35 38 40 42
3.	Capítulo 3: Estudo de caso: Caracterização geológica, petrográfica e es Prospecto Salobro- Porteirinha (MG) 3.1. Apresentação. 3.2. Introdução. 3.3. Vias de acesso. 3.4. Aspectos fisiográficos regionais e locais. 3.5. Enquadramento geológico – geotectônico do Prospecto Salobro. 3.6. Geologia Local do Prospecto Salobro. 3.6.1. Complexo Gnáissico. 3.6.2. Seqüência Salobro.	spectral do 34 34 35 35 35 35 38 40 42 44
3.	Capítulo 3: Estudo de caso: Caracterização geológica, petrográfica e es Prospecto Salobro- Porteirinha (MG) 3.1. Apresentação	spectral do 34 34 35 35 35 38 40 42 44 44
3.	Capítulo 3: Estudo de caso: Caracterização geológica, petrográfica e es Prospecto Salobro- Porteirinha (MG) 3.1. Apresentação	spectral do 34 34 35 35 35 38 40 42 44 44 45

3.6.3. Rochas intrusivas	50
3.6.3.1. Metagabro	50
3.6.3.2. Granito	50
3.7. Descrição petrográfica das litologias do Prospecto Salobro	51
3.7.1. Complexo Gnáissico	51
3.7.2. Seqüência Salobro	51
3.7.2.1. Unidade A	51
3.7.2.2. Unidade B	52
3.7.2.3. Unidade C	56
3.7.3. Rochas Intrusivas	57
3.7.3.1. Metagabro	57
3.7.3.2. Granito	57
3.8. Caracterização espectral das litologias do Prospecto Salobro	58
3.8.1. Unidade A	58
3.8.2. Unidade B	60
3.8.3. Unidade C	66
3.8.4. Rochas intrusivas: Metagabro	68
3.9. Discussão	70
3.9.1. O contexto geológico do Prospecto Salobro	70
3.9.2. A Seqüência Salobro e a mineralização de Zn-Pb	72
3.9.3. Os dados espectrais do Prospecto Salobro	76
3.9.4. Modelo de detecção do Prospecto Salobro utilizando o sensor GEOSCAN	77

4.	Capítulo 4: Estudo de caso: Mapeamento remoto da mineralização de Prospecto Salobro (MG), utilizando dados GEOSCAN MKII	Zn (Pb) no 80
	4.1. Apresentação	80
	4.2. Pré-processamento	80
	4.2.1. Correção atmosférica	80
	4.2.2. Correção geométrica	82
	4.3. Processamento digital de imagens	82
	4.3.1. PDI – Técnicas Tradicionais	83
	4.3.1.1. Aumento de contraste	83
	4.3.1.2. Composições coloridas	83
	4.3.1.3. Modelo digital de terreno	88
	4.3.1.4. Operações aritméticas	91
	4.3.1.5. Análise por Principais Componentes	96
	4.3.2. PDI – Classificação Espectral	103
	4.3.2.1. Spectral Angle Mapper (SAM)	105
	4.3.2.2. Spectral Feature Fitting (SFF)	110
	4.4. Discussão	113
	4.4.1. Escala de reconhecimento	113
	4.4.2. Escala regional	115
	4.4.3. Escala de detalhe	116
5.	Capítulo 5: Conclusões	118

ANEXO : Fundamentos da Espectroscopia de R eflectância

6. Referências Bibliográficas

122

ÍNDICE DAS FIGURAS

Figura 1.1: Espectrorradiômetro <i>FieldSpec</i> ao qual está acoplado um <i>lap top</i> e uma apoio da fibra ótica	pistola de 5
Figura 1.2: Fluxograma dos métodos empregados durante o decorrer da pesquisa	7
Figura 2.1: Seção idealizada a partir dos principais atributos observados em depó SEDEX (modificado de Goodfellow <i>et al.</i> 1993)	sitos tipo 14
Figura 2.2: Análise de seqüência estratigráfica em três diferentes tipos de ambientes de minerais estratiformes. Interpretação paleo-ambiental Morganti (1981) (modificado <i>et al.</i> 1998)	depósitos de Ruffel 15
Figura 2.3: Características gerais de um modelo ideal de depósitos tipo VMS. 1997)	(Watkins 18
Figura 2.4: Seção idealizada de um típico depósito Kuroko (Sato 1974)	20
Figura 2.5: Resoluções espectrais e espaciais dos sensores GEOSCAN, ASTER e Land principais intervalos espectrais para a distinção de íons e ligações moleculares a SWIR e TIR	dsat TM e no VNIR, 27
Figura 3.1:Metodologia aplicada para a caracterização espectral e petrogr prospecto	ráfica do 34
Figura 3.2: Mapa de localização e principais acessos ao Prospecto Salobro (Po MG)	orteirinha- 36
Figura 3.3: Vista geral do Prospecto Salobro no período úmido	37
Figura 3.4: Visão geral do Prospecto Salobro no período seco	37
Figura 3.5: Mapa geológico regional do Bloco Itacambira-Monte Azul no contexto da Dobramento Araçuaí. (Guimarães et al. 1993)	i Faixa de 39
Figura 3.6: Mapa geológico entre os municípios de Itacambira e Monte Azul (Guima: 1993)	rães <i>et al.</i> 39
Figura 3.7: Mapa geológico do Prospecto Salobro (modificado de DOCEGEO 1999)	41
Figura 3.8: Fotografias das unidades aflorantes no Prospecto Salobro	43
Figura 3.9: Perfil ilustrado do anfibólio xistos laminados da Unidade B aflorantes no Córrego Salobro (área central do Prospecto)	perfil do 47
Figura 3.10: Fotografias das litologias aflorantes no Prospecto Salobro	49

Fig. 3.11a:	Curvas espectra	is relativa	s a litolo	gia da u	inidade A	.			. 59	
Fig.3.11b : Fig.3.11	Classificação a	mineral	obtida	pelo	SIMIS	2.9	referentes	às	curvas . 59	da
Fig3.12a: (Curvas espectrai	s da unidad	de B rela	tiva aos	s anfibóli	o xisto	os laminados	5	. 60	
Fig3.12b : Fig.3.12	Classificação a	mineral	obtida	pelo	SIMIS	2.9	referentes	às	curvas . 60	da
Fig3.13a: (Curvas espectrais	s referente	s ao mine	ério inc	luso na U	Jnidad	e B	•••••	63	
Fig3.13b: Fig.3.13	Classificação a	mineral	obtida	pelo	SIMIS	2.9	referentes	às	curvas . 63	da
Fig3.14a: (Curvas espectrais	s referente	s às form	ações f	ferríferas	magn	éticas		. 64	
Fig3.14b : Fig.3.14	Classificação a	mineral	obtida	pelo	SIMIS	2.9	referentes	às	curvas . 64	da
Fig3.15a: (Curvas espectrais	s referente	s às form	ações f	ferríferas	não n	agnéticas		. 66	
Fig3.15b : Fig.3.15	Classificação a	mineral	obtida	pelo	SIMIS	2.9	referentes	às	curvas . 66	da
Fig3.16a: (Curvas espectrais	s referente	s aos mei	tassedin	nentos in	cluso	na unidade	C	. 67	
Fig3.16b: Fig.3.16	Classificação a	mineral	obtida	pelo	SIMIS	2.9	referentes	às	curvas . 67	da
Fig3.17a: (Curvas espectrais	s referente	s ao meta	agabro.					69	
Fig3.17b: Fig.3.17	Classificação a	mineral	obtida	pelo	SIMIS	2.9	referentes	às	curvas . 69	da
Figura 3.18 ou duas	8: Perfil esquem (B) falhas de des	ático da baslocamento	acia tipo o basal	gráben	do Pros	pecto	Salobro, ass	ociad	oauma . 74	(A)
Figura 4.1 Salobro.	: Fluxogramana	do proces	ssamento	das ir	nagens C	EOS	CAN MKII	para	o Prospe 81	ecto
Figura 4.2 indica a	: Composição co área onde está co	olorida rea ontido o P	al obtida rospecto	com da Salobre	ados GE(o	OSCA	N. O retâng	julo e	em verme 84	elho
Figura 4.3:	Imagem demor	nstrando a	distribui	ção veg	etal no P	rospe	cto Salobro.		86	
Figura 4.4 Salobro.	4: Imagem RG	BB da d	istribuiçâ	io da	sílica,	hidro>	tila e ferro	o no	Prospe 87	cto

.

Figura 4.5: Modelo Digital de Terreno da cobertura vegetal presente na malha do ProspectoSalobro. Composição colorida em RGB das bandas 17, 8 e 260
Figura 4.6: Modelo Digital de Terreno associado a imagem RGB demonstrando a distribuição da sílica (banda 20), hidroxila (banda 14) e do ferro (banda 6) na malha do Prospecto Salobro
Figura 4.7: Fluxograma para determinação de razões de bandas GEOSCAN orientadas por feições espectrais características de materiais geológicos do Prospecto Salobro 92
Figura 4.8: Curvas espectrais das litologias presentes no Prospecto Salobro reamostradas para as bandas espectrais do sensor GEOSCAN MKII
Figura 4.9: Diagramas polares das razões entre as bandas do sensor GEOSCAN MK II para a imagem do Prospecto Salobro
Figura 4.10: Imagem RGB de razão entre bandas, sendo a coloração teórica para cada unidade expressa na Tabela 4.2
Figura 4.11: Composição colorida entre PC's referentes a goetita e a sericita+caolinita. Observa- se o predomínio de goetita tanto nas fomrações ferríferas como nos metarenitos do Grupo Macaúbas
Figura 4.12: Composição colorida entre PC's que visavam o realce das formações ferríferas bandadas e nível de <i>metachert</i> ferruginoso. As respostas referentes a estas litologias aparecem em branco na imagem
Figura 4.13: Exemplos de aplicação do Spectral Angle Mapper (SAM) em duas dimensões (2 bandas)
Figura 4.14: Classificação espectral pelo Spectral Angle Mapper utilizando como endmembercurvas espectrais das formações ferríferas e do minério
Figura 4.15: Classificação espectral pelo Spectral Angle Mapper utilizando como endmember curva espectral do xisto basal
Figura 4.16: Gráficos de dispersão entre as imagens RMS e Scale geradas a partir da classificação espectral SFF (Spectral Feature Fitting) 111
Figura 4.17: Imagem fit da classificação espectral realizada pelo Spectral Feature Fitting para as formações ferriferas não-magnéticas. 112

ÍNDICE DAS TABELAS

Tabela 1.1: Especificações das bandas do GEOSCAN MKII para o aerolevantamento de Riacho dos Machados (fonte: PROSPEC 1993)
Tabela 1.2: Distorções em sistemas de imageamento óptico acoplado à plataformas aerotransportadas. (Crósta 1992)4
Tabela 1.3: Efeitos de distorções não-sistemáticas em plataformas aeroportadas. As linhas tracejadas indicam as imagens restauradas e linha cheia as imagens distorcidas (Crósta 1992)
Tabela 2.1: Composição das rochas na fácies sedimentar distal de diferentes depósitos tipo SEDEX (Goodfellow et al. 1993).
Tabela 2.2: Principais características dos depósitos do tipo SEDEX e intervalos espectrais e resoluções espaciais necessárias para a detecção por sensoriamento remoto
Tabela 2.3: Principais características dos depósitos do tipo VMS - subtipo Kuroko e intervalos espectrais e resoluções espaciais necessárias para a detecção por S.R
Tabela 2.4: Principais características dos depósitos do tipo VMS – subtipo Noranda e intervalos espectrais e resoluções espaciais necessárias para a detecção por S.R
Tabela 2.5: Principais características dos depósitos do tipo VMS - subtipo Besshi e intervalos espectrais e resoluções espaciais necessárias para a detecção por S.R
Tabela 2.6: Principais características dos depósitos do tipo VMS – subtipo Cyprus e intervalos espectrais e resoluções espaciais necessárias para a detecção por S.R
Tabela 2.7: Especificação do intervalo espectral e das resoluções espaciais das bandas do sensor Landsat 5 TM
Tabela 2.8: Especificação do intervalo espectral e das resoluções espaciais das bandas do sensor ASTER. 29
Tabela 2.9 : Bandas dos sensores Landsat TM, ASTER e GEOSCAN, nas quais as característicaslistadas nas tabelas 2.2, 2.3, 2.4, 2.5 e 2.6 são teoricamente detectáveis
Tabela3.1:Porcentagem dos minerais presentes nas lâminas dos xistos anfibolíticos
Tabela 3.2: Intervalos espectrais e bandas do sensor GEOSCAN selecionadas para a detecção das principais feições do Prospecto Salobro por sensoriamento remoto
Tabela 4.1: Razões de bandas realizadas por Agar (1994), Hernandes (1994), Prado (1997) ePenteado (1999)

Tabela 4.2: Tripletos em RGB e teórica coloração de cada unidade para imagem......96

Tabela 4.3: Bandas escolhidas para utilização da FPCS na imagem GEOSCAN......100

.....

4

Act: actinolita	Gn: galena	Opx: ortopiroxênio
Ab: albita	Gt: goethita	Phl: flogopita
And: andalusita	Gp: gipso	Pl: plagioclásio
Anh: anidrita	Gr: grafita	Py: pirita
Ank: ankerita	Hem: hematita	Prl: pirofilita
An: anortita	Hbl: horblenda	Po: pirrotita
An: anatita	Ill: illita	Qtz: quartzo
Any: arsenonirita	Ilm: ilmenita	Rt: rutilo
Rrt: barita	Kln: caolinita	Srp: serpentina
Bt: biotita	Kfs: feldspato potássico	Sd: siderita
Br: hornita	Ky: cianita	Sil: silimanita
Cny: alinaniravânia	Lpd: lepidolita	Sp: esfalerita
Cpx. chilophoxeliko	Lm: limonita	St: estaurolita
Cal: calcha	Mag: magnetita	Tlc: talco
Ce: calcocha	Mo: molibidenita	Ttn: titanita
	Maf: máficos	Tur: turmalina
Chi: clorita	Mnt: montimorilonita	Tr: tremolita
Cld: cloritoide	Ms: muscovita	Vrm: vermiculita
Czo: clinozoisita	Oam: ortoanfibólio	Zrn: zircão
Di: diopsídio	Or: ortoclásio	Zo: zoisita
Dol: dolomita	Onac: onacos	20. 201010
Ep: epidoto	opuo. opuoos	

Abreviações de minerais utilizadas nesta dissertação. Modificado de Kretz (1983).



UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS/ INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS/DMG

PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS ÁREA DE METALOGÊNESE

MODELOS EXPLORATÓRIOS PARA A PROSPECÇÃO DE Pb/Zn UTILIZANDO DADOS DE SENSORIAMENTO REMOTO: ESTUDO DE CASO DO PROSPECTO SALOBRO (PORTEIRINHA – MG)

RESUMO

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Tati de Almeida

Esta dissertação propõe estratégias para a prospecção de Pb e Zn em depósitos tipo SEDEX e VMS, com base em dados de sensoriamento remoto. Com este objetivo, este estudo foi subdividido em 2 etapas: na primeira, foram confeccionados, através de compilação bibliográfica, modelos descritos para diversos tipos e sub-tipos de depósitos de Pb e Zn e indicados intervalos espectrais ótimos para a detecção, por sensores multiespectrais, de feições relacionadas à estes depósitos. Na segunda etapa, foi realizado o teste do modelo de detecção, utilizando-se dados do sensor GEOSCAN (24 bandas espectrais e resolução espacial de 5m) na área do Prospecto Salobro (Porteirinha – MG), que compreende uma mineralização de Zn, com Pb subordinado.

A partir dos modelos descritivos constatou-se que os depósitos tipo SEDEX e VMS diferem principalmente quanto à rocha hospedeira do minério, sedimentar e vulcânica, respectivamente. As características potencialmente detectáveis por sensoriamento remoto para depósitos tipo SEDEX são principalmente aquelas relacionadas aos produtos de alteração primária e secundária, enquanto nos depósitos tipo VMS, a rocha hospedeira constitui-se no principal alvo do sensoriamento.

Com intuito de subsidiar a adaptação do modelo de detecção conceitual e sua aplicação ao Prospecto Salobro, foi realizado um estudo petrográfico e espectral na área do prospecto, assim como levantados os aspectos fisiográficos locais. A existência de densa vegetação (mesmo na época de seca) e a presença de solos *in situ* e transportados, sobre grande parte das rochas do prospecto, limitam consideravelmente a aplicação do modelo de detecção. Desta forma, foram definidos dois intervalos espectrais a serem explorados no processamento dos dados GEOSCAN, enfocando a detecção potencial das rochas hospedeiras (horizonte de *metachert* ferruginoso) e outras rochas diretamente associadas à mineralização (formações ferriferas): (i) 300-1000nm – cobrindo o espectro visível e infra-vermelho próximo, para o mapeamento de óxidos e hidróxidos de Fe; e (ii) 8500-12500nm – cobrindo o espectro termal, para o mapeamento de zonas ricas em sílica.

O processamento digital dos dados GEOSCAN foi subdividido entre a aplicação de técnicas tradicionais para a discriminação das rochas presentes no prospecto (*i.e.*, RGB, operações aritméticas e principais componentes) e a aplicação de técnicas objetivando a identificação direta destas rochas (*i.e.*, SAM e SFF). Conforme previsto no modelo, ambas as técnicas, principalmente as tradicionais (*i.e.*, banda 20 - 9170nm ± 530nm; banda 14 - 2176nm ± 44nm e banda 6 - 740nm ±23nm, em RGB), foram capazes de mapear com sucesso a expressão superficial do minério (*metachert* ferruginoso) e das formações ferriferas bandadas associadas. As demais rochas reconhecidas no prospecto não puderam ser discriminadas ou identificadas, principalmente devido aos obstáculos impostos pela cobertura vegetal e solos.

Esta pesquisa demonstrou que modelos exploratórios teóricos baseados em dados de sensoriamento remoto são de grande importância na delimitação de jazimentos de metais base. Porém, o impacto dos aspectos fisiográficos locais, bem como a escolha do tipo de sensor a ser utilizado, devem ser considerados com cautela na estratégia de prospecção. No Prospecto Salobro, apesar das características fisiográficas serem desfavoráveis, a utilização de um modelo de detecção específico para o depósito, juntamente com dados de alta resolução espacial e espectral, possibilitou o mapeamento remoto do horizonte mineralizado em zinco, resultado raramente atingido em estudos prévios realizados em terrenos tropicais.



UNICAMP

UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS/ INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS/DMG

PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS ÁREA DE METALOGÊNESE

EXPLORATION MODELS FOR TARGETING PB/ZN DEPOSITS USING REMOTE SENSING DATA: A STUDY CASE IN THE SALOBRO PROSPECT (PORTEIRINHA – MG)

ABSTRACT

MASTER DISSERTATION Tati de Almeida

The chief goal of this research is to design remote sensing strategies for targeting SEDEX and VMS-type Pb/Zn deposits. The investigation was two-folded. Firstly, based on the available literature, descriptive models were compiled for several types and sub-types of Pb/Zn deposits and optimum spectral bandwidths covered by contemporary multispectral sensors were suggested for detection of their primary geologic features. Secondly, the detection model was tested in the Salobro Zn(Pb) Prospect (Porteirinha – MG), considering GEOSCAN data that consist of 24 spectral bands at 5m spectral resolution.

The descriptive models unanimously indicate that SEDEX and VMS deposits differ mostly by their host rocks, which are sediments and volcanics, respectively. The characteristics of SEDEX deposits that are potentially detectable by remote sensing comprehend primary and secondary alteration assemblages, whereas VMS deposits can be sensed by their ordinary host rocks.

Before the conceptual detection model was tested in the Salobro Prospect, a geologic surveying followed by petrographic and spectral analysis were accomplished in order to tune the model to a list of local geologic observational phenomena at the surface (e.g., favourable host rocks, alteration patterns, structural controls) that might lend themselves to remote sensing investigation. The list of observational phenomena were then filtered by a set o physical environmental constraints (climate, vegetation and soil cover) to produce a new set of landscape attributes (detectable phenomena) that stood a reasonable chance of being detected and exploited in this particular study area. Dense vegetation (even in dry seasons) and soil (either *in situ* or transported) cover most of rocks throughout the prospect, which limits considerably the observational features, screening the detectable features to a few. Among the main detectable features are the Zn ore zone (feruginous metachert) and banded iron formations closely associated to it. Key spectral bandwidths to detecting these two sets of rocks and that are simultaneously available within GEOSCAN data, comprise : (i) 300-1000nm– covering the visible and near infrared region of the spectrum, for mapping iron oxides and hydroxides; and (ii) 8500-12500nm– covering the thermal region, for mapping silica-rich rocks.

A reasoned thematic mapping approach, favoured in this study, tailored image processing of GEOSCAN data to the specific attributes of interest, focusing on the detectable features yielded from the model. In this view, image processing was split in two steps: (i) a basic toolkit for image processing, including colour composite images, band ratios and principal component transformations, were applied to the data aiming to discriminate between the key rocks of the prospect; (ii) spectral classifiers (SAM and SFF) were then employed to identify such rocks based on spectral libraries. As predicted by the detection model, both sets of techniques, particularly the ordinary ones (e.g., band 20 - 9170nm \pm 530nm; band 14 - 2176nm \pm 44nm and banda 6 - 740nm \pm 23nm, in RGB), were able to successfully map the surface expression of the ore zone and the banded iron formations within the prospect. However, most of the other geologic features associated to the deposit were masked by vegetation and soil cover.

This research has demonstrated that theoretical exploration models based on remote sensing data can sufficiently support the indirect targeting of base metal deposits. However, the physical environment at the surface as well as the choice of remote sensing data may constrain the suitability of the model for a particular scale. Using the Salobro Prospect as a control, this work showed that the application of a specific detection model coupled with the moderately high spatial and spectral resolution of GEOSCAN data was able to frame the ore zone accurately, an achievement that has been rarely repeated in tropical terrains.

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO

1.1. Apresentação

Depósitos minerais de metais base podem ser classificados em diversos tipos e sub-tipos em função de suas características geológicas, tais como geometria, composição do minério e das rochas encaixantes, estrutura e extensão lateral. No entanto, vários destes depósitos possuem feições em comum. Por exemplo, uma variedade de depósitos de Pb e Zn descritos na literatura apresentam íntima relação com sistemas hidrotermais e estruturas rúpteis de alto ângulo (Spatz 1997; Spatz & Wilson 1997).

Embora os depósitos de metais base sejam bem conhecidos em diversas partes do mundo, pouco ainda foi realizado no sentido de demonstrar quais dentre suas características, relacionamse convenientemente a dados de sensoriamento remoto multiespectral (Spatz & Wilson 1997).

No entanto, nota-se a crescente necessidade, no mercado mundial, de modelos prospectivos utilizando dados de sensoriamento remoto como ferramenta de suporte (Chenkui *et al.* 1991, Largie *et al.* 1993, Spatz 1997, Spatz & Wilson 1997, Spatz 1999, Swalf *et al.* 1999, Almeida *et al.* 1999, Swalf 2000). A escassez de modelos de prospecção baseados neste tipo de dados faz com que a utilização destes seja sub-empregada, devido à falta de estratégias adequadas para o seu processamento.

O uso integrado de modelos prospectivos clássicos e dados multiespectrais de baixa e média resoluções espectrais (Landsat TM e GEOSCAN MK II) já demonstrou sua eficiência no delineamento de áreas favoráveis à ocorrência de metais preciosos (*cf.* Largie *et al.* 1993). Como conseqüência dos resultados positivos obtidos nestes experimentos, torna-se também atrativo o estabelecimento de parâmetros básicos para a utilização objetiva de dados multiespectrais e de sensoriamento remoto em prospecção mineral de depósitos de Pb e Zn, este último emergente no mercado de bens minerais.

1.2. Objetivos

O trabalho aqui proposto visa o desenvolvimento de estratégias para a prospecção de Pb e Zn com base em dados de sensoriamento remoto multiespectral para depósitos tipo SEDEX e depósitos tipo VMS, sub-tipos Noranda, Kuroko, Besshi e Cyprus. Hipóteses de trabalho serão norteadas por modelos de depósitos de sulfetos de Pb e Zn bem estabelecidos na literatura e estratégias para o processamento digital de imagens e possível delineamento remoto de ocorrências de sulfetos serão testadas numa área mineralizada nestes metais - i.e., Prospecto Salobro, município de Porteirinha (MG), um depósito de Zn e subordinadamente de Pb, atualmente em fase final de prospecção pela Rio Doce Geologia e Mineração (DOCEGEO) (Abreu & Oliveira 1998).

O cumprimento do objetivo acima exposto depende da integração dos dados a serem obtidos em cada uma das seguintes etapas:

- ✓ compilação das principais características relacionadas aos depósitos de Pb e Zn tipo VMS e SEDEX, com posterior correlação aos principais intervalos espectrais onde tais características poderão ser detectadas por sensoriamento remoto;
- ✓ caracterização espectral e petrográfica das litologias presentes na área-teste para avaliação e classificação do Prospecto de Zn (Pb) Salobro em um dos modelos de depósitos descritos;
- ✓ teste da capacidade de detecção das características mencionadas no modelo descritivo e das características observadas em dados multiespectrais de média resolução espectral (sensor GEOSCAN MKII) através da compilação, aprimoramento e desenvolvimento de metodologias para o processamento digital da imagem.

1.3. Materiais

1.3.1. Imagem do sensor aerotransportado GEOSCAN-MKII- características da aquisição dos dados

A imagem utilizada neste projeto foi adquirida no mês de agosto do ano de 1992, durante um levantamento aeroportado utilizando o sensor multiespectral GEOSCAN MK-II. Este levantamento foi realizado pela empresa PROSPEC na área de Riacho dos Machados (MG) e vizinhanças.

O sensor GEOSCAN MK-II foi desenvolvido pela empresa australiana Geoscan Pty. Ltd. para o uso em exploração mineral. As características e potencial deste sensor são citadas em vários trabalhos entre os quais Lyon & Honey (1989); Davis II & Lyon (1991); Largie *et al.* (1993); Agar (1994); Hernandes & Crósta (1994); Hernandes (1994); Du (1996); Crósta *et al.* (1996); Agar & Villanueva (1997); Fraser & Agar (1997) e Prado (1997). Este imageador possui 46 bandas espectrais dentre as quais 24 podem ser selecionados simultaneamente para a captação dos dados. Estas 24 bandas estão dividas ao longo do espectro eletromagnético entre 450 e 12.000 nm, abrangendo as regiões do visível- infravermelho próximo (VNIR), infravermelho ondas curtas (SWIR) e infravermelho termal (TIR). O campo de visada (FOV) é de \pm 45° com um campo de visada instantâneo de 2.1 a 3.0 miliradianos. Para o aerolevantamento de Riacho dos Machados a resolução espacial (no caso deste sensor, variável com a altura do vôo) foi de 5m. Os intervalos espectrais específicos dos dados coletados neste levantamento encontram-se listados Tabela 1.1.

Bar	ıda	Comprimento de ouda central (nm)	Largura da banda (nm)	Bar	ıda	Comprimento de onda central (nm)	Largura da banda (nm)
1		522	42	13		2136	44
2	1	583	67	14	7	2176	44
3	1	645	71	15	B	2220	44
4		693	24	16	M	2264	44
5	X	717	24	17		2308	44
6	13	740	23	18		2352	44
7	1	830	22	19		8640	530
8		873	22	20		9170	530
9	1	915	21	21	_ ∝	9700	530
10		955	20	22] E	10220	533
11		2044	44	23	7	10750	533
12		2088	44	24	7	11280	533

 Tabela 1.1: Especificações das bandas do GEOSCAN MKII para o aerolevantamento de Riacho dos Machados (fonte: PROSPEC 1993)

Uma característica deste sensor é que o intervalo dinâmico de cada banda espectral é estabelecido através de ajustes de ganho e *offset*. Para determinar este ajuste é feito um vôo preliminar sobre a área, estabelecendo-se as intensidades máxima e mínima para cada banda e redistribuindo-se os valores no intervalo dinâmico de 8 *bits* (*digital numbers*-DNs variando de 0 a 255). Este procedimento elimina as etapas de pré- processamento para ajuste de histograma da imagem.

Como qualquer dado de sensoriamento remoto obtido por plataforma aerotransportada, as imagens adquiridas pelo sensor GEOSCAN MKII são sujeitas a uma série de distorções, tais como: distorção *tan theta*, distorção no tamanho do *pixel*, distorção de curva sigmóide (Tabela 1.2); além das distorções não sistemáticas (Tabela 1.3).

a platatornias aeroportadas (crosta 1772)							
Distorções	Causa	Efeito no imageamento	Correção				
tan theta	Distanciamento do sistema de varredura do ponto NADIR.	A imagem bruta que possuía 768 pixels passa a ter, após a correção, 990 pixels	Reamostragem da imagem para que esta tenha um espaçamento de <i>pixel</i> constante				
Tamanho do <i>píxel</i>	Captura pelos detectores de dados com formato retangular e não quadrado	Os pixels dobram de tamanho no final da linha imageada, gerando uma imagem desfocada nas bordas	Aplicação de algoritmos de deconvolução para focar a imagem				
Distorção curva sigmóide	Sistema de imageamento	Os pixels tem o formato retangular e não quadrado como o esperado	Aplicação de algoritmos para ajustar os <i>pixels</i> da imagem				

 Tabela 1.2: Distorções em sistemas de imageamento óptico acoplados

 à plataformas aeroportadas (Crósta 1992)

Tabela 1.3: Efeitos de distorções não-sistemáticas em plataformas aeroportadas. A	As linhas
acejadas indicam as imagens restauradas e as linhas cheias as imagens distorcidas (C	rósta 1992).



As correções para minimizar os efeitos de espalhamento atmosférico e distorções geométricas *tan theta* foram realizadas logo após o imageamento da região pelo Sistema GEOSCAN de Processamento de Imagens (GIPSy), empregado pela PROSPEC.

As imagens digitais geradas por sensores remotos possuem freqüentemente imperfeições denominadas de ruídos, inerentes ao processo de imageamento e transmissão. A presença destas imperfeições na cena de Riacho dos Machados ocorrem nas bandas 24, 23, 22, 21, 20 e 19 (infravermelho termal), em ordem decrescente de intensidade. O ruído, muito embora presente, não foi um obstáculo determinante para o uso destas bandas dentro das necessidades deste projeto, sendo seus efeitos nas imagens, negligenciáveis.

1.3.2. Espectrorradiômetro FieldSpec Full Resolution (FR)

O instrumento para o estudo da espectroscopia de reflectância utilizado neste projeto foi um espectrorradiômetro portátil da *Analytical Spectral Devices (ASD)*: o <u>FieldSpec Full</u> <u>Resolution (FR)</u>, pertencente ao Laboratório de Espectroscopia de Reflectância (LER) do Instituto de Geociências da UNICAMP (Figura 1.1). Tal aparelho detecta radiação eletromagnética no intervalo espectral entre 350nm e 2500nm, com o total de 3 detectores independentes: 1 espectrômetro formado por arranjo de fotodiodo de silício (512 elementos) cobrindo o intervalo de 350 à 1005nm e os outros 2 cobrindo o intervalo de 1005 à 2500nm e constituídos por *scanners* de alta velocidade de InGaAs, termoeletricamente resfriados (*Analytical Spectral Devices* 1993-1994).

Este equipamento representa uma nova ferramenta para a análise espectral de materiais geológicos em condições naturais e de laboratório, mostrando uma relação bastante alta entre sinal/ruído. Estudos comparativos entre diferentes tipos de espectrorradiômetros portáteis mostram a eficácia do *FieldSpec FR* em relação aos outros (Taylor *et al.* 1997).



Figura 1.1: Espectrorradiômetro *FieldSpec* ao qual está acoplado um *lap top* e uma pistola de apoio da fibra ótica.

A captação da reflectância de um material com este instrumento é basicamente realizada em 5 etapas, abaixo enumeradas (*Analytical Spectral Devices*,1993-1994):

- utilização de uma fonte de iluminação estável, artificial, em condições controladas de laboratório, ou mesmo uma fonte de iluminação solar ambiente (para medidas em campo) sobre o material alvo;
- 2. calibração do aparelho a partir de uma medida padrão (i.e. reflectância conhecida);
- captação da radiação eletromagnética (REM) do material alvo, por um cabo de fibra ótica, utilizando frentes óticas (*foreoptics*) com lentes de 1°, 5° e 18° que determinam o campo a ser amostrado no material alvo;

- condução da REM através desta fibra ótica para uma grade de difração holográfica (*holographic diffraction grating*), onde os componentes do espectro são separados e refletidos para os 3 detetores independentes; e
- conversão da corrente fotoelétrica de cada detector em voltagem e transformação de dados analógicos em digitais, quando, então, os dados digitais são transferidos para a memória do computador acoplado ao espectro-radiômetro.

Neste projeto, utilizou-se uma fonte artificial de iluminação para as medições espectrais (lâmpada halógena de 3000° K de temperatura) e uma lente redutora do campo de visada de 1° a uma distância de aproximadamente 20cm do material alvo, que proporcionou um FOV de 0,35 cm. A calibração do aparelho foi realizada através de uma placa de referência, constituída por um composto ótico sintético (*Spectralon*), que se comporta como uma superfície lambertiana quaseideal (mínima reflexão especular de REM). A coleta e o processamento dos dados foram efetuados com o auxílio de um *lap top* e *software* controlador (*FR*). Este software, opcionalmente, trabalha integrado ao *Spectral Angle Mapper* (*SAM*, Kruse *et al.* 1993), um programa capaz de analisar automaticamente o conteúdo mineralógico de uma curva espectral, com base em bibliotecas espectrais de referência, tais como a do *United States Geological Survey* - *USGS* (http://speclab.cr.usgs.gov/spectral-lib.html).

Vários trabalhos já atestaram o grande potencial de aparelhos de espectroscopia de reflectância para identificação mineralógica. Com o advento de espectrômetros portáteis de alta resolução espectral, cada vez mais esta técnica está sendo difundida tanto para auxiliar o complexo entendimento entre as interações matéria e energia, base para o uso do sensoriamento remoto (Maracci 1992; Curtiss & Goetz 1994), como para o auxílio à identificação de minerais, mapeamento de zonas de alteração hidrotermal, estudos cristalográficos, entre outros (Duke 1994, Martines-Alonso *et al.* 1997 *in* Passos 1999).

1.3.3. Outros Materiais

- ✓ GPS- Garmin, modelo 45XLII;
- ✓ Software *Ermapper v. 6.0* e *ENVI v. 3.1* em estações de trabalho SUN;
- ✓ Softwares Corel Draw, Autocad 2000, SIMIS Feature Search 1.3 e SIMIS Field 2.9.

1.4. Métodos

Esta dissertação foi subdividida em duas etapas. A primeira etapa compreendeu a montagem de um modelo descritivo que poderá servir como subsídio para a prospecção de depósitos de Pb e Zn com base em sensoriamento remoto. Uma segunda etapa envolveu a adaptação e a aplicação deste modelo utilizando o Prospecto Salobro como área teste. A Figura 1.2 representa de forma esquemática todas as etapas cumpridas neste trabalho.



Figura 1.2: Fluxograma dos métodos empregados durante o decorrer da pesquisa

1.4.1. Modelo Descritivo

O objetivo desta etapa foi o de montar tabelas onde constam as principais características dos depósitos tipos VMS- *Volcanogenic Massive Sulfide* e SEDEX- *Sedimentary Exalative Zn-Pb-Ag* e quais, dentre estas características, podem ser detectadas por sensoriamento remoto. Para alcançar este objetivo foram cumpridas as seguintes sub-etapas:

a) Levantamento bibliográfico

As características dos depósitos tipos VMS e SEDEX, tais como, geometria, dimensões, composição das rochas hospedeiras e encaixantes foram compiladas da literatura.

b) Modelo descritivo de depósitos de sulfetos maciços de Pb e Zn tipo SEDEX e VMS

Os dados compilados na etapa anterior foram organizados sob forma de um banco de dados tabular, o qual permitiu a geração de modelos descritivos para os diversos tipos e sub-tipos de depósitos de sulfetos maciços. Estes modelos serviram como base para a avaliação de fenômenos observáveis, principalmente em superfície, os quais podem ser utilizados para investigações baseadas em sensoriamento remoto.

c) Modelo para prospecção de depósitos tipo SEDEX e VMS utilizando dados multiespectrais

Nesta sub-etapa foram integradas as características levantadas no item anterior dos diferentes tipos e sub-tipos de depósitos de Pb e Zn com as resoluções espectrais e espaciais necessárias para a detecção por sensoriamento remoto destas características.

As resoluções espectrais requeridas para a observação das principais assembléias mineralógicas associadas a depósitos de Pb e Zn (tais como, minerais de alteração primária e secundária no *pipe* e na zona lateral e rochas hospedeiras das mineralizações), com base em dados de sensoriamento remoto, foram estimadas. As curvas de reflectância espectral dos principais minerais relacionados foram extraídas de bibliotecas espectrais de referência e, em seguida, reamostradas para as bandas de alguns sensores de baixa e alta resolução espectral conhecidos (TM, ASTER e GEOSCAN) e de uso na prospecção mineral.

Nesta fase foram também estimadas as resoluções espaciais necessárias para a detecção dos atributos físicos destes depósitos, tais como, dimensões dos corpos de minério, das zonas de alteração hidrotermal e extensão das rochas encaixantes.

1.4.2. Aplicação do modelo - estudo de caso no Prospecto Salobro

Os modelos prospectivos confeccionados na primeira etapa deste trabalho foram aplicados utilizando como área teste o Prospecto Salobro. Para o estudo das feições detectáveis no prospecto, foram cumpridas diversas sub-etapas, abaixo descritas:

a) Trabalho de campo

O trabalho de campo foi realizado em duas fases. A primeira fase, de apenas 3 dias, objetivou o reconhecimento da área e das principais litologias que compõem o Prospecto Salobro. A segunda campanha de campo, com 15 dias de duração, teve por objetivo a verificação dos mapas e perfis geológicos da área, previamente confeccionados pela DOCEGEO, e possibilitou a descrição e amostragem sistemática das principais unidades aflorantes no prospecto.

b) Análise petrográfica das amostras coletadas

Foram confeccionadas 36 lâminas delgadas e 2 seções delgada-polidas das amostras coletadas no Prospecto Salobro para descrição dos minerais, textura e transformações mineralógicas presentes nas diferentes unidades aflorantes.

c) Análise espectral das amostras coletadas

A análise espectral objetivou a definição da assinatura espectral das diferentes unidades documentadas no Prospecto Salobro. Foram realizadas, em média, 50 medidas espectrais para amostras de uma mesma unidade. Dentre estas, selecionou-se as curvas de reflectância espectral representativas da variação espectral/mineralógica observada em cada unidade, minimizando a redundância de dados.

d) Modelo conceitual de detecção

Dentre as características observadas no campo e detalhadas através de análises petrográficas e espectrais, foram avaliados quais fenômenos possivelmente são detectáveis sob as resoluções espacial e espectral dos dados GEOSCAN no Prospecto Salobro, mediante as limitações fisiográficas típicas desta região (i.e., densa cobertura vegetal, espesso manto de intemperismo e relevo constituído por cristas).

A partir disso, foi concebida uma estratégia de processamento digital de imagens para a detecção dos principais atributos do prospecto utilizando-se dados deste sensor.

e) Detecção do Prospecto Salobro pelo sensor GEOSCAN

O processamento das imagens GEOSCAN foi subdividido em duas fases. Na primeira buscou-se a **discriminação** das principais feições do depósito, através de composições coloridas (RGB) de bandas, operações aritméticas entre bandas e análises por principais componentes. Para a **identificação** (mapeamento) de minerais com base na sua assinatura espectral, foram avaliados os algoritmos *SAM* (*Spectral Angle Mapper*) e o *SFF* (*Spectral Feature Fitting*).

Com base nos resultados obtidos neste estudo, numa última etapa do projeto, foram discutidos vantagens, limites e viabilidade do uso de sensoriamento remoto na prospecção de depósitos de Pb e Zn em áreas tropicais que não apresentam condições favoráveis, isto é, áreas com densa cobertura vegetal, pouca exposição do substrato, presença de colúvio, etc. O teste de um modelo exploratório específico para o Prospecto Salobro, utilizando dados de sensoriamento remoto, servirá, a princípio, como uma referência para prospecção destes depósitos em outras áreas com características fisiográficas similares àquelas da região de Janaúba-Porteirinha (MG).

CAPÍTULO 2

MODELOS EXPLORATÓRIOS PARA A PROSPECÇÃO DE PB E ZN UTILIZANDO DADOS DE SENSORIAMENTO REMOTO

2.1. Apresentação

Neste capítulo pretende-se expor uma síntese bibliográfica sobre modelos de depósitos de Pb e Zn, com enfoque nas principais características dos depósitos tipo SEDEX - *Sedimentary Exalative Zn- Pb- Ag* e VMS - *Volcanogenic Massive Sulphide* (sub-tipos Noranda, Kuroko, Besshi e Cyprus). A partir dos modelos descritivos destes depósitos, serão indicados os intervalos espectrais e as resoluções espaciais requeridas para a detecção destas características por sensores remotos.

Neste capítulo serão também apresentados os resultados da interpolação entre estes intervalos espectrais e resoluções espaciais com as resoluções espaciais e espectrais dos sensores: ASTER, GEOSCAN e LANDSAT TM. Este estudo servirá para a elucidação de quais, entre as bandas destes sensores, poderão ser utilizadas para a discriminação das características dos depósitos VMS e SEDEX.

No entanto, como será observado, as características fisiográficas de cada terreno (tais como, vegetação, clima, topografia, iluminação, perfil de intemperismoe etc.) serão fundamentais para o sucesso da detecção dos depósitos de Pb e Zn tipo SEDEX e VMS.

2.2. Introdução

Três importantes grupos de depósitos de metais bases formados por processos hidrotermais em condições submarinas podem ser distinguidos: (a) VMS- Volcanogenic Massive Sulfide (b) SEDEX- Sedimentary Exalative Zn- Pb- Ag e; (c) BIFs- Banded Iron Formation. A distinção entre estes tipos de depósitos é realizada com base nas litologias dominantes, rochas hospedeiras, estruturas associadas, geometria do depósito, extensão lateral, composição dos corpos de minério e da razão entre os diferentes tipos de metais encontrados no depósito. (Hutchinson 1973; Morganti 1981; Guilbert & Park 1986; Ohmoto 1996).

Apesar de extensamente estudados, a distinção entre depósitos do tipo SEDEX e VMS, principalmente quando se trata de depósitos metamorfisados, ainda é bastante discutida (Ohmoto

1996). Plimer 1978, Large 1979 e Jambor 1979, *apud* Morganti (1981), acreditam que a passagem entre estes dois tipos distintos de depósitos é gradacional.

2.3. Depósitos tipo SEDEX

Os depósitos tipo SEDEX constituem cerca de 60% das reservas mundiais de Pb e Zn. São definidos como depósitos de sulfetos hospedados em sedimentos e formados por processos de descargas de fluidos hidrotermais (Goodfellow *et al.* 1993). Estes depósitos são distinguidos dos demais tipos de depósitos de Pb e Zn pela abundância de Fe e pela grande conformidade dos corpos de minério com as rochas hospedeiras (Gustafson & Willians 1981).

Estes depósitos podem possuir diferenças significativas em relação a idade, tamanho, textura, mineralogia, composição química, proximidade do *vent* exalativo, litologias hospedeiras e associação com rochas magmáticas (Guilbert & Park 1986; Goodfellow *et al.* 1993; Wilton 1998; Daitx 1996).

Dentre os exemplos descritos na literatura destacam-se os depósitos de Perau e Canoas no Paraná, Brasil (Daitx 1996); Cirque, Sullivan e Driftpile na Inglaterra; Faro, Swin, Tom e Jason no Canadá e McArthur River, Broken Hill e Mt. Isa na Autrália (Guilbert & Park 1986).

2.3.1. Características gerais de depósitos tipo SEDEX

Os depósitos tipo SEDEX são constituídos por rochas sedimentares (sedimentos clásticos, químicos e/ou biogênicos), rochas vulcânicas (contribuição pequena ou nula) e por camadas sulfetadas (com estruturas maciça, bandada ou disseminada) (Guilbert & Park 1981; Gustafson & Willians 1981; Goodfellow *et al.* 1993).

As camadas de sulfetos maciços tem espessura centimétrica à métrica e extensão quilométrica. A razão entre a extensão lateral e espessura dos corpos é freqüentemente superior a 20 (Largie 1983).

Os sulfetos compreendem principalmente a pirita. Em alguns depósitos predomina a pirrotita. Os minerais de minério são a galena, esfalerita e a calcopirita (Godfellow *et al.* 1993).

Neste tipo de depósito, o zoneamento metálico, do centro para as bordas, ocorre da seguinte forma: Cu \rightarrow Pb \rightarrow Zn \rightarrow Fe. Porém, em depósitos onde a presença de Fe é pouca, a zonação observada é Pb \rightarrow Zn \rightarrow Ba (Gustafson & Willians 1981).

Em relação à distribuição temporal, estes depósitos ocorrem em maior quantidade no Fanerozóico e no Proterozóico (Gustafson & Willians 1981).

A maioria dos depósitos tipo SEDEX compreendem quatro domínios principais que acompanham o *vent* hidrotermal: (i) fácies sedimentar hidrotermal (ou fácies de minério acamadado); (ii) fácies sedimentar distal; (iii) *vent complex* e; (iv) *feeder pipe* (Figura 2.1) (Goodfellow *et al.* 1993). No entanto, dependendo das relações topográficas, relações de transporte-concentração e diluição-dispersão, as concentrações de sulfetos maciços podem vir a se depositar a dezenas de metros do canal abastecedor do sistema hidrotermal (Guilbert & Park 1986; Wilton 1998).

2.3.2. Domínios relacionados ao vent em ambientes tipo SEDEX

✓ Fácies sedimentar hidrotermal ou Fácies de minério acamadado

A fácies sedimentar hidrotermal contém camadas constituídas por minerais hidrotermais intercaladas a camadas de rochas sedimentares não-hidrotermalizadas, também ocorre *chert*. Os minerais hidrotermais são: pirita, pirrotita, esfalerita, galena e carbonatos (calcita, dolomita, ankerita e siderita). A barita é comum em depósitos Fanerozóicos, sendo pouco encontrada em depósitos Proterozóicos. As rochas sedimentares encontradas nesta fácies compreendem turbiditos, calcários (com contribuições de matéria orgânica) e brechas sedimentares (Goodfellow *et al.* 1993).

Esta fácies possui grande importância econômica. Seu contato com a fácies sedimentar distal é gradacional e definido pela porcentagem de Pb e Zn (minério).

✓ Fácies sedimentar distal

A fácies sedimentar distal varia composicionalmente em relação aos diferentes depósitos tipo SEDEX (Tabela 2.1). A importância econômica desta fácies é menor quando comparada com as demais.

Tabela 2.1: Composição das rochas na	fácies sedimentar distal	de diferentes depósitos tipo	SEDEX (Goodfellow
	et al. 1993).		

Barita, chert e rochas hospedeiras	Tom (Canadá): Megeeen & Krebs 1981 Goodfellow & Rhodes 1990 Jason & Turner 1990	
Sulfetos de Fe e/ou chert interbandados e rochas	Sullivan (Inglaterra): Hamilton et al. 1982	
hospedeiras	Mount Isa (Austrália): Mathias & Clark 1975	
Chert fosfático com pirita Howard Pass (Canadá): Goodfellow & Jonasson		





Finas camadas de minerais hidrotermais (Brt, Ap, Py, \mp Sp) em rochas pós sedimentares

6 77	No. web	100.00	1000
182			223
醫	84		533
18			201
¥.	U		0.0.0

Zona de alteração hidrotermal em rochas sedimentares pós-mineralização (Ab, Chl, sericita, Tur e \mp sulfetos)



Brecha sedimentar de escarpa de falha



Vent complex: camadas de sulfetos brechadas e venuladas e variavelmente substituídas por uma combinação de Ccp, tetraedrita, Apy, Po, Gn, Sp



Fácies sedimentar hidrotermal: Sp, Gn, Py, Po, Ccp interbandado a Ba, chert e rochas sedimentares pelágicas e clásticas



Fácies sedimentar distal: Ba, carbonatos, óxido de ferro, fosfatos, Py, 7 Sp e chert



Zona stratabound com preenchimentos de fraturas, substituição e alteração das rochas sedimentares permeáveis



Feeder Pipe: rochas sedimentares do footwall brechadas; preenchemento de fraturas e substituição variável por uma combinação de Qtz, Chl, sericita, Tur $e \mp Sp$

Figura 2.1.: Seção idealizada a partir dos principais atributos observados em depósitos tipo SEDEX. (modificado de Goodfellow *et al.* 1993)

✓ Vent complex

É a zona de interação entre fluidos e sedimentos hidrotermais. A assembléia dominante é pirita, pirrotita, galena, esfalerita, carbonato de ferro, dolomita, quartzo e turmalina. Caracterizase pela ocorrência conjunta de minerais de alta temperatura (provenientes dos *vents* hidrotermais) e de baixa temperatura (minerais constituintes das rochas encaixantes).

✓ Feeder pipe

Constitui a zona de interação entre o fluido hidrotermal e o *footwall* do minério. A natureza e a extensão desta zona depende das propriedades físicas e mineralógicas dos litotipos que constituem o *footwall* e da temperatura e quimismo dos fluidos. Contém sulfetos (pirita, pirrotita, galena, esfalerita, calcopirita, tetraedrita e arsenopirita), quartzo, muscovita, clorita, ankerita, siderita e turmalina.

2.3.3. Características estratigráficas e ambientes de sedimentação

Três ambientes distintos de deposição de sulfetos maciços tipo SEDEX são reconhecidos: (i) bacias intracratônicas de baixa profundidade; (ii) bacias tipo *flysh* e (iii) bacias de plataforma marginal (Figura 2.2) (Morganti 1981; Ruffell *et al.* 1998).



Figura 2.2: Análise de seqüência estratigráfica em três diferentes tipos de ambientes de depósitos minerais estratiformes. Interpretação paleo-ambiental de Morganti (1981) (modificado de Ruffel *et al.* 1998).

✓ Bacia intracratônica de baixa profundidade

O principal sulfeto formado em bacias intracratônicas de baixa profundidade é o de Cu, com Ag, Pb e Zn secundários. Walker (1976) inclui neste ambiente os depósitos aluviais, fluviais, deltáicos, ilhas de barreiras, além de outros.

As características marcantes neste tipo de depósito são: (i) predomínio de arenitos, siltitos, calcários e dolomitos, localmente conglomerados, como litologia hospedeira; (ii) sedimentos clásticos hematíticos de coloração avermelhada; (iii) argilitos ou folhelhos pretos, formados em ambiente redutor; e (iv) zoneamento químico lateral.

✓ Bacia tipo *flysh*

Os depósitos SEDEX formados em bacias tipo *flysh* Fanerozóicas são marcados pela presença de sulfetos e barita em sedimentos turbidíticos. Já em depósitos Proterozóicos, a ocorrência de barita é rara. As rochas comumente associadas são grauvacas, siltitos, conglomerados e lamitos (Walker 1976).

Este tipo de depósito ocorre próximo ao *vent* hidrotermal e contém alterações diretamente relacionadas ao canal alimentador de fluidos (Morganti 1981). Freqüentemente, as bacias tipo *flysh* são formadas por sub-bacias relacionadas a grábens sin-deposicionais (Wilton 1998).

✓ Bacia de plataforma marginal

Este tipo de bacia difere das intracratônicas devido ao maior predomínio de sedimentos depositados em lâmina d'água profunda. As principais características dos depósitos associados à estas bacias são: (i) a mineralogia dos sulfetos é composta simplesmente por esfalerita e galena; (ii) a pirita ocorre em menor quantidade, diferindo dos demais depósitos sedimentares; (iii) o bário também ocorre em menor quantidade nos depósitos Fanerozóicos em relação aos outros tipos de depósitos sedimentares e; (iv) os depósitos possuem uma espessura reduzida comparativamente aos outros (Morganti 1981).

Ruffell *et al.* (1998), utilizando-se de seqüências estratigráficas de várias bacias sedimentares descritas por Morgantti (1981), analisou as relações entre os corpos de minério e seu posicionamento estratigráfico, concluindo que a ocorrência do minério está intimamente ligada à superfície de máxima inundação (Figura 2.2).

2.3.4. Características Estruturais

Os depósitos tipo SEDEX são associados a *rifts* intracontinentais ou a falhas de grábens em margens continentais (Goodfellow *et al.* 1993; MacIntyre 1995). A maioria dos depósitos são formados durante a reativação de estruturas extensionais em margens continentais ou estão associados a ambiente de retro-arco (MacIntyre 1995).

O ambiente de formação de depósitos tipo SEDEX é tectonicamente ativo. Constata-se que, em geral, estes depósitos estão associados a falhas regionais de alto ângulo, megaanticlinais, falhas locais de caráter normal, intrusões e diques (Spatz 1996b, Spatz 1997; Gustafson & Willians 1981).

2.3.5. Sistemas hidrotermais

Poucos trabalhos sobre inclusões fluidas foram realizados em ambientes sedimentares exalativos (Ansdell et al. 1989; Gardner & Hutcheon 1985; Samson & Hussell 1987).

Os fluidos em depósitos tipo SEDEX formam comumente mais de 100Mt de precipitados hidrotermais (incluindo sílica, carbonatos, barita, sulfetos de ferro e de metais base) (Goodfellow *et al.*1993). A temperatura dos fluidos mineralizantes nestes depósitos varia, mas comumente encontram-se entre 250° a 300°C, conforme resgistrado, por exemplo, nos depósitos Fanerozóicos de Tom e Jason no Canadá (Morganti 1981).

2.4. Depósitos tipo VMS

Os depósitos de sulfetos maciços tipo VMS estão associados a rochas vulcânicas submarinas, de todas as idades (Franklin 1993), formadas em ambientes extensionais (Ohmoto 1996). Estes depósitos possuem importantes mineralizações de Cu e Zn e significativas quantidades de Au, Ag, Pb, Se, Cd, Bi, Sn (Watkins 1997). São considerados, quase sempre, depósitos de sulfetos maciços de pequeno porte (30-150Mt) (Spatz & Wilson 1997).

Vários autores citados por Franklin *et al.* 1981 e Hutchison 1973 correlacionam a origem dos depósitos tipo VMS à circulação convectiva de fluidos (freqüentemente água do mar) em níveis profundos da crosta, com conseqüente canalização e expulsão destes através de zonas de descargas associadas a extensos e profundos fraturamentos
2.4.1. Características gerais de depósitos tipo VMS

O minério sulfetado vulcanogênico ocorre associado à rochas sedimentares clásticas (lamíticas a areníticas) e à rochas vulcânicas (tufo, brecha tufítica e lavas) (Watkins 1997; Ohmoto 1996). Sedimentos calcários e dolomíticos não são comuns neste tipo de depósito.

O minério é caracterizado por uma quantidade superior a 60% de sulfetos, sendo a maioria pirita e pirrotita com proporções variadas de esfalerita ($\approx 6\%$), calcopirita ($\approx 2\%$) e galena ($\approx 2\%$) (Franklin *et al.* 1981; Spatz 1996a; Spatz & Wilson 1997). Estruturalmente, o minério compreende (Figura 2.3): (a) uma zona <u>estratiforme ou stratabound</u> (que constitui cerca de 90% do minério) e (b) uma zona <u>stockwork ou stringer</u> (que equivale a menos de 10% da quantidade total de minério) (Herzig & Hannington 1995; Franklin 1993; Ohmoto 1996).

Em depósitos em que o minério encontra-se associado à zona de descarga (*feeder zone*) é observado um zoneamento interno de origem hidrotermal (p.ex. Noranda-Canadá, Kuroko-Japão). Já em depósitos cujo o minério está associado à zona de *stringer* (p.ex. Besshi-Japão), este zoneamento raramente é observado (Franklin *et al.* 1981).

A distribuição temporal de depósitos VMS não é uniforme e constata-se que os depósitos ordovincianos e carboníferos são economicamente mais importantes que os demais (Ohmoto 1996).



Figura 2.3: Características gerais de um modelo ideal de depósitos tipo VMS (Watkins 1997).

Depósitos tipo VMS podem ser individualizados de acordo com o domínio das rochas hospedeiras, composição primária do minério e ambiente geológico (Sangsters & Scott 1976, Sawkins 1976, Pearce & Gale 1980 *apud* Spatz & Wilson 1997; Hutchinson 1973; Franklin *et al.* 1981).

Segundo Spatz & Wilson (1997), os depósitos vulcanogênicos podem ser subdivididos em: (i) depósitos do distrito de Hukuroku (**Kuroko-type**) no Japão; (ii) depósitos arqueanos do Cinturão Canadense (**Noranda-type**); (iii) depósitos com unidades sedimentares clásticas intercaladas a rochas vulcânicas máficas (**Besshi-type**) e; (iv) depósitos associados a sistemas ofiolíticos (**Cyprus-type**).

2.4.2. Depósitos tipo Kuroko (Cu-Pb-Zn)

Os depósitos de sulfetos maciços tipo Kuroko ocorrem associados à rochas vulcânicas félsicas em sucessão de arco alcalino-bimodal. Apresentam zoneamento mineralógico com presença de sulfetos de Cu, Pb, Zn, Ag, Au e, secundariamente, Cd, S, Se e Sn. Podem exibir lentes maciças de pirita, esfalerita, galena e calcopirita (Hõy 1995a; Franklin 1993).

É comum a associação destes depósitos com rochas dacíticas, calco-alcalinas, andesíticas e lavas basálticas, além de rochas piroclásticas (Siems 1997). Os depósitos do tipo Kuroko podem estar correlacionados a depósitos epiclásticos, sendo pouco comum a presença de rochas sedimentares areníticas e argilíticas. No entanto, camadas de *chert* ou de "exalitos" com espessura métrica são comuns neste tipo de depósito (Hõy 1995a).

Lambert & Sato (1974), através de um estudo sistemático de análise do minério e das rochas encaixantes no depósito de Hokuroko (nordeste do Japão), descrevem o seguinte zoneamento para esta mineralização (do centro para as bordas): (i) minério *stockwork*: pirita silicosa+calcopirita+quartzo; (ii) minério *stratabound*: gipso+anidrita+pirita+calcopirita +esfalerita+galena+quartzo; (iii) minério estratiforme: pirita+calcopirita+quartzo; (iv) minério estratiforme: pirita+calcopirita+quartzo; (iv) minério estratiforme: pirita+calcopirita+pirita+barita; (vi) fina camada de minério de barita com menor quantidade de siderita e dolomita; e (vii) fina camada de *chert* ferruginoso (Figura 2.4).

Franklin (1993) e Hõy (1995a) caracterizam os depósitos tipo Kuroko e Noranda como sendo similares quanto à gênese. Segundo estes autores a única diferença entre ambos é o metamorfismo, que ocorre no tipo Noranda e não ocorre no tipo Kuroko. Porém, Ohmoto (1996)

19

cita que "...apesar das quantidades de pirita e magnetita em ambos os depósitos serem praticamente iguais, os depósitos de Noranda (Canadá) possuem quantidade muito menor de galena e barita e raramente são encontrados gipso e anidrita".



Figura 2.4: Seção idealizada de um típico depósito Kuroko (Lambert & Sato 1974)

Os fluidos mineralizantes nos depósitos tipo Kuroko possuem temperaturas que variam de 250-300°C e salinidade aproximada a da água do mar.

São classificados como depósitos tipo Kuroko os depósitos do distrito de Hokuroko (Japão), Faixa Piritosa Ibérica (Espanha e Portugal), Fossa de Okinawa (Japão), Tasmania, Buchans (Newfoudland- USA) e de Bathurst (New Brunswick- USA) (Hõy 1995a; Daitx 1996).

2.4.3. Depósitos tipo Noranda (Cu-Pb-Zn)

Os depósitos de sulfetos maciços tipo Noranda estão associados à seqüência de lavas máficas sobrepostas à camadas de tufos félsicos (Hõy 1995a). São depósitos onde a razão comprimento/espessura dos corpos mineralizados é comumente 3:1, podendo atingir razões de valor superior, até de 10:1 (Franklin 1993). A zona de *footwall* neste tipo de depósito pode se estender por centenas de metros de profundidade (Siems 1997).

Este subtipo de depósito VMS tem como característica marcante os contatos de topo e base. O contato superior é abrupto, enquanto o contato inferior (zona de *stringer*) é transicional (Franklin 1993).

A zona de *stringer* contém calcopirita, pirita, pirrotita, esfalerita e magnetita, sendo a calcopirita e a esfalerita os minerais de interesse econômico. A barita ocorre em abundância nos depósitos do Arqueano Inferior e do Fanerozóico, sendo raramente encontrada em depósitos do Arqueano Superior e do Proterozóico.

Na zona de descarga (*feeder zone*) ocorre, devido a alta razão água/rocha e as altas temperaturas, significativo ganho de massa em Fe, perda quase total em Na-Ca, grande perda de sílica e localmente perda de K (Barret & MacLean 1994).

Os depósitos de Noranda e Matagami, Flin Flon, Manitoba e Kidd Creek (Canadá) são reconhecidos, por Hõy (1995a), como sendo tipo Noranda.

2.4.4. Depósitos tipo Besshi (Zn-Cu-Pb)

Os depósitos tipo Besshi estão associados a ambientes extensionais oceânicos, a bacias retroarcos ou a estágios iniciais de *rifts* intracontinentais (Hõy 1995b).

Este sub-tipo é facilmente distinguido dos demais pela presença de rochas sedimentares pelíticas intercaladas a estratos de rochas vulcânicas (tufos e lavas de composição calcio-alcalina, basálticas a andesíticas) (Hõy 1995b, Franklin 1993).

As lentes de sulfeto maciço encontram-se associadas aos estratos de rochas vulcânicas e são constituídas por pirita, pirrotita, calcopirita e esfalerita; com cobaltita, magnetita, galena, bornita, tetraedrita, cubanita, estaninita, molibidenita, arsenopirita e marcassita, subordinados. As zonas de alteração hidrotermal não são pronunciadas, exceto em depósitos Caledonianos, onde ocorre um enriquecimento em Fe- Mg (Hõy 1995b, Spatz & Wilson 1997).

A identificação da relações tectônicas primárias neste tipo de depósito é em geral comprometida devido ao alto grau de deformação (Franklin 1993).

Freqüentemente, depósitos tipo Besshi apresentam extensão aproximada de 1Km com espessuras de apenas algumas dezenas de metros. Outra caraterística deste tipo de depósito é a presença de formações ferríferas em fácies óxido e silicato (Franklin 1993).

Estes depósitos tipicamente são compostos por quartzo, calcita, ankerita, siderita, albita e turmalina, com grafita e biotita subordinados. A mineralogia da alteração compreende: quartzo, clorita, calcita, siderita, ankerita, pirita, sericita e grafita (Hõy 1995b).

Hõy (1995b) cita como exemplos de depósitos tipo Besshi os de Goldstream, Standart, Montgomery e True Blue no Canadá, Greens Creek no Alaska (USA) e Besshi (Japão).

2.4.5. Depósitos tipo Cyprus- Cu (Zn)

Os depósitos tipo Cyprus são formados em complexos ofiolíticos de cadeias mesooceânicas e, portanto, associam-se a derrames de lavas maciças e almofadadas de composição tholeiítica à calcio-alcalina. Este tipo de depósito é concordante ao acamamento das rochas hospedeiras e apresenta um halo de alteração hidrotermal bem desenvolvido (Hõy 1995c; Spatz 1996a, Spatz & Wilson 1997).

Estes depósitos são compostos por uma ou mais lentes maciças de calcopirita, principal mineral de interesse econômico. No entanto são reconhecidos potenciais para Au, Ag, Co e Cd. A mineralização é tipicamente do tipo *stockwork* (Hõy 1995c; Franklin 1993; Singer 1986).

A alteração hidrotermal reconhecida no *pipe* é caracterizada pela presença de sericita, Feclorita, pirita e quartzo. Sericita, andalusita e Mg-clorita são minerais comumente descritos em volta do *pipe*, em um raio de aproximadamente 2Km. Sulfetos bandados por vezes capeiam este tipo de depósito. Similarmente aos depósitos tipo Noranda, os do tipo Cyprus são recobertos por um pacote de rochas hidrotermalmente alteradas constituído de quartzo-epidoto-actinolita (Spatz & Wilson 1997, Hõy 1995c, Franklin 1993).

Exemplos deste tipo de depósito ocorrem nos ofiolitos cretácicos do Chipre e de Oman; nas seqüências ordovicianas de *Newfoundland* (Noruega) e na seqüência jurássica *Josephine* em Oregon (EUA).

2.5. Características dos depósitos tipo SEDEX e VMS detectáveis por sensoriamento remoto: Modelos Exploratórios

Estudos realizados por Chenkui *et al.* (1991), Largie *et al.* (1993), Spatz (1996a, 1996b, 1997, 1999), Spatz & Wilson (1997), Swalf *et al.* (1999) e Almeida *et al.* (1999), demonstram que algumas das características diagnósticas de depósitos auríferos e de metais base podem ser detectáveis por sensores remotos multiespectrais e hiperespectrais com grande eficiência.

Utilizando a compilação bibliográfica realizada nos itens anteriores para depósitos tipo SEDEX e VMS, foram listadas, nas tabelas 2.2, 2.3, 2.4, 2.5 e 2.6, as características passíveis de detecção por sensoriamento remoto para estes tipos de depósitos, tais como: composição das rochas hospedeiras, mineralogia do minério, alterações primárias e secundárias e estruturas associadas.

Os intervalos espectrais correlacionáveis a cada uma destas feições geológicas foram levantados utilizando-se como base os trabalhos de Hunt e colaboradores (publicados entre 1970-1979); Spatz (1996a, 1996b); Spatz & Wilson (1997) e as bibliotecas espectrais digitais do USGS (*http://speclab.cr.usgs.gov*).

A dimensão das feições mais importantes destes depósitos também foi considerada no sentido de se estabelecer a resolução espacial mais adequada à sua detecção.

2.6. Sensores utilizados na prospecção mineral

Vários sensores orbitais e aerotransportados foram desenvolvidos e aperfeiçoados durante a década de 90. Estes avanços, acompanhados pela evolução dos computadores e *software* para o processamento de dados, permitiram uma ampla expansão do uso e da aceitação da tecnologia de sensoriamento remoto em projetos de exploração mineral.

Neste trabalho serão descritos os sensores orbitais *Thematic Mapper (TM)* e *ASTER* (*Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer*), a bordo dos satélites Landsat e Terra, e o sensor aerotransportado *GEOSCAN*; todos com potencial para a utilização em exploração mineral (Figura 2.5).

Outros sensores também utilizados em exploração mineral são: Landsat Multispectral Scanner (MSS) (com 4 bandas espectrais - todas no VNIR - e 79m de resolução espacial), SPOT 4 (4 bandas espectrais: 2 no VNIR, 1 NIR e 1 SWIR com 20m de resolução espacial, e 1 pancromática, com 10m de resolução), FUYO-1 (8 bandas espectrais: 4 no VNIR (com estereoscopia) e outras 4 no SWIR, todas com 18m de resolução espacial), e os aerotransportados Geophysical and Environmental Research Corporation (GER) (79 bandas: 32 no VNIR, 40 no SWIR e 7 no TIR, com aproximadamente 9m de resolução espacial) e Airbone Visible/Infrared Imaging Spectrometer (AVIRIS) (com 224 bandas entre o VNIR e SWIR e 20 metros de resolução espacial) (Taranik & Crósta 1996; Sabine 1999).

		Posições est	Resolução espacial (m)			
	SEDEX	Multiespec	Hiperespec	Recon. (*)	Dep.(**)	
Rochas associadas	Rochas sedimentares argilíticas, calcárias, e, raramente, quartzíticas.	VNIR, SWIR 9.5/ 10.5	2.33 9.7	20-30	10-20	
Minerais de Minério (prin. e <i>subor</i> .)	Py, Po, Sp, Ga, Cc e Brt. Ocorrem traços de marcassita, Apy, bismutinita, Mo, enargita, milerita, fribergita, cobaltita, vallerita, melnikovita.	0.7-0.9	0.85	10-20	5-8	
Minerais do depósito	lrá depender da rocha ho	spedeira do minério				
Minerais de alteração	Sílica, Tur, carbonatos, Ab, Chl e Dol (formados em ambientes de baixa tempertaura). Brt e argilas com amônia são citados em alguns tipos de depósitos	Tur, carbonatos, Ab, Chl e Dol (formados em ambientes de baixa tempertaura). Brt 2.3-2.4 2.24; 2.29; 2.32 e argilas com amônia são citados em alguns tipos de depósitos 2.3-2.4 2.24; 2.29; 2.32				
Estruturas associadas	Falhas regionais normais de alto ângulo, estruturas anticlinais com falhas locais e normais associadas	alhas locais e normais VNIR; SWIR				
Controle do minério	Sequências sedimentares favoráveis, estruturas rúpteis de grande porte	VNIR SWIR	30-40	15-20		
Alteração primária no pipe (vertical)	Estreita zona com jasperóide, sílica, e pouca III, Kln, Mnt, com presença de descalcificação. Ocorrência distal de amônia.	2.15-2.35 9.5-10.5	2.19, 2.21, 2.33, 2.34; 9.7	15-30	5-8	
Alteração secundária	Gt e pouca jarosita.	0.6-0.7 0.75-1.0	9,0; 9,5	10-30	5-8	
Zoneamento lateral	Silicificação com Ill gradando para abundância em III- KIn	9.5-10.5 2.15-1.35 2.19; 2.21, 9.7		10-20	4-6	

Tabela 2.2: Principais características dos depósitos do tipo SEDEX e intervalos espectrais e resoluções espaciais pecessárias para a detecção por sensoriamento remoto

(*)Recon: escala necessária para reconhecimento regional (**)Dep: escala necessária para identificação de depósitos (as demais tabelas seguem esta mesma legenda)

		Posições es	Resolução espacial (m)		
	VMS- subtipo Kuroko	Multiespec	Hiperespec	Recon. (*)	Dep. (**)
Rochas associadas	Dacitos calco- alcalinos, andesitos e lavas basálticas, rochas piroclásticas e por vezes epiclásticas	2.2-2.4	0.85, 2.21, 2.23, 2.25	20-30	5-8
Minerais de Minério (prin. e <i>subor</i> .)	Sp, Ccp, Gn e Py	0.7-0.9	0.85	10-20	5-8
Minerais do depósito	And, Dol, Cal, Cld, sericita	2.3-2.4, 2.15-2.25	10-20	5-10	
Minerais de alteração	Qtz, sericita, Sd, Cld	2.3-2.4, 9.5-10.5	1.94, 2.19, 2.22, 2.32, 2.35	10-20	5-10
Estruturas associadas	Falhas de domos, maiores horizontes estratigráficos, falhas associadas a bordas e ao interior das calderas	VNIR, T	30-80	5-10	
Controle do minério	Falhas extensionais, sucessões de vulcanismo de arco máficos a intermediários; novo centro de vulcanismo félsico (marcado por brechas piroclásticas ou domos félsicos)	TIR, VNIR, SWIR, 2.1-2.3, 0.6-0.8	TIR, SWIR, VNIR 0.62, 2.22, 2.20,	50-60	10-15
Alteração primária no pipe (vertical)	Silicificação e sericitização stockwork com pouca Chl gradando para o topo à Gp/ Anh com III e Mnt capeada por Brt, com chert ferruginoso	2.15-2.41.9, 1.94, 2.19, 2.21, 2.229.5-10.52.34, 2.35, 9.7,		10-20	3-7
Alteração secundária	Próximo ao pipe: Gt - jarosita e Hem sendo envolto por jarosita-Gt (1Km)	0.6-0.7 0.8-1.0	0.85, 0.9, 0.95	20-30	5-8
Zoneamento lateral	Qtz- sericita no centro gradando à 111- Mnt. Mg- Chl à Na-Mnt. Fe- Chl- zeólita à Cal- zeólita em distâncias superiores a 6 Km.	2.15-2.4 9.5-10.5	1.9, 2.19, 2.14, 2.21, 2.33, 2.34	20-30	5-8

Tabela 2.3: Principais características dos depósitos do tipo VMS-subtipo Kuroko e intervalos espectrais e resoluções espaciais necessárias para a detecção por S.R

Tabela 2.4: Principais características dos depósitos do tipo VMS-subtipo Noranda e intervalos espectrais e resoluções espaciais necessárias para a detecção por S.R.

	VMS subting Normala	Posições es	Resolução espacial (m)		
	VIVIS- SUDTIPO NOFARIDA	Multiespec	Hiperespec	Recon. (*)	Dep. (**)
Rochas associadas	Predomínio de lavas andesíticas com vulcanoclásticas félsicas subordinadas. Contexto de <i>Greenstone Belts.</i>	VNIR, S	20-30	5-8	
Minerais de Minério (prin. e <i>subor</i> .)	Py, Sp, Gal, Ccp, Po, tetraedrita- tenandita, Bo, Apy.	0.6 0.7-0.9	0.85	10-15	5-6
Minerais do depósito	Brt, chert, Gp, Anh, carbonatos, sericita.	9.5-10.5, 2.3-2.4	2.21, 2.23, 2.32, 2.35	10-20	<u>5-</u> 10
Minerais de alteração	Próximo a zona de descarga: Qtz, sericita ou Chl; a medida em que se distancia do <i>pipe</i> aumenta a proporção de argilo-minerais (sericita), Ab e carbonatos (Ank).	2.2-2.3 2.21, 2.22, 2.32, 2.34 2.3-2.4 2.21, 2.22, 2.32, 2.34		10-20	5-8
Estruturas associadas	Falhamentos de grábens ao longo de vulcões em grandes horizontes estratigráficos	VNIR, S	30-80	5-10	
Controle do minério	Falhas extensionais, sucessões de vulcanismo de arco máficos a intermediários; novo centro de vulcanismo félsico (marcado pelas brechas piroclásticas ou domos félsicos	1	ÎR	30-50	5-10
Alteração primária no pipe (vertical)	Fe-Chl e <i>pipe</i> , sílica recobrindo os corpos de sulfetos maciços as bandas sulfetadas; ocorrência de Brt recobrindo os depósitos mais antigos.	2.15-2.35 9.5-10.5	2.21, 2.3, 2.33, 2.34, 2.35	20-30	5-8
Alteração secundária	Próximo ao <i>pipe</i> : Gt-jarosita e Hem envolto por jarosita-Go (1Km)	0.6-0.7 0.8-1.0	0.85, 0.9, 0.95,	20-30	5-8
Zoneamento lateral	Fe-Chl e sericita passam a Mg-Chl (com flogopita e talco em rochas hospedeiras ricas em Mg) e sericita (III) nas bordas. Qtz-Ep se estendem por vários Km. Ocorre carbonatos e depleção de Na em vários Km do <i>pipe</i> .	2.15-2.4 9.5-10.5	2.21, 2.3, 2.33, 2.34, 2.35	20-30	5-8

rabeia 2.3. Emicipais características dos depositos do tipo vivis - subtipo bessiti e intervalos espectrais e resoluções espaciais requisitadas para a potencial detecção por S.R								
	VMS- subtino Reschi	Posições esp	ectral (µm)	Resolução espacial (m)				
	v mas- subtro artson	Multiespec	Hiperespec	Recon. (*)	Dep. (**)			
Rochas associadas	Sedimentos clásticos pelíticos (argilitos, siltitos e grauvacas) e rochas vulcânicas marinhas (lavas e tufos basálticos)	WIR, TIR	20-30	5-8				
Minerais de Minério (prin. e <i>subor</i> .)	Py, Po, Ccp, Sp, cobaltita, Mag, Gn, Bn, tetraedrita, cubanita, estaninita, Mo, Apy, e marcassita	0.6-0.9	0.85	20-25	5~8			
Minerais do depósito	Qtz, Cal, Ank, Sd, Ab, Tur, Gr e Bt	2.3-2.4, 0.6-0.8, 9.5-10.5 0.6, 2.32, 2.34, 2.38		10-20	5-8			
Minerais de alteração	Qtz, Chl, Cal, Sd, Ank, Py, sericita e Gr	2.3-2.4; 9.5-10.5, 2.2-2.3 2.19, 2.22, 2.24, 2.3 2.34, 2.38		10-20	5-8			
Estruturas associadas	Falhas extensionais em bacias de ambientes de arco e ríft. Falhas elongadas de grábens	VNIR, SV	30-80	5-10				
Controle do minério	Falhas sin-deposicionais e centros vulcânicos máficos	VNIR, SV	VIR, TIR	30-40	10-15			
Alteração primária no <i>pipe</i> (vertical)	Fe-clorita <i>pipe</i> com sílica acima e sulfetos maciços interbandados com sedimentos (pode ocorrer barita). Capeados por formações ferríferas magnéticas	2.15-2.40 9.5-10.5	2.19, 2.21, 2.33, 2.35	20-30	5-8			
Alteração secundária	Próximo ao pipe: Gt-jarosita e Hem envolto por jarosita-Gt (1Km)	0.6-0.7 0.8-1.0	0.6-0.7 0.8-1.0 0.85, 0.9, 0.95		5-8			
Zoneamento lateral	Fe-Chl gradando para sericita (III) nas bordas. Chl, Bt e Ab ocorrem por vários Km de distância da <i>footwal</i> l	2.15-2.40 9.5-10.5 2.21, 2.33, 9.7		20-30	5-8			

Tabela 2.5: Principais características dos depósitos do tipo VMS - subtipo Besshi e intervalos espectrais e resoluções espaciais requisitadas para a potencial detecção por S.R.

Tabela 2.6: Principais características dos depósitos do tipo VMS - subtipo Cyprus e intervalos espectrais e resoluções espaciais necessárias para a detecção por S.R.

	VMS- subtipo Cyprus	Posições es	pectral (µm)	Resolução espacial (m)		
		Multiespec	Hiperespec	Recon. (*)	Dep. (**)	
Rochas associadas	<i>Pillow</i> ou lavas basálticas com composição toleítica à calco-alcalina. Recobertas por " <i>umbers</i> " ocre (camdas pobre Mn, argila bandada rica em Fe contendo goethita, Mag- Hem (uma mistura de Fe ₃ O ₄ Fe ₂ O ₃) ou <i>chert</i> .	0.9, 0.95, 0.62 9.5-10.5	20-30	5-8		
Minerais de Minério (prin. e <i>subor</i> .)	Py, Ccp, Mag, Sp, cobaltita, Gn, marcassita, Po, cubanita, estaninita- besterita e Hem	0.6-0.9	0.85	20-25	5-8	
Minerais do depósito	Tlc, chert, Mag, Chl	2.3-2.4; 9.5-10.5	2.32, 2.35, 2.38, 9.5-10.5	15-20	5-8	
Minerais de alteração	Chl, Tlc, carbonato, sericita e Qtz em veios na zona central e na <i>stringer</i> . As vezes ocorre alteração de Ab e III.	2.2-2.3; 2.3-2.4	2.21, 2.25, 2.29, 2.32, 2.35	10-20	5-8	
Estruturas associadas	Falhas extensionais em centros de exalação e rifts elongados	VNIR, S	WIR, TIR	30-80	5-10	
Controle do minério	Estruturas proeminentes que alojam ou alinham as lentes de sulfetos maciços em falhas normais; nova transição para <i>pillow</i> basálticas; pouco comum tufos máficos; uma fina camada de material pelágico recobre a sequência	VNIR, SWIR, TIR 2.3-2.4, 2.2, 0.6-0.9	2.19, 2.33, 2.34	30-80	5-10	
Alteração primária no <i>pipe</i> (vertical)	No <i>pipe</i> Fe-Chl e sericita (III); sílica recobrindo as bandas sulfetadas e sendo capeadas por <i>umbers</i> ocre.	2.15-2.40 9.5-10.5	2.19, 2.21, 2.33, 2.35	10-20	3-7	
Alteração secundária	Próximo ao pipe: Gt-jarosita e Hem envolto por jarosita-Gt (1Km)	0.6-0.7	0.85, 0.9, 0.95	20-30	5-8	
Zoneamento lateral	Fe-Chl e sericita passam a Mg-Chl e sericita (III) (2Km). Qtz-Ep-Act se estendem por vários Km acompanhando o strike.	2.15-2.40 9.5-10.5	2.21, 2.33, 2.34, 9.7	20-30	5-8	



2.6.1. Sensor Landsat Thematic Mapper (TM)

Em 1967, a NASA juntamente com a *U.S. Departament of Interior*, criaram um programa que tinha como objetivo a construção e o lançamento de uma série de 6 satélites: ERTS 1, 2, 3, 4, 5 e 6. No início do ano de 1975, este programa foi renomeado para Landsat.

Os primeiros 3 satélites da série (Landsat 1, 2 e 3), atualmente desativados, utilizaram o sensor MSS (*Multispectral Scanner*). Os dois seguintes (Landsat 4 e 5 - este último ainda em operação), possuem um sensor com maior número de bandas espectrais e maior resolução espacial (Tabela 2.7), comparativamente ao sensor MSS. O satélite Landsat 6 foi lançado em 1994, mas foi perdido antes mesmo de entrar na órbita terrestre.

Em abril de 1999, a mais recente versão desta plataforma, o Landsat 7, foi lançando com sucesso, e atualmente encontra-se em plena operação (*http://ltpwww.gsfc.nasa.gov/LANDSAT/*). A bordo deste satélite encontra-se o sensor *Enhanced Thematic Mapper plus* (ETM+), que além de possuir a mesma configuração espectral e resolução espacial do sensor TM, a bordo do Landsat 5 (Tabela 2.7), compreende também uma banda pancromática e uma banda termal, com 15 metros e 60 metros de resolução espacial, respectivamente.

Mesmo com essas inovações, os sensores Landsat 5 TM e Landsat 7 ETM+ são ainda classificados como de baixa resolução espectral para a utilização em prospecção mineral, sendo útil somente na escala de reconhecimento regional (*cf.* Lillesand & Kiefer 1994). Apesar disto, estudos recentes indicam que o ganho obtido em resolução espacial com o sensor ETM+ pode facilitar significativamente o mapeamento de seqüências hospedeiras de mineralizações metálicas, principalmente em função do realce textural proporcionado por estas imagens (Prof. Carlos Roberto de Souza F^o, comunicação verbal).

Bandas	Intervalo Espectral (nm)	Resolução Espacial (m)		
1	450-520	30		
2	520-600	30		
3	630-690	30		
4	760-900	30		
5	1550-1750	30		
6	10400-12000	120		
7	2080-2350	30		

 Tabela 2.7: Especificação do intervalo espectral e das resoluções espaciais das bandas do sensor Landsat 5 TM

2.6.2. Sensor ASTER (Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer)

Este sensor foi construído a partir de uma iniciativa conjunta entre o programa espacial dos EUA (NASA) e do Japão (NASDA), tendo sido lançado com sucesso em dezembro de 1999.

O ASTER é constituído por 3 instrumentos separados, cada um dos quais operando em diferentes regiões do espectro eletromagnético. No total são 14 bandas, sendo 4 situadas no VNIR, 6 no SWIR e 5 no TIR (Tabela 2.8). Duas das bandas situadas no VNIR compõem um par estereoscópico.

		mour is included from the		P****)				
VNIR (nm)		SWIR (nm)		TIR (nm)				
Banda 1: 502-600	6	Banda 4: 1600-1700	6	Banda 10: 8125-8475	0			
Banda 2: 630-690	רא קצ	Banda 5: 2145-2185		Banda 11: 8475-8825	38 R			
Banda 3: 760-860*	eso	Banda 6: 2185-2225	lici so	Banda 12: 8925-9275				
Banda 3: 760-860*		Banda 7: 2235-2285	THE R	Banda 13:10250-10950				
	ão 15n	Banda 8: 2295-2365	۳ <u>۵</u>	Banda 14:10950-11650				
	7 5	Banda 9: 2360-2430	75]¤			

 Tabela 2.8: Especificação do intervalo espectral e das resoluções espaciais das bandas do sensor ASTER(* par estereoscópico)

O ASTER, comparativamente a outros sensores multiespectrais em operação, apresenta uma maior resolução espectral. Entretanto, a resolução espacial, sobretudo para os dados obtidos na região do SWIR e TIR, é limitada a 30 e 90 metros, respectivamente. As imagens produzidas pelo ASTER encontram-se em fase de avaliação, e, portanto, ainda não foram testadas em projetos de exploração mineral. Porém, as especificações espectrais e espaciais deste sensor foram amplamente testadas a priori (Abrams 2000; Abrams & Hook 1995), permitindo concluir que a utilização destes dados para o mapeamento de feições de depósitos metálicos poderá ser realizada em escalas de reconhecimento e regional.

2.6.3. Sensor GEOSCAN MK II

As características do sensor GEOSCAN-MKII, bem sua resolução espectral e espacial, estão descritas no Capítulo 1, Item1.3. Trata-se de um sensor multiespectral de alta resolução espectral (24 bandas) e espacial (até 3m), que tem sido utilizado com sucesso em exploração mineral, desde as etapas de reconhecimento até a etapa de detalhamento do depósito (Agar 1994; Du 1996; Fraser & Agar 1997; Agar & Pavez 1999).

2.7. Modelos Exploratórios para depósitos tipo SEDEX e VMS utilizando os sensores TM, ASTER e GEOSCAN

Os intervalos espectrais e as resoluções espaciais correspondentes às bandas dos sensores Landsat TM, ASTER e GEOSCAN foram "interpolados" aos intervalos espectrais e espaciais ótimos para caracterização dos depósitos tipo SEDEX e VMS (Tabelas 2.2, 2.3, 2.4, 2.5 e 2.6) por sensoriamento remoto. Esta comparação possibilitou uma distinção sobre quais sensores e quais dentre suas bandas melhor detectam e discriminam características como rochas hospedeiras e encaixantes, minerais de minério, alteração primária e secundária e estruturas associadas ao depósitos tipos SEDEX e VMS. O resultado desta interpolação encontra-se listado na Tabela 2.9.

Com isso pretende-se indicar quais dentre os sensores que atualmente são empregados na prospecção são mais indicados para a caracterização por sensoriamento remoto dos depósitos de Pb e Zn tipo SEDEX e VMS.

2.8. Discussão

A confecção de modelos exploratórios utilizando sensoriamento remoto depende da interpolação entre os fenômenos observáveis e a possibilidade de detecção destes fenômenos pelos sensores disponíveis.

Em depósitos tipo SEDEX, as características mais facilmente detectadas relacionam-se aos produtos do hidrotermalismo atuante sobre as rochas sedimentares hospedeiras (alterações primárias e secundárias no *pipe*, zoneamento lateral e mineralogia de alteração) e transformações metamórficas posteriores (onde aplicável). Isto ocorre pois neste tipo de depósito as seqüências sedimentares hospedeiras não são únicas, variando desde arenitos até calcários, os quais apresentam respostas variadas nos sensores sob análise (algumas diagnósticas, outras não).

Os depósitos tipo VMS, ao contrário daqueles do tipo SEDEX, são detectados principalmente a partir das rochas hospedeiras do minério sulfetado. Em alguns casos, no entanto, os produtos da alteração hidrotermal primária e secundária mostram-se mais susceptíveis à detecção por sensoriamento remoto (p. ex. Kuroko e Besshi).

		La	indsat T	M			ASTER				GEOSCAN				
R. associadas	1 a 5 e 7	7	1a5e 7	1 a 5 e 7	2 a 4	1a9	3,6 e 7	1 a 9	1a9	2 e 3	1-24	8, 15 e 16	1 a 24	1 a 24	2, 3, 9, 10, 21 a 23
Min. de Minério	3 e 4	3e4	2 a 4	3 e 4	2 a 4	2 e 3	3	1 a 3	2 e 3	3	3-10	7 e 8	7 e 8	7e8	7 e 8
Min. do depósito	*	4	7	3,4 e 7	7	*	6	6a8	1,7e 8	8e9	*	15 a 18	15 a 18	3, 17 e 18	17, 18 e 21 a 23
Min. de alteração	7	1a5e 7	7	7	7	7 e 8	6 a 8	7e8	6a9	6a9	16 a · 18	15 a 18	15, 17 e 18	15 a 18	15 a 18
Estrut.	1 a 7	1 a 7	1 a 7	1-7	1 a 7	1a9	1a9	1a9	1 a 9	1a9	1 a 24	1 a 24	1 a 24	1 a 24	1 a 24
Controle do min.	1a7	7	1 a 7	1a7	1a7	1a9	1a9	1 a 9	1a9	1 a 9	la 24	1 a 24	1 a 24	1 a 24	15, 17, 18
Alt. 1 ^{ária} no <i>pipe</i> (vert.)	7	7	7	7	7	6e8	6, 8 e 9	6e8	6, 8 e 9	5, 6, 8 e 9	14, 15, 17, 18, 21	14 a 16, 18 e 21	15, 17 e 18	15, 17 e 18	15, 18
Alt. 2 ^{ária}	2 e 3	2 a 4	2 a 4	2 a 4	2 a 4	2 e 3	**	3	3	3	2 a 10	7 a 10	7a9	8 a 10	7a9
Zoneamento lateral	7	7	7	7	7	8	5,6 e 8	6 e8	6e8	6 e 8	21, 22, 15-18	13 a 15, 18	15, 17 e 18	15, 18, 21, 22	15, 18, 21
	SEDEX	Kuroko	Noranda	Besshi	Cyprus	SEDEX	Kuroko	Noranda	Besshi	Cyprus	SEDEX	Kuroko	Noranda	Besshi	Cyprus

Tabela 2.9: Bandas dos sensores Landsat TM, ASTER e GEOSCAN, nas quais as características dos depósitos listadas nas tabelas 2.2, 2.3, 2.4, 2.5 e 2.6 são teoricamente detectáveis.

* dependerá da composição da rocha hospedeira ** o sensor não possui resolução espectral suficiente para detectar esta característica do depósito

Tendo em vista a simulação realizada para a detecção de depósitos tipo SEDEX e VMS, por diferentes tipos de sensores (vide Tabela 2.9), o sensor GEOSCAN mostrou-se como o mais adequado. A resolução espacial e espectral do GEOSCAN, conforme demonstrado neste estudo, é compatível com aplicações em exploração mineral em escalas de reconhecimento e de detalhe, independente da natureza do depósito.

As imagens do sensor ASTER, teoricamente, podem identificar algumas feições de caráter local nos depósitos tipo SEDEX e VMS. Entretanto, nota-se que este sensor é mais indicado para a escala regional e de reconhecimento, devido sua limitada resolução espacial na faixa SWIR e TIR.

As imagens do sensor Landsat TM, conforme indicam as simulações, prestam-se à detecção de depósitos tipo SEDEX e VMS em escala regional e, em alguns casos, em escala de reconhecimento. Porém, em regiões de climas árido à hiper-árido, onde há exposição plena do substrato, estas imagens têm sido utilizadas com sucesso para prospecção mineral na escala local (Sabine 1999).

Vale salientar que os modelos de exploração de depósitos de metais base utilizando sensoriamento remoto, apresentados neste capítulo, são modelos hipotéticos. A influência de fatores externos (i.e. vegetação, clima, topografia, iluminação, espalhamento atmosférico, entre outros) não foi considerada. Desta forma, estes modelos, antes de aplicados, devem ser necessariamente adaptados, levando-se em consideração estes fatores externos, os quais sempre serão determinantes para o sucesso ou fracasso de aplicações de sensoriamento em exploração mineral (de Souza Filho 2000, comunicação verbal).

Em áreas tropicais, por exemplo, onde as superfícies são dominadas por densa cobertura vegetal e um espesso manto de intemperismo, as respostas espectrais dos materiais primários diagnósticos da presença de depósitos do tipo VMS e SEDEX são mascaradas. Nestes casos, algumas medidas simples de contorno podem ser consideradas.

Uma destas medidas é a **época de aquisição de imagens**. A utilização de imagens adquiridas na época de seca, aumenta a possibilidade de exposição do subtrato, em função da perda substancial de massa foliar por árvores decíduas.

Além disto, ambigüidades espectrais causadas por níveis de solos transportados ou horizontes coluvionares e depositados sobre materiais "*in situ*" podem ser minimizadas concentrando a triagem de alvos nos **altos topográficos**. As assinaturas espetrais destes altos

devem corresponder à resposta do substrato, mesmo este estando parcial ou totalmente alterado por intemperismo.

CAPÍTULO 3

ESTUDO DE CASO: CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICA, Petrográfica e Espectral do Prospecto Salobro-Porteirinha (MG)

3.1. Apresentação

Neste capítulo, será proposto um modelo exploratório para a potencial detecção de feições geológicas associadas à mineralização de Zn-Pb do Prospecto Salobro, com base em dados de sensoriamento remoto. Como conseqüência deste trabalho, será demonstrado ainda que esta mineralização apresenta características semelhantes àquelas observadas em depósitos do tipo SEDEX (i.e., depósito estratiforme hospedado em sedimentos), o que amplia os horizontes de aplicação da metodologia aqui desenvolvida para a exploração mineral de depósitos desta categoria.

Os estudos aqui descritos foram iniciados por uma etapa de campo, que possibilitou a individualização das principais unidades litológicas e a coleta de amostras para a caracterização petrográfica e espectral da mineralização e de suas rochas encaixantes e hospedeiras (Figura 3.1).



Figura 3.1: Metodologia aplicada para a caracterização petrográfica e espectral do prospecto.

3.2. Introdução

O Prospecto Salobro localiza-se a 15 Km à oeste da cidade de Porteirinha, situada no extremo norte do Estado de Minas Gerais (Figura 3.2). A área do prospecto encontra-se inscrita na Folha de Janaúba (SD-23-Z-D-IV, escala 1:100.000).

Este prospecto foi definido pela descoberta de ocorrências de Zn e Pb associadas a um horizonte de *metachert* ferruginoso. Estas ocorrências foram mapeadas a partir de trabalhos sistemáticos de geoquímica de solos e rochas (Abreu & Oliveira 1998). Segundo estes autores: "...os trabalhos de pesquisa foram orientados por modelos de depósitos de sulfetos maciços gerados sobre ou nas vizinhanças de *vents* hidrotermais. No modelo adotado, o horizonte de *metachert* ferruginoso é interpretado como um sedimento químico exalativo distal e os corpos brechóides quartzo- sulfetados representam depósitos de preenchimento de cavidades relacionados a *pipes* que alimentaram os *vents* com soluções hidrotermais...".

O Prospecto Salobro é classificado pela Crocco-Rodrigues *et al.* (1992) como um depósito de grande porte, considerando uma extensão mineralizada de 1,4 Km com espessura média de 20m e expectativa de teores de zinco acima de 10%.

3.3. Vias de Acesso

O Prospecto Salobro dista cerca de 580Km à nordeste da cidade de Belo Horizonte. As cidades Janaúba e Porteirinha representam os pontos geográficos de referência e o acesso a área é feito pela rodovia que interliga estas duas cidades (Figura 3.2).

3.4. Aspectos Fisiográficos Regionais e Locais

O <u>clima</u> da região, segundo King (1956), é classificado como tropical subquente à subúmido, e caracterizado por chuvas concentradas no verão (entre novembro e março) e longos períodos de estiagem. A pluviometria média anual é de 900mm. A temperatura varia entre 19°C e 39°C (média de 24°C).

A <u>vegetação</u> no nordeste do estado de Minas Gerais encontra-se atualmente bastante degradada em seus espécimes naturais. Ali ocorre uma zona de transição entre o cerrado e a caatinga, denominada de caatinga arbustiva. Espécimes comuns desta vegetação compreendem a aroeira, a braúna, o umbuzeiro, cactáceas e as bromeliáceas



Figura 3.2: Mapa de localização e principais vias de acessos ao Prospecto Salobro (Porteirinha-MG), indicado pelo retângulo vermelho (figura superior)

A localidade do Prospecto Salobro, no período de chuvas, apresenta-se completamente recoberta por vegetação densa, classificada de caatinga. No domínio do prospecto, são identificadas três áreas onde é possível observar constantemente uma pequena exposição do substrato (altos topográficos indicados nas Figuras 3.3 e 3.4 pelas letras A, B e C). A exposição de solos e rochas é favorecida no período seco, onde a presença da vegetação contrasta consideravelmente em relação ao período úmido (Figuras 3.3 e 3.4). No entanto, nota-se que, apesar de seca, a vegetação continua a recobrir quase que por completo o prospecto.



Figura 3.3: Vista geral do Prospecto Salobro no período úmido. Indicações A, B, C e D vide texto.



Figura 3.4:Vista geral do Prospecto Salobro no período seco.
Indicações A, B, C e D, vide texto.

A <u>hidrografia</u> é caracterizada por uma rede de drenagem pouco densa, variando de retangular a dentrítica. O principal curso d'água é o rio Gorutuba (15Km a oeste do Prospecto Salobro), da bacia do Rio São Francisco. A Serra do Espinhaço (leste do prospecto) é o grande divisor de águas da região, separando a bacia do Rio São Francisco das bacias dos rios Pardos e Jequitinhonha.

A configuração da rede hidrográfica local reflete as influências dos fatores topográficos, geológicos e estruturais. Assim, na localidade do Prospecto Salobro, a rede de drenagem é bem desenvolvida, com estruturação principal E-W. O principal curso dágua que atravessa a área pesquisada é o Córrego Salobro.

A região é marcada por um <u>relevo</u> de morfologia ondulada, e é cercada por grandes grandes projeções orográficas que compõem a Serra do Espinhaço e a Serra do Coco. O lineamento da morfologia das serras é NNE-SSW, caracterizado por quartzitos que formam escarpas íngremes em função de sua resistência à erosão. A altitude neste relevo mais acidentado ultrapassa os 1300m. O Prospecto Salobro situa-se em altitudes baixas, comparativamente às altitudes encontradas na Serra do Coco (Grupo Macaúbas - indicado pela letra D nas figuras 3.3 e 3.4). A altitude média no domínio do prospecto é de 850 metros, com máxima e mínima variando de 925 e 775 metros, respectivamente. Na porção oeste da área de estudo, ocorrem dois importantes alinhamentos em cristas, orientados segundo a direção E-W, onde afloram as rochas da Seqüência Salobro (letras A, B e C nas Figuras 3.3 e 3.4).

3.5. Enquadramento Geológico - Geotectônico do Prospecto Salobro

De acordo com a compartimentação tectônica proposta por Almeida (1977), o Prospecto Salobro está inserido no contexto da Faixa de Dobramentos Araçuaí, na zona limítrofe à leste do Cráton do São Francisco (Figura 3.5).

Dentre os primeiros trabalhos efetuados na área em escala de reconhecimento, destacam-se os de Costa & Romano (1976), Almeida (1977), Drumond *et al.* (1980) e Siga Júnior *et al.* (1987).



Figura 3.5: Mapa geológico regional do Bloco Itacambira-Monte Azul no contexto da Faixa de Dobramento Araçuaí (Guimarães *et al.* 1993). Figura 3.6: Mapa Geológico entre os municípios de Itacambira e Monte Azul (Guimarães *et al.* 1993). O arcabouço geológico da borda leste do Cráton do São Francisco, entre Itacambira e Monte Azul (N-NE de MG), é controlado por uma janela estrutural que possibilita a exposição de rochas magmáticas, metamorfisadas ou não, e metassedimentares, formadas até o final da orogênese Tranzamazônica (Paleoproterozóico) (Drumond *et al.* 1980). Esta janela foi denominada de Bloco Itacambira-Monte Azul (BIMA) por Guimarães *et al.* (1993) (Figura 3.6).

Delimitando esta estrutura, que possui aproximadamente 30 Km de comprimento, ocorrem rochas dos Supergrupos São Francisco (Grupo Macaúbas e Grupo Bambuí) e Espinhaço (Neoproterozóico e Mesoproterozóico, respectivamente) (Crocco-Rodrigues *et al.* 1993).

Guimarães *et al.* (1993), subdividem as rochas do BIMA em 6 unidades: Complexo Metamórfico Córrego do Cedro (CMCC), Grupo Riacho dos Machados (GRM), Suíte Granitóide Pedra do Urubu (SGPU), Suíte Granitóide Gorutuba (SGG), Suíte Monzonítica Paciência (SGP) e Suíte Granítica Confisco (SGC). No entanto, a geologia da Folha de Janaúba, publicada no Projeto Espinhaço (Mourão *et al.* 1997), sugere a compactação da SGPU e da SGG em uma única unidade, denominada de Suíte Granitóide Itacambiruçu (SGI). Outra mudança em relação à nomenclatura de unidades foi proposta pelo projeto supracitado em relação à SGC, a qual foi incluída na Suíte Catolé.

3.6. Geologia local do Prospecto Salobro

As litologias encontradas no Prospecto Salobro são, segundo Abreu & Oliveira (1998), reunidas em 4 unidades (Figura 3.7): (i) Complexo Gnáissico (embasamento), constituído por gnaisses bandados e ortognaisses; (ii) Seqüência Salobro, que reúne anfibolitos, xistos metassedimentares, formações ferríferas e sedimentos siliciclásticos e calcio-silicáticos; (iii) rochas intrusivas de composição granítica e (iv) Grupo Macaúbas, constituído por quartzitos, metassiltitos e metadiamictitos.

As relações de contato entre a seqüência metavulcanossedimentar e o complexo gnáissico, bem como as variações composicionais dentro de cada unidade, são muito bem caracterizadas no perfil modelo desta seqüência, observado ao longo do Córrego Salobro (porção central da área mapeada). Trabalhos de campo realizados na área de estudo indicam a seguinte subdivisão para as litologias aflorantes no Prospecto Salobro (Figura 3.7):



Figura 3.7: Mapa geológico do Prospecto Salobro (modificado DOCEGEO 1999).

✓ Complexo Gnáissico

- ✓ Seqüência Salobro:
 - Unidade A quartzo-muscovita xistos grosseiros
 - Unidade B anfibólio xistos laminados, formações ferríferas e metaconglomerados
 - Unidade C muscovita-clorita-quartzo xistos bandados

✓ Rochas intrusivas

- Metagabro (intrusivo no Complexo Gnáissico)
- Granito (intrusivo na Seqüência Salobro)
- Corpos pegmatóides

O Grupo Macaúbas não foi objeto de pesquisa deste trabalho. Tal unidade apresenta-se recobrindo todas as rochas acima citadas.

3.6.1. Complexo Gnáissico

Mourão *et al.* (1997) atribuem a este complexo rochas gnáissicas bandadas, com eventuais feições de migmatização e que apresentam, com freqüência, corpos concordantes de anfibolito.

O complexo gnáissico ocorre na porção norte da área estudada, numa faixa com direção WSW-ENE (Figura 3.7). Está em contato tectônico com a base da Seqüência Salobro (Unidade A), através de uma falha de empurrão. Os gnaisses desta unidade apresentam aspectos variados, compreendendo termos bandados e maciços, de composição predominantemente quartzo-feldspática (± biotita) e textura granoblástica.

Na área de estudo, o complexo gnáissico apresenta-se intrudido por corpos de pegmatitos (Figura 3.8A) e anfibolitos (Figura 3.8B), de dimensões métricas a decamétricas, concordantes ou não ao bandamento gnáissico.

As rochas deste complexo formam um relevo arrasado, com encostas de baixa declividade e cristas arredondadas ou aplainadas. O solo argilo-arenoso predomina, e é condizente com a decomposição de rochas desta natureza.



Figura 3.8: Fotografias das unidades aflorantes no Prospecto Salobro

A: Complexo gnáissico, embasamento da Seqüência Salobro, sendo intrudido por corpo pegmatóide;

- B: Complexo gnáissico, embasamento da Sequência Salobro, sendo intrudido por corpo tonalítico;
- C: Quartzo-muscovita-xistos grosseiros pertencentes a Unidade A da Seqüência Salobro, aflorando em matacões no Córrego Salobro;
- D: Metaconglomerado silicificado, pertencente a base da Unidade B, com seixos angulosos centimétricos a decimétricos, caóticos e matriz arenosa;
- E: Metaconglomerado. Detalhe de seixo decimétrico rotacionado.

3.6.2. Seqüência Salobro

A Seqüência Salobro situa-se estratigraficamente dentro do Grupo Riacho dos Machados. Este grupo foi classificado como terreno granito-greenstone por Almeida (1977), como metabasitos por Drumond et al. (1980) e como seqüência meta-vulcanossedimentar por Leal et al. 1980 apud Fonseca (1993), Crocco-Rodrigues et al. (1992), Santos & Paes (1992), Guimarães et al. (1993) e Crocco-Rodrigues et al. (1993).

A subdivisão da Sequência Salobro dentro do Grupo Riacho dos Machados foi proposta por Santos & Paes (1992) e reafirmada por Guimarães *et al.* (1993) e Abreu & Oliveira (1998). Neste último trabalho, os autores subdividem esta seqüência em 3 unidades denominadas de A, B e C.

3.6.2.1. Unidade A

A unidade A é considerada a base da Seqüência Salobro. É constituída por quartzomuscovita xistos grosseiros (Figura 3.8C). A foliação nesta unidade apresenta direção WSW-ENE e mergulhos para SE superiores a 65°.

Onde observado, o contato entre esta unidade e o complexo gnáissico (contato inferior) é tectônico e marcado por uma grande quantidade de veios de pegmatito. O contato superior (i.e. com os anfibólio xistos laminados) é abrupto.

No Córrego Salobro, estes xistos possuem porções silicificadas. Contudo, tais ocorrências não são contínuas lateralmente e a espessura aparente não ultrapassa 1 metro. Corpos pegmatóides intrudem esta unidade obliquamente à foliação principal e possuem espessura variando de decimétrica à métrica.

A espessura desta unidade diminui para nordeste (Figura 3.7), podendo variar de 100 a 300 metros. O relevo por ela sustentado é acidentado e o solo associado é tipicamente de cor avermelhada.

3.6.2.2. Unidade B

A Unidade B é subdividida, no mapa geológico (Figura 3.7), em quatro sub-unidades: (i) metaconglomerados (ii) anfibólio xistos laminados, (iii) formações ferríferas magnéticas, (iv) formações ferríferas não magnéticas.

O relevo associado a esta unidade é bastante característico. Cada sub-unidade (exceção feita aos metaconglomerados basais) sustenta um alto topográfico orientado segundo a foliação WSW-ENE, dominante no prospecto. Assim, os três altos topográficos indicados nas Figuras 3.3 e 3.4 pelas letras A, B e C, são sustentados, respectivamente, por anfibólio xistos laminados, formações ferríferas magnética e formações ferríferas não-magnéticas.

Metaconglomerados

O pacote de metaconglomerados aflora no extremo noroeste da área mapeada, onde faz contato tectônico (falha de cavalgamento) a norte com os quartzitos do Grupo Macaúbas. O contato a sul, com as rochas da Unidade B, não foi observado no campo.

Estes metaconglomerados apresentam seixos suportados por uma matriz quartzosa, com granulometria que pode variar de fina à grossa. Os seixos estão rotacionados e têm tamanhos centimétricos à decimétricos (figuras 3.8D e 3.8E). A composição dos mesmos é diversificada. Seixos de termos tonalíticos são mais comuns, provavelmente oriundos do Complexo Gnássico.

Anfibólio xistos laminados

Os anfibólio xistos laminados estão distribuídos segundo uma faixa contínua, de direção WSW-ENE, na porção central da área mapeada. A seção tipo desta unidade situa-se no Córrego Salobro. De forma geral, estes anfibólio xistos apresentam estrutura laminada, compreendendo sucessões de lâminas escuras (esverdeadas), ricas em anfibólio, e claras, ricas em quartzo e muscovita. Entretanto, em maior detalhe, as bandas/lâminas que formam estas rochas podem variar consideravelmente em composição (*cf.* dados petrográficos sobre esta unidade nos tópicos seguintes).

A base desta sub-unidade é composta por uma rocha muito rica em anfibólio, pobre em quartzo e com estrutura maciça. À medida que se caminha para o topo, a estrutura da rocha passa

a ser gradativamente mais laminada com a presença de níveis esverdeados, boudinados, que contêm relictos ou pseudomorfos de piroxênio (diopsídio, segundo dados de difratometria de Raios-X da DOCEGEO) (figuras 3.9A e 3.9C). No entanto, são reconhecidas neste pacote intermediário algumas porções em que os anfibólio xistos apresentam silicificação bastante intensa o que propicia o mascaramento da estrutura bandada e o predomínio de estrutura maciça nesta litologia (Figura 3.9B).

O pacote de anfibólio xistos laminados faz contato de topo com as formações ferríferas magnéticas na metade sudoeste da área, e diretamente com os muscovita-clorita-quartzo xistos bandados da unidade C na metade nordeste. Os contatos, nas duas situações, são abruptos (Figura 3.7).

O topo do pacote de anfibólio xistos é marcado por um nível de <u>Metachert Ferruginoso</u> (Figura 3.9D). Este horizonte de *metachert* faz contato com os muscovita-clorita-quartzo xistos laminados da Unidade C à NE e com as formações ferríferas à SW da área. Corresponde à uma rocha quartzosa que exibe uma grande quantidade de *box-works* (sulfetos alterados) em superficie, e à qual associam-se, sistematicamente, valores anômalos de Zn e Pb (tanto em amostras de rocha como de solo). Segundo Abreu & Oliveira (1988), ao longo deste horizonte, os sulfetos podem ocorrer como níveis maciços, disseminados ou preenchendo cavidades (Figura 3.9D). Ao redor deste nível, os anfibólio xistos são muito ricos em sílica.

Formações Ferríferas

As formações ferríferas ocorrem na porção sudoeste da área mapeada (Figura 3.7) e são subdivididas em duas, uma magnética e outra não-magnética.

Estas formações ferríferas diminunem de espessura de WSW para ENE, desaparecendo na porção central da área (Figura 3.7). Esta diminuição de espessura pode ser atribuída a uma variação faciológica juntamente com um pequeno deslocamento estrutural das camadas, este último não observado em campo.



Figura 3.9: Perfil ilustrado dos anfibólio xistos laminados da Unidade B, aflorantes no perfil do Córrego Salobro (área central do Prospecto).

✓ Formação Ferrífera Magnética

A Formação Ferrífera Magnética é constituída por intercalações centimétricas de quartzo e magnetita (Figura 3.10A). A granulometria da rocha varia de fina à muito fina.

Este litotipo sustenta cristas alongadas segundo a direção WSW-ENE (paralela à direção da foliação geral – conforme indicado pela letra **B** nas Figuras 3.3 e 3.4). Esta unidade apresentase bastante intemperizada com alteração superficial de coloração avermelhada.

✓ Formação Ferrífera Não-magnética

A Formação Ferrífera Não-magnética é constituída por intercalações de milimétricas à centimétricas de quartzo e ilmenita, este último frequentemente alterado para goethita (Figura 3.10B). Localmente, esta formação grada para um fácies carbonático (Crocco-Rodrigues *et al.* 1992).

Este litotipo também sustenta cristas alongadas segundo a direção WSW-ENE (C – Figura 3.3 e 3.4) e forma solos de coloração avermelhada.

3.6.2.3. Unidade C

Esta unidade é constituída por muscovita-clorita-quartzo xistos bandados. Em furos de sondagem é possível observar que este bandamento corresponde à um acamadamento gradacional, típico de turbiditos.

Os muscovita-clorita-quartzo xistos, localmente, possuem porções mais ricas em sericita, sílica e turmalina. O aumento de sílica é associado à presença de vênulas e veios de quartzo discordantes da foliação principal. No extremo oeste da área (Figura 3.7), há um acréscimo importante no conteúdo de turmalina, onde observa-se feixes deste mineral orientados segundo o acamamento original da rocha. Níveis ricos em grafita são exclusivos desta unidade e foram observados próximo ao contato com a unidade B, no perfil do Córrego Salobro.

A foliação nesta unidade segue o padrão geral observado na área, com direção WSW-ENE e mergulhos variando de 50 a 65 ° para SE.

A unidade C situa-se nos níveis topográficos mais baixos da área e forma solos de cor ocre.



Figura 3.10: Fotografias das litologias aflorantes no Prospecto Salobro A: Formação Ferrífera Magnética, demonstrando um nítido bandamento composicional; B: Formação Ferrífera Não-magnética, com bandamento composicional;

- C: Matacões de metagabro *in situ*; com solo típico avermelhado; D: Granito com veios de quartzo microfalhados.

UNICAM²

3.6.3. Rochas intrusivas

3.6.3.1.Metagabro

Parte das rochas intrusivas da área são metagabros, constituídos principalmente por anfibólio e plagioclásio, de granulometria média a grossa. A textura geral da rocha é granoblástica.

Os metagabros aparecem principalmente como matacões ao norte do Córrego Salobro. Onde é possível observá-los *in situ*, nota-se que os corpos são claramente intrusivos no Complexo Gnáissico (Figura 3.10C). Nenhuma relação de contato entre estas rochas e a Seqüência Salobro foi observada.

Os metagabros encontram-se cisalhados mas a deformação que os atingiu foi heterogênea. Na escala de afloramento, estas rochas apresentam porções isotrópicas, sem deformação, justapostas à porções com feições proto-miloníticas à miloníticas.

Apesar de localmente deformados, dados preliminares permitem sugerir que estes metagabros correspondem a corpos intrusivos tardi a pós-cinemáticos da deformação principal impressa nas rochas da Seqüência Salobro. Regionalmente, corpos de metagabros aparecem próximos a seqüências similares à Salobro, também mineralizadas em Zn (Abreu 1999, comunicação verbal), sugerindo alguma relação destas intrusões com a mineralização.

O solo oriundo desta litologia é extremamente avermelhado.

3.6.3.2.Granito

O corpo granítico aflora a sudeste da área mapeada e é intrusivo nas Unidades B e C da Seqüência Salobro (muito embora nenhum contato direto tenha sido observado) e praticamente não sofreu deformação (o que o eleva à condição de pós-cinemático em relação à deformação dúctil, penetrativa, impressa nas rochas da Seqüência Salobro). Localmente, este granito exibe uma foliação discreta e incipiente, de direção N80E. Nestas porções, veios de quartzo cortam esta foliação e aparecem deslocados por microfalhas rúpteis (Figura 3.10D).

Este granito é constituído por quartzo, feldspato potássico e muscovita. O solo desta unidade é bastante arenoso e de coloração ocre.

3.7. Descrição petrográfica das litologias do Prospecto Salobro

3.7.1. Complexo Gnáissico

Os gnaisses pertencentes à esta unidade são compostos por quartzo, feldspato potássico, plagioclásio (oligoclásio e/ou andesina) e sericita. Ocorrem ainda proporções variadas de clorita, epidoto (zoisita e clinozoisita), biotita, muscovita, zircão e, por vezes, carbonato. Localmente, o feldspato potássico apresenta faixas irregulares e descontínuas compostas de albita, cujo intercrescimento como um todo é típico de pertitas. A textura destes gnaisses varia entre granolepdoblástica e lepdogranoblástica.

•

Nesta rocha, o plagioclásio, a biotita e a muscovita sofreram alteração para minerais de mais baixa temperatura. Neste processo, ocorreu a saussuritização do plagioclásio (com formação de zoisita/clinozoisita e sericita), a cloritização da biotita e sericitização da muscovita.

A análise petrográfica indica que o protólito desta rocha tenha sido um sienogranito leucocrático que foi elevado a um grau metamórfico anfibolito, e posteriormente sofreu um retrometamorfismo em fácies xisto verde, gerando a assembléia mineralógica observada atualmente nas amostras.

3.7.2. Seqüência Salobro

3.7.2.1. Unidade A

Os quartzo-muscovita xistos desta unidade são compostos por quartzo, muscovita (sericita), granada, biotita e turmalina, além de carbonato, clorita e anfibólio, de forma mais restrita. Esta rocha apresenta textura granolepidoblástica e um bandamento difuso, grosseiro, entre níveis mais ricos em quartzo e mais ricos em muscovita/sericita.

Uma feição marcante nos litotipos desta unidade é o processo de turmalinização. A turmalina associa-se em geral à porções mais ricas em porfiroblastos milimétricos de granadas rotacionadas (provavelmente níveis mais aluminosos) e ocorre sob a forma de cristais bem formados, com hábitos basais trigonais. É um mineral tardi à pós-cinemático, não deformado, que cresceu sobre a foliação principal da rocha.

A sericita, que pode ocorrer em pocentagens superiores a 40% nas lâminas descritas, é formada a partir da substituição da muscovita.

Veios de quartzo, de espessuras milimétricas, pouco deformados ou não deformados, são encontrados cortando a foliação principal desta unidade.

No contato de topo com a unidade B (anfibólio xistos laminados), os quartzo-muscovitaxistos da unidade A passam abruptamente para rochas de composição distinta. Nesta porção, ocorrem concentrações de anfibólios, granada com estrutura poiquilítica e clorita rica em Fe. Os anfibólios são tremolita-actinolita com presença de alguns cristais reliquiares possivelmente de horblenda (o que sugere um retrometamorfismo do fácies anfibolito baixo para xisto verde). Em lâmina é possível a observação da biotita e do anfibólio se transformando em clorita.

3.7.2.2. Unidade B

Anfibólio xistos laminados

Para a caracterização petrográfica desta sub-unidade foi realizada uma coleta sistemática de amostras no perfil Córrego Salobro. Das amostras coletadas, seqüencialmente, ao longo de 200m deste córrego, 12 foram laminadas para esta pesquisa.

Uma das grandes dificuldades encontradas no estudo desta sub-unidade foi a de adequar uma denominação para suas rochas. De fato, não existe um único litotipo, mas uma intercalação heterogênea entre lâminas e bandas, milimétricas à centimétricas, de vários tipos de "xistos" e/ou "fels". A predominância e/ou constante ocorrência de anfibólios ao longo de todo o pacote, distintamente do que ocorre com outros minerais, fez com que a sub-unidade inteira fosse denominada genericamente de anfibólio xistos. Entretanto, as variações composicionais entre cada banda, num pequeno intervalo do pacote, podem ser significativas, conforme ilustrado na Tabela 3.1.

A **porção basal** desta sub-unidade apresenta estrutura bandada, com alternâncias entre tremolita/actinolita xistos (bandas verdes, escuras) e zoisita-actinolita fels (bandas claras). A granulometria da rocha varia de média grossa e a textura geral é nematoblástica. As bandas verdes, individualmente, podem conter até 90% de anfibólio e são compostas por tremolita/actinolita, zoizita e/ou clinozoisita, sericita, opacos e titanita. As bandas claras, de zoisita-actinolita *fels*, são formadas por minerais do grupo do epidoto (zoisita e subordinadamente, clinozoisita, ambas podendo atingir mais de 60% do conteúdo da banda),

seguida de quartzo, tremolita/actnolita, clorita e carbonato (este, mais raro, é um mineral de alteração tardia). O contato entre as bandas claras e escuras é abrupto, embora irregularidades sejam comuns em função do crescimento de minerais metamórficos. Localmente, esta rocha apresenta ainda níveis boudinados, anastomosados, ricos em peseudomorfos de diopsídio (transformado quase que totalmente em anfibólio cálcico), de granulometria variando de 0,5 mm a 1 cm. Além da alteração do diopsídio em anfibólio, observa-se ainda a alteração deste último para clorita, principalmente nas bordas dos cristais.

Um outra variação observada na base deste pacote é a intercalação entre níveis ricos em tremolita/actnolita e níveis ricos em tremolita/actinolita/plagiocásio. Uma característica marcante neste tipo de variação é a granulometria dos anfibólios presentes entre estes dois níveis: uma grosseira e outra média à fina. Nos níveis mais grosseiros ocorrem somente anfibólios, possivelmente actinolita/tremolita, que apresentam cloritização nas bordas dos cristais e podem chegar a apresentar 1cm de diâmetro. Nos níveis de granulometria média à fina, os cristais de anfibólio são sub-milimétricos e apresentam-se conjuntamente com feldspato cálcico (possivelmente periclíneo), zoisita/clinozoisita, clorita, titanita e sericita. Pequenas proporções de quartzo (0,5-1%) também são observadas neste nível.

Em um <u>segundo nível estratigráfico</u> a presença de camadas boudinadas grosseiras, ricas em pseudomorfos de diopsídio e alteradas completamente para tremolita/actinolita, aumenta. Nestas camadas mais grosseiras, o anfibólio, ao longo planos de clivagem (120°), apresenta-se alterado para clorita e para sericita. Circundando estes níveis boudinados, ocorrem camadas milimétricas, arqueadas, compostas ora por quartzo ora por anfibólio (tremolita/actinolita), o que ressalta a estrututura bandada da rocha. Cristais de rutilos lamelares com pontas arredondadas e grãos de zircões detríticos sub-milimétricos com arestas arredondadas são comuns e encontram-se próximos às camadas mais ricas em quartzo. O anfibólio encontra-se principalmente alterado para minerais do grupo do epidoto (zoisita/clinozoisita) e para clorita. Nota-se que entre a porção basal e este 2° nível estratigráfico ocorre o aumento percentual da concentração de quartzo e a diminuição progressiva da actinolita/ tremolita.

No <u>terceiro nível estratigráfico</u>, a composição deste litotipo passa a ter maior quantidade de quartzo (a rocha encontra-se silicificada), com a presença comum de minerais como granada
(poiquilítica) e biotita (coexistindo em paragênese com a granada ou substituindo os anfibólios). Novamente há uma sucessão entre níveis esverdeados ricos em anfibólio (tremolita/actinolita) e níveis ricos em quartzo e epidoto (zoisita e/ou clinozoisita), esbranquiçados. Nos níveis ricos em tremolita/actinolita a granulometria predominante é muito fina e as camadas são de espessuras sub-milimétricas. As camadas quartzosas, de granulometria fina, localmente apresentam ainda cristais milimétricos de granadas poiquilíticas (com inclusões de quartzo). Estas últimas encontram-se rotacionadas, exibindo sombras de pressão constituídas por biotita e quartzo. Nesta rocha, o anfibólio apresenta-se parcialmente alterado para clorita e epidoto (zoisita e/ou clinozoisita); a biotita para clorita e sericita. Minerais opacos, milimétricos, são comuns neste nível e possivelmente tratam-se de sulfetos.

	Lâminas	Nomenclatura	Porcentagem Mineral								
		da rocha					-				
	ST 4.1	Zois	Tr/act	Zois	Tit	Clor	Qz	Carb	Ser		
Porção		anfibolito	70%	14%	4%	3%	2%	2%	Traço		
basal	ST4.1b	Felds-Ser-Clor	Tr/act	Pl	Ser	Clor	Tit	Zois			
		anfibolito	73%	10%	7%	5%	4%	1%			
	ST5.2b	Tr/Act-Zois-	Tr/act	Zois	Qz	Clor	Musc	Zirc	Apat		
		Qz-Clor-Musc	50%	21%	15%	8%	2%	traço	Traço		
2° nivel		xisto							-		
	ST5.2d	Tr/Act-Qz-	Tr/act	Qz	Zois	Ser	Tit	Rut			
		Zois-Ser xisto	35%	30%	30%	3%	2%	traço			
	ST6.4a	Qz-Tr/Act-	Qz	Tr/act	Biot	Ser	Clor	Zois	Tit	Gran	Zirc
		Biot-Ser-Clo	40%	30%	15%	8%	4%	1%	1%	1%	traço
		xisto									
		granatífero									
	ST6.4b	Qz-Gran-Zois-	Qz	Gran	Zois	Clor	Biot	Opac	Musc	Ser	
		Clor-Biot-	40%	25%	10%	12%	8%	3%	2%	traço	
		Musc xisto								-	
3° nível	ST6.4d	Tre/Act-Qz-	Tr/act	Qz	Clor	Ser	Pl	Gran	FK		
		Clor-Ser-Pl	40%	18%	15%	15%	12%	1%	Traço		
		xisto							_		
		granatífero									
	ST6.4e	Qz-Ser-Clor-	Qz	Ser	Clor	Gran	Opac	Biot	Musc		
		Gran xisto	60%	15%	14%	6%	0,5%	0,5%	Traço		
	ST6.4f	Qz-Tr/Act-	Qz	Tr/Act	Opac	Gran	Ser	Clor			
		Gran xisto	60%	20%	13%	2%	traço	traço			
Nível	ST6.5	Qz-Act/Tr	Qz	Tr/Act	Opac	Gran					
sulfetado		xisto sulfetado	45%	20%	33%	3%					
	ST7.3	Qz -Act/Tr-	Qz	Tr/Act	Zois	Clor	Biot	Gran	Tit	Opac	
		Zois-Clor-Biot-	34%	28%	20%	10%	5%	3%	Traço	traço	
Торо		Gran xisto				-			-		
-	ST7.7	Qz-Clor-Gran	Qz	Clor	Gran	Carb					
		xisto	70%	27%	2,5%	0,5%					

Tabela 3.1: Porcentagem dos minerais presentes nas lâminas dos anfibólio xistos laminados

O <u>metachert ferruginoso</u> (nível sulfetado) presente no Córrego Salobro é marcado, em lâmina, por uma deformação rúptil-dúctil. Apresenta uma mineralogia muito semelhante à dos anfibólio xistos encaixantes, exceto pela abundância peculiar de sulfetos e quartzo. Os cristais de sulfeto individuais apresentam granulometria fina e não ultrapassam a escala milimétrica. O bandamento composicional neste nível é marcado por bandas ricas em quartzo recristalizado (exibindo limites de subgrão) e bandas ricas em anfibólio com hábito fibroso (actinolita/tremolita). A granada (porfiroblastos submilimétricos) e os sulfetos estão intimamente associados às camadas de quartzo e anfibólio. Entretanto, os sulfetos distribuem-se em faixas que formam um pequeno ângulo de inclinação em relação ao bandamento composicional. Aqui, os cristais de anfibólio estão sendo transformados principalmente em clorita.

No <u>nível de topo</u> novamente observa-se o bandamento composicional entre bandas submilimétricas ricas em anfibólio e bandas milimétricas ricas em quartzo, com a maior predominância desta última. As bandas ricas em anfibólio são constituídas por cristais com hábitos aciculares e pleocroísmo verde claro, típicos da actinolita. Já as bandas ricas em quartzo apresentam estrutura granoblástica e são compostas por quartzo, zoisita, biotita, clorita e granada. A cloritização do anfibólio e dos cristais de biotita é marcante neste nível, em ambas as bandas. Aparecem ainda porfiroblastos rotacionados de granadas milimétricas e de cristais de actinolita sub-milimétricos.

Formação ferrífera magnética

As formações ferríferas magnéticas apresentam um bandamento composicional característico, onde bandas centimétricas ricas em quartzo se intercalam com bandas ricas em magnetita (± pirita).

Os cristais de magnetita são octaédricos com tamanhos milimétricos a centimétricos. Os cristais de pirita estão quase sempre inclusos nos de magnetita e possuem uma granulometria muito menor (poucos µm).

As bandas quartzosas apresentam grãos de quartzo pouco recristalizados, alongados segundo o bandamento composicional da rocha.

Formação Ferrífera Não-magnética

A formação ferrífera não-magnética possui um bandamento composicional entre bandas de quartzo e bandas de ilmenita, com raros sulfetos associados.

3.7.2.3. Unidade C

Os muscovita-clorita-quartzo xistos da unidade C são compostos por muscovita/sericita, quartzo e clorita como minerais essenciais, e granada, turmalina, biotita e zircão como minerais acessórios. Apresentam granulometria fina à média e como principais estruturas, laminação e bandamento.

O bandamento nas rochas desta unidade é dado por uma alternância de níveis com granulometria mais fina ou mais grosseira do quartzo e pela abundância relativa de minerais micáceos. A textura da rocha, em lâmina, varia de lepidoblástica à grano-lepidoblástica.

As quantidades de quartzo, sericita e clorita são variáveis de nível a nível. Os grãos de quartzo, principalmente de mono-cristais, são suportados pela matriz micácea e alguns deles ainda conservam bordos arredondados originais. Sombras de recristalização podem ocorrer em torno de cristais de quartzo irregulares, com quartzo muito fino (recristalizado) e sericita, compondo as sombras. A matriz nesta rocha pode variar entre sericítica, clorítica, clorito-sericítica ou sericito-clorítica. A sericita, mais abundante, pode representar uma matriz ou um produto de substituição de feldspatos, agora totalmente consumidos. A biotita, quando presente, também funciona como uma matriz entre os grãos de quartzo, estando alterada parcialmente ou totalmente para clorita e muscovita.

A granada, restrita a poucas amostras, aparece como porfiroblastos poiquilíticos, englobando cristais de quartzo de granulometria muito fina. Nas faixas mais deformadas, estes porfiroblastos apresentam sombras de pressão compostas por clorita, muscovita e sericita. Em algumas lâminas é possível reconhecer fantasmas de porfiroblastos de granada inteiramente desestabilizados para uma massa fina de sericita, clorita e epidoto (zoisita e/ou clinozoisita).

Os cristais de zircões identificados são de pequena dimensão e sempre arredondados. A turmalina tem ocorrência restrita e aparece nos níveis contendo granada ou próximo aos mesmos.

As rochas da unidade C apresentam uma foliação paralela ao acamamento. Em faixas discretas, onde aparentemente houve uma concentração maior da deformação, é comum o registro de milonitos.

3.7.3. Rochas intrusivas

3.7.3.1. Metagabro

O metagabro, nas porções não deformadas, exibe uma textura subofitica. É composto por cristais de piroxênios (pseudomorfos de augita), plagioclásio (oligoclásio e bytownita), sericita e quartzo. Clorita, zoisita e clinozoisita, eventualmente, fazem parte da composição principal da rocha.

Os grãos de plagioclásios, em geral, encontram-se em processo avançado de sericitização e saussuritização, o que dá origem a massas de sericita e aglomerados de cristais finos à médios de zoisita/clinozoisita.

Relictos de cristais de augita (piroxênio cálcico/férrico), com clivagem a 90°, cores de interferências altas e formato com arestas perpediculares, são observados em lâmina. A maior parte destes minerais foi substituída por horblenda, que localmente foram transformadas em tremolita.

Nas porções cisalhadas, o metagabro adquiriu um aspecto bandado, onde observa-se, ao longo de uma foliação bem marcada, a passagem da hornblenda para tremolita, clorita e sericita.

3.7.3.2. Granito

O granito presente na área de estudo apresenta quartzo, feldspato potássico (microclínio), plagioclásio e mica (essencialmente muscovita) em sua composição.

O feldspato encontra-se bastante sericitizado. Cristais de microclíneo apresentam fraturas preenchidas por sericita e quartzo recristalizado. O quartzo exibe textura mirmequítica com intercrescimento de plagioclásio. A rocha possui granulometria fina, com grãos de quartzo medindo aproximadamente 0,8mm.

3.8. Caracterização espectral das litologias do Prospecto Salobro

Para a delimitação do Prospecto Salobro por sensores remotos é necessária a caracterização espectral das litologias que compõem a Seqüência Salobro e que estão diretamente relacionadas a mineralização de Pb-Zn na área de estudo (unidades A, B e C e metagabro). Neste item serão discutidos os dados espectrais coletados sobre estas unidades.

As medidas espectrais foram realizadas utilizando o espectrorradiômetro *FieldSpec Full Resolution* (FR) (Capítulo1 - item 1.3.2.). Para a interpretação das curvas espectrais foram utilizadas as técnicas de análise manual (apresentadas no **anexo 1**) e a análise automática proporcionada pelo programa SIMIS Field 2.9 (*Spectrometer Independent Mineral Identification Software*) (Macklin 1998).

O programa SIMIS 2.9 utiliza 3 diferentes tipos de análises da curva espectral para a classificação mineralógica, que são:

- ✓ Feature Position: através deste procedimento, a biblioteca espectral selecionada é convertida em feições espectrais através da utilização de um algoritmo que subtrai o *continuum* dos espectros. As 20 maiores feições de absorção são extraídas e informações a respeito da posição, intensidade e largura destas feições são fornecidas;
- ✓ (ii) *Curve Shape*: nesta rotina, os espectros são normalizados e comparados com a biblioteca espectral de referência através de um algoritmo de correlação cruzada;
- ✓ (iii) Statistical Unmixing: esta técnica utiliza o algoritmo Generalised Linear Least Square (Settle & Drake 1993) para modelar o espectro obtido através de funções lineares, ajustadas pelo método dos mínimos quadrados.

3.8.1. Unidade A

As curvas referentes a unidade A (Figura 3.11a) da Seqüência Salobro apresentam feições de absorção amplas e suaves na região do VNIR (400-1000nm), todas elas relacionadas a transições eletrônicas. Na curva XB1, ocorre somente uma feição ampla centrada em 491nm, indicando a ausência de minerais portadores do íon férrico (Fe⁺³) nesta amostra. As curvas XB2 e XB3, por sua vez, apresentam 2 feições de absorção em 528nm e 537nm, respectivamente, além de feições comuns em 650nm e 915nm. Isto indica que as feições eletrônicas típicas do íon férrico

(i.e., queda generalizada da reflectância entre 400 e 600nm e feições de campo cristalino que produzem absorção em 650nm e 915nm) estão bem expressas em ambas as curvas. Todas estas feições estão tipicamente relacionadas à presença de goethita nas amostras (Hunt & Ashley 1979).

As feições de absorção na faixa do SWIR são praticamente constantes nas 3 curvas obtidas para as rochas desta unidade. A localização destas feições variam em poucos namômetros (< 5nm) e ao todo são quatro: (i) entre 1411 e 1414nm; (ii) entre 1911 e 1915nm; (iii) entre 2201 e 2209; e (iv) entre 2344 e 2345nm.

As feições em torno de 1400nm e 1900nm são correlacionáveis à presença de moléculas de água (H₂O) e de hidroxilas (OH). A feição em 2204 nm é acentuada e associada à presença de minerais contendo a ligação Al-OH, típica da muscovita/sericita. A feição suave em 2344nm é devido à presença de minerais contendo a ligação Mg-OH, possivelmente representando a clorita (Hunt & Salisbury 1970).



O classificador espectral do SIMIS 2.9 (Figura 3.11b) apontou a presença de: (i) goethita como hidróxido de ferro, (ii) muscovita e flogopita como micas potássica/magnesianas e aluminosas, respectivamente, e (iii) haloisita (um tipo de caulinita) como argilo-mineral.

Comparando aos dados petrográficos, nota-se que o classificador detectou corretamente a presença de muscovita (sericita), mas cometeu um ligeiro equívoco ao confundir uma mica rica em

K-Mg com a clorita. A indicação da presença da haloisita também pode ser atribuída à um erro de classificação, visto que a feição em torno de 2200nm (onde a haloisita apresenta uma de suas feições diagnósticas) é devido à presença de muscovita na rocha.

A relativa ambigüidade obtida na classificação é apontada no elevado erro da desmistura¹ espectral das curvas, também fornecida pelo SIMIS, que chegou a 30%.

3.8.2. Unidade B

Anfibólio xistos laminados

As curvas analisadas para esta sub-unidade estão plotadas na Figura 3.12a. e correspondem as amostras: XA1: ST4.1, XA2: ST6.4d, XA3: ST6.4f, XA4: ST5.2c e XA5: ST7.3. Deste conjunto, somente não há dados petrográficos disponíveis para a amostra ST5.2c.



A descrição petrográfica das rochas desta sub-unidade (item 3.5.2.2.) demonstrou claramente a grande variação mineralógica existente em intervalos de poucos decímetros ou centímetros ao longo do perfil Córrego Salobro. Esta variação encontra-se também refletida na assinatura espectral obtida para as amostras aqui medidas, onde verifica-se uma inconstância

¹ O erro de desmitura está relacionado a diversos fatores, entre eles: (i) a presença de ruído nas curvas; (ii) ao fato do método de interpolação utilizado pelo programa não estar adequado às específicas curvas espectrais analisadas e; (iii) a escolha inadequada da quantidade de minerais que compõem a biblioteca espectral de referência.

significativa da geometria, posição e intensidade das feições de absorção. Um outro fator a ser considerado é que o campo de visada (FOV) de 1°, adotado como padrão nas medições espectrais, restringiu a área analisada em 0,35 cm, o que, em muitos casos, limitou a medida a apenas uma única banda da rocha.

Apesar disto, é possível tecer algumas considerações sobre a resposta espectral das curvas obtidas para esta unidade (Figura 3.12a):

- As curvas espectrais apresentam pouca influência do íon Fe⁺³, exceção feita a curva XA3. As feições presentes na região do VNIR são suaves e amplas para as amostras XA1 e XA5.
- Todas as curvas apresentam anomalias de OH e H₂O (em torno de 1400nm e 1900nm), algumas mais intensas (XA2 e XA3- 1450nm) e outras com pequena profundidade e amplitude (XA1, XA4 e XA5 - 1400nm).
- 3. Na curva XA1, a conjugação de duas feições de absorção em torno de 2300nm (mais intensa) e 2400nm (menos intensa), associadas a uma feição única e pequena em 1400nm, é devida a presença de Fe-OH e Mg-OH e diagnósticas de anfibólios. Devido a pequena intensidade das duas feições do SWIR acredita-se que estes anfibólios sejam a actinolita e a tremolita. A feição assimétrica em torno de 1900nm, associada a uma pequena absorção em 2200nm, indica a presença de argilo-minerais na amostra (i.e., montmorillonita ou illita). As duas feições de pequena intensidade entre 2200-2300nm somadas às feições entre 2300-2400nm, podem significar a presença de algum tipo de carbonato na mistura espectral.
- 4. A curva XA2 é espectralmente complexa. Analisando-a por partes, nota-se que a dupla feição em torno de 2300nm (uma, menos intensa, abaixo de 2300nm e outra, mais intensa, acima de 2300nm), conjugada com uma queda de reflectância em direção à 2500nm, é devida à presença de minerais do grupo do epidoto (possivelmente uma mistura de epidoto e clinozoizita). A profunda queda da reflectância entre 400 e 700nm pode ser causada pela presença de ferro ferroso na estrutura de algum mineral. Observando-se a importante feição em 2100nm e a dupla feição em torno de 2300nm (mencionada acima), é possível inferir a adição, no comportamento espectral da curva, de um silicato de K, Mg e Al hidratado (flogopita ?). A feição em 2100nm é a mais determinante, visto que raramente ocorre (além da flogopita, somente alguns carbonatos a possuem). Assumindo a presença da flogopita, a feição

no VNIR pode ser explicada pela substituição do Mg pelo Fe^{2+} , na estrutura deste mineral. A presença da flogopita não é improvável, visto que trata-se de um tipo de mica derivada do produto do metamorfismo de calcários magnesianos - portanto, dentro do contexto desta unidade (Yardley 1989).

- 5. A curva XA3, exibe a clássica assinatura espectral da goethita na região do VNIR. As feições de absorção assimétricas ao redor de 1400nm e 1900nm, somadas a uma pequena feição centrada em 2250nm, sugere a presença de algum mineral de argila.
- 6. Na curva XA4, nota-se um pequena feição de absorção em 1400nm, e duas pequenas quedas de reflectância em 2200nm e 2320nm. Tendo em vista a pobreza em feições, o comportamento espectral dos minerais constituintes desta amostra é pouco definido e estes não podem ser determinados.
- 7. Na curva XA5 ocorre um pequena feição de absorção em 1900nm que associado a uma pequena absorção em 2200nm pode indicar a presença de argilo-minerais nesta amostra. As feições de absorção em 2300 e 2350nm, nesta curva, indicam a presença de minerais do grupo do epidoto (zoisita ou clinozoisita); ou mesmo apresentam alguma ligação com minerais carbonáticos na mistura espectral.
- A classificação realizada no SIMIS 2.9 (Figura 3.12b) identificou uma assembléia mineralógica diferente da observada no campo e nas lâminas delgadas (Tabela 3.1). O erro associado a essas classificações foi muito alto (superior a 40%).
- 9. Apesar de todas as amostras laminadas apresentarem uma grande porcentagem de tremolita/actinolita, a classificação do SIMIS não conseguiu identificá-los na maior parte das curvas espectrais analisadas. Exceção feita a amostra ST4.1 (curva XA1), onde parte da mineralogia identificada em lâmina delgada foi detectada pelo SIMIS, mostrando que o erro baixo (10,82) obtido nesta classificação é de fato um bom indicador da qualidade do resultado.

Metachert Ferruginoso/ Nível sulfetado

As curvas referentes à alteração superficial do nível sulfetado apresentam relações intrínsecas às feições de absorção descritas na literatura para óxidos e hidróxidos de ferro (Figura 3.13a).

Na região do VNIR, as curvas Min1 e Min3 apresentam 3 feições de absorção: duas mais intensas e com amplitudes bastante amplas e uma bastante suave. As feições mais intensas são centradas em 500nm (\pm 7nm) e em 940 nm (\pm 10nm), enquanto a feição mais suave aparece próxima a 660nm. A posição no espectro e geometria destas feições são diagnósticas de goethita (Hunt *et al.* 1971, Hunt & Ashley 1979).



A curva Min2, apesar da relativa baixa reflectância, é constituída na região do VNIR por duas feições bastante amplas: uma primeira, mais intensa, centrada em 492nm, e uma outra, muito suave, em 870nm. Estas feições, na ausência de feições de absorção em torno de 650nm, e fracas feições centradas em 1400nm e 1900nm, indicam a presença dominante de hematita na amostra.

Em todas as curvas, ocorrem dois *doublets* de feições de absorção em torno de 1400nm e em torno de 2200nm. Nas três curvas, os picos de absorção mais intensos dos *doublets* situam-se em 1414nm e 2205nm. Estas feições, principalmente a centrada em 2200nm, são típicas de minerais do grupo da caulinita.

O programa SIMIS 2.9 atingiu um resultado de desmistura espectral muito bom para estas amostras (Figura 3.13b), com erros variando de 8 à 17%. O classificador conseguiu distinguir 3 diferentes minerais contendo ferro: goethita, hematita e limonita, mas, em alguns casos, equivocou-se sobre a proporção entre estes. Na curva Min2, por exemplo, as feições espectrais devidas à presença de hematita são dominantes e, no entanto, a porcentagem de goethita e limonita ultrapassa a deste mineral.

Dois diferentes tipos de argilo-minerais foram detectados pelo programa: nontronita (mineral argiloso, membro dioctaédrico do grupo da montmorillonita) e uma mistura de caulinita+esmectita. A muscovita foi classificada em duas amostras.

A mineralogia descrita pelo SIMIS é compatível com a composição das amostras superficiais do horizonte de *metachert* ferruginoso. A hematita, não observada no campo e nas lâminas, pode ser produto de alteração da magnetita (um mineral comum em *cherts*); enquanto, os argilo-minerais, classificados pelo programa, podem ser resultados das transformações superficiais de micas e/ou parte das impurezas comumente associadas à formação da limonita. A muscovita aparentemente foi confundida, pelo programa, com os argilo-minerais.

Formações ferríferas bandadas

Formação ferrífera magnética

As curvas espectrais referentes às formações ferríferas magnéticas (Figura 3.14a) podem ser subdivididas em 2 grupos: um primeiro grupo que reúne as curvas FFM1 e FFM4, e um segundo que compreende as curvas FFM2 e FFM3.



O primeiro grupo, destaca-se pelas feições de absorção mais expressivas no VNIR do que no SWIR. São ao todo três feições de absorção de grande amplitude e profundidade: (i) em 505nm e 518nm (para as curvas FFM1 e FFM4, respectivamente), em (ii) 665nm e em (iii) 940nm, comum às duas curvas deste grupo. As feições em torno de 1400nm e 1900nm são suaves mas presentes. Este conjunto de feições é típico da influência do íon Fe^{+3} e, associada neste caso, à presença de goethita nas amostras.

O segundo grupo (FFM2 e FFM3) apresenta, na região do VNIR, as mesmas feições diagnósticas de goethita, embora relativamente mais discretas. Exibe ainda feições de absorção pronunciadas centradas em 1400nm (*doublet*) e 1900nm resultado de uma mistura espectral. Parte destas feições é função da própria goethita/limonita (1414nm e 1900nm), enquanto a outra parte, na curva FFM2, é devida à presença de minerais do grupo da caulinita (halloisita) (1400nm e 1900nm, conjugados com o típico *doublet* em torno de 2200nm) e, na curva FFM3, é devida à presença de um outro argilo- mineral (1400nm e 1900nm, associadas a uma feição única em 2203nm), indefinido.

O classificador automático do SIMIS 2.9 conseguiu um resultado de desmistura razoável (Figura 3.14b) e a margem de erro foi baixa (entre 8 e 12%).O SIMIS detectou a presença de goethita, limonita, muscovita, haloisita e diopsídio.

A presença de goethita e de limonita predominam nas amostras desta unidade com concentrações superiores a 50%. A muscovita, que na classificação das curvas FFM2 e FFM4, foi detectada de forma incorreta, foi confundida com a caulinita na curva FFM2, e com um outro argilo-mineral na amostra FFM4. Estes minerais de argila possivelmente constituem impurezas associadas aos hidróxidos de ferro. O diopsídio, detectado pelo SIMIS na amostra FFM1, não ocorre nas amostras analisadas.

Formação ferrífera não-magnética

As respostas espectrais da formação ferrífera não magnética apresentam grande correlação entre si. Apesar da baixa reflectância relativa, as feições de absorção presente nas curvas FFNM1, FFNM2 e FFNM3 (Figura 3.15a) são devidas à presença de hidróxidos de ferro, tais como a limonita e a goethita (feições de absorção entre 516 e 520nm e entre 682 e 689nm).

As feições relacionadas às hidroxilas e à molécula de água ocorrem com menor intensidade do que aquelas observadas na formação ferrífera magnética (os picos de absorção são menos intensos). Além disto, aqui não ocorrem *doublets* e sim feições de absorção simples em 1440nm e 1920nm. Novamente, a assimetria destas feições indicam a presença de argilo-minerais.



A classificação destas curvas no SIMIS indicou a presença de uma mineralogia condizente com aquela observada em lâminas e no campo (Figura 3.15b). O predomínio de hidróxidos de ferro (limonita e goethita) e de argilo-minerais (nontronita e kaosmectita - possivelmente também produto da decomposição intempérica dos hidróxidos de ferro impuros), justificam os baixos erros da classificação (próximos a 15%).

A turmalina, identificada pelo programa na curva FFNM3, não foi observada nas amostras.

3.8.3. Unidade C

As curvas selecionadas para esta unidade estão plotadas na Figura 3.16a.

As feições observadas no VNIR, devidas à influência do íon Fe, estão presentes nas curvas plotadas e são muito suaves. Todas as curvas apresentam pequenas feições em 412nm, 419nm, 680nm e 910nm, que variam em relação à intensidade. Estas feições podem estar tanto relacionadas à presença de goethita como também à presença de cloritas ricas em ferro nas amostras. A hipótese mais provável, quando analisado o conjunto de feições de absorção em torno

de 2340 nm (±8nm) é que se trata de clorita (mineral este identificado em abundância nas amostras laminadas desta unidade). Uma outra possibilidade para este conjunto de feições, seria a granada, mas este é um mineral que aparece como acessório e de pequeno tamanho nas rochas desta unidade.



Entre as feições identificadas nas curvas espectrais desta unidade, destaca-se as feições de absorção de grande profundidade em 1412nm e em 1915nm (média para as quatro curvas), indicando a presença de minerais na rocha contendo a molécula de hidroxila. Um outro conjunto importante de feições ocorre próximo a 2200nm (±5nm) e estão associadas à presença de minerais contendo a ligação Al-OH, principalmente a muscovita, em geral conjugada com a ocorrência de argilo-minerais (fato este justificado pela assimetria das feições em torno de 1900nm, nas curvas XT1, XT2 e XT4).

A análise espectral realizada pelo classificador SIMIS 2.9 (Figura 3.16b) indicou a presença de 2 tipos de hidróxido de Fe (goethita e limonita), 2 tipos de mica (muscovita e flogopita), e argilo-minerais (caulinita+esmectita, haloisita e nontronita). Clinozoisita e turmalina foram classificadas, exclusivamente, na curva XT3.

Visto que tratam-se de amostras relativamente frescas, os óxidos e hidróxidos de ferro foram superestimados pelo classificador. Acredita-se que as feições na região do VNIR são devidas à clorita, que também foi confundida com a flogopita (curvas XT1 e XT2) e com a clinozoisita (curva XT3). A muscovita, abundante na Unidade C, foi bem caracterizada em todos os casos, exceto na curva XT1 - onde provavelmente ficou mascarada pelas feições relativas aos argilo-minerais. A presença de argilo-minerais é justificada pela decomposição intempérica dos silicatos existentes nestas rochas (i.e., muscovita, clorita, granada e biotita).

A grande surpresa proporcionada pelo SIMIS, foi a identificação de turmalina na curva XT3. Este mineral ocorre como acessório nesta unidade, principalmente junto a bandas ricas em granada, e é de tamanho diminuto. Algumas turmalinas apresentam o seguinte comportamento espectral: uma feição de absorção ampla no azul (400-500nm), um alto de reflectância entre o verde e o vermelho (500nm e 700nm), feições de absorção em 1100nm e 1400nm e feições de absorção conjugadas no SWIR em 2205nm, 2245nm e 2295nm (intensas) e 2355nm (mais intensa). Feições próximas à estas aparecem na curva espectral da amostra, mas pelo menos parte delas são também devidas à outros minerais.

O erro de classificação nestas amostras foi razoavelmente elevado, atingindo até 22%.

3.8.4. Rochas Intrusivas: Metagabro

As três curvas espectrais medidas sobre amostras do metagabro estão expressas na Figura 3.17a.

A ocorrência de minerais portadores da molécula hidroxila (OH⁻) nesta rocha é confirmada pelas feições de absorção centradas em 1400nm e 1920nm, observadas em todas as curvas, reflexo da presença de anfibólios, sericita e clorita.

As curvas GB2 e GB3 são praticamente idênticas quanto à geometria e posição das feições espectrais, diferindo somente em intensidade. Nestas curvas, a assinatura espectral típica de anfibólios (hornblenda) pode ser detectada com base nas seguintes feições: (i) uma feição bem definida, mas pouca intensa, em 1400nm; (ii) uma discreta feição em 2255nm; (iii) uma importante feição em 2315nm (iv) seguida de uma pequena feição em 2386nm. As duas últimas feições, associadas a uma queda da reflectância próximo a 2466nm, pode indicar a presença de piroxênio (diopsídio (variedade dialágio) ou uma augita desestabilizada, empobrecida em Fe e Na). As múltiplas e proeminentes feições entre 1850 e 2050nm (que não aparecem em nenhum anfibólio ou

(diopsídio (variedade dialágio) ou uma augita desestabilizada, empobrecida em Fe e Na). As múltiplas e proeminentes feições entre 1850 e 2050nm (que não aparecem em nenhum anfibólio ou piroxênio), somadas às feições em torno de 2300nm, sugerem a presença de clorita na mistura espectral.



A curva GB1 apresenta três feições de absorção principais, centradas em 1400nm, 1900nm e 2200nm. Estas feições são devidas, em parte, à presença de muscovita. A feição em 1400nm, juntamente com as feições muito discretas em 2260nm e 2286nm, sugerem, de forma muito precária, a presença de anfibólio na amostra.

A curva GB4 é a de mais baixa reflectância relativa ao longo do espectro. Feições de absorção muito similares às descritas para a curva GB1 são aqui notadas, porém bem mais discretas - estas também possivelmente estão associadas à presença de anfibólio (indistinto) e muscovita na amostra.

O classificador automático SIMIS 2.9 (Figura 3.17b), identificou a presença de anfibólios (tremolita/actinolita e hornblenda), piroxênio (diopsídio), micas (flogopita e muscovita), clorita, antigorita e limonita. Esta mineralogia é bastante correlacionável à interpretação visual dos espectros e a mineralogia observada em lâmina delgada (o erro de desmistura foi próximo a 15%).

A identificação, pelo SIMIS, de limonita e antigorita nas curvas GB4 e GB1, respectivamente, é inadequada. O conteúdo de Fe(-OH) e Mg(-OH) nestas rochas e o reflexo destes elementos na curva espectral são devidos à hornblenda, actinolita/tremolita e clorita.

3.9. Discussão

3.9.1. O contexto geológico do Prospecto Salobro

As rochas pertencentes a Seqüência Salobro apresentam assembléias mineralógicas típicas de uma pilha sedimentar psamo-pelítico-carbonática, submetida à um metamorfismo que variou entre as fácies anfibolito e xisto verde.

Unidade A da Seqüência Salobro

A paragênese mineral, a relação intergrãos e o bandamento grosseiro, permitem sugerir que as rochas desta unidade correspondem a sedimentos alumino-silicáticos. Estes sedimentos sofreram um processo de metamorfismo no grau metamórfico anfibolito, com posterior retrometamorfismo em fácies xisto verde.

Unidade B da Seqüência Salobro

Os trabalhos de Drumond *et al.* (1980), Crocco-Rodrigues *et al.* (1992), Santos & Paes (1993) e Mourão *et al.* (1997) propõem que os anfibólio xistos laminados da unidade B são oriundos do metamorfismo de rochas vulcânicas máficas/ultramáficas. No entanto, as evidências levantadas por este trabalho, como já em parte antecipado por Abreu & Oliveira (1998) e Abreu (1999, comunicação verbal), permite tecer as seguintes considerações:

- ✓ O contato entre as diferentes bandas/lâminas observadas nos anfibólio xistos é brusco e representa variações composicionais que foram originalmente bruscas. Apesar deste contraste, em muitos casos, o contato é irregular em função do crescimento de minerais metamórficos.
- ✓ No conjunto, pode-se interpretar as composições, texturas e estruturas presentes neste pacote como resultantes do metamorfismo de sedimentos químico-detríticos. A típica alternância de bandas, com predomínio de minerais cálcio-magnesianos e aluminosos, sugere que estes sedimentos possivelmente corresponderam a margas cálcicas e/ou magnesianas com

contribuições variáveis de detritos finos (algo também corroborado pela presença constante de grãos de zircões e rutilos arredondados). A composição das faixas ricas em silicatos de cálcio e magnésio, somado à ausência ou quantidade restrita de carbonato, é comum em sequências de rochas calcio-silicáticas, como aquelas descritas no norte da Escócia e na vizinhança do lago Whetstone (Ontário, Canadá) (Yardley 1989).

- A observação, em furos de sondagem, de estruturas do tipo *slump*, é uma evidência adicional sobre a origem sedimentar destas rochas.
- ✓ Embora não tenham sido encontrados minerais índices do metamorfismo regional preservados, mesmo nas porções mais aluminosas (pelíticas) desta sub-unidade (i.e., estaurolita, cianita, sillimanita), com base na mineralogia encontrada é possível sugerir que estas rochas sofreram um metamorfismo progradante de mais alto grau, até a fácies anfibolito, tendo sido retrometamorfisadas na fácies xisto verde. A alteração pervasiva de minerais metamórficos para outros de mais baixa temperatura (transformação de piroxênios em anfibólios; transformação de anfibólios em biotita e/ou clorita e/ou zoisita; saussuritização dos plagioclásios; sericitização da muscovita; cloritização da biotita) evidenciam o retrometamorfismo que afetou esta sub-unidade.
- ✓ O metachert ferruginoso (nível sulfetado) pode corresponder a um horizonte de origem hidrotermal. A rocha que hospeda este horizonte (seqüência de anfibólio xistos), assim como partes do próprio horizonte, são marcados por um importante cisalhamento de natureza rúptil-dúctil, acompanhado de hidratação da rocha hospedeira por soluções ricas em sílica, com adição de S, Fe, Pb e Zn.

As formações ferríferas (magnéticas e não-magnéticas) também podem ter sido formadas por influência, mesmo que parcial, de fenômenos hidrotermais. O reconhecimento, nestas formações, de níveis contendo arsenopirita, pirita e ouro (Abreu 1999, comunicação verbal), apoiam esta hipótese.

Unidade C da Seqüência Salobro

Várias evidências indicam que o principal litotipo desta unidade corresponde a um sedimento detrítico, pelítico (aluminoso), de natureza turbidítica. Entre estas evidências estão: (i) a composição da rocha, rica em sílica e alumino-silicatos, (ii) o elevado grau de arredondamento dos grãos de quartzo e dos cristais de zircão; (iii) o nítido bandamento composicional e (iv) o reconhecimento de ciclos sedimentares com variação granulométrica gradacional e contatos abruptos entre dois ciclos (acamamento gradacional). Estes sedimentos, após sua deposição, foram submetidos à um metamorfismo inicial, provavelmente de fácies anfibolito, sendo posteriormente retrometamorfisados na fácies xisto verde. A granada exibindo textura poiquilítica e, localmente, estando desestabilizada para minerais de mais baixa temperatura, além da transformação de biotita em clorita e muscovita, são coerentes com esta conclusão.

3.9.2. A Seqüência Salobro e a Mineralização de Zn-Pb

As conclusões acima expostas sobre as principais unidades da Sequência Salobro, somadas à outras observações de campo e a trabalhos realizados pela equipe da DOCEGEO durante estes 5 últimos anos, sugerem que a formação desta sequência está relacionada à deposição de sedimentos (detríticos e químico-detríticos) em uma bacia do tipo *gráben*, controlada por falhamentos sindeposicionais.

Falhas de crescimento (Twiss & Moores 1992), que são falhas ativas durante o processo de sedimentação, são candidatas naturais para explicar a situação geológica no Prospecto Salobro. A associação dos processos de deposição, de compactação diferencial, de subsidência e deformacionais, pode levar, no caso destas falhas, a geometrias complexas, tais como variação da espessura das camadas e discordância angular progressiva ao longo do plano de falha (Twiss & Moore 1992).

O mapa geológico (Figura 3.7, DOCEGEO 1999), as informações coletadas nas etapas de campo e as análises dos furos de sondagem realizados no primeiro semestre de 1999 pela DOCEGEO, permitem concluir que:

✓ Os pacotes cartografados apresentam um nítida variação de espessura;

- ✓ O contato da Unidade A com os anfibólio xistos laminados da Unidade B é contíguo (e abrupto);
- ✓ O pacote de anfibólio xistos laminados faz contato de topo com as formações ferríferas e com os muscovita-clorita-quartzo xistos bandados da unidade C;
- ✓ O horizonte de *metachert* ferruginoso (sulfetado) faz contato com os muscovita-cloritaquartzo xistos laminados da Unidade C e com as formações ferríferas;
- ✓ As formações ferríferas diminuem de espessura de SW para NE, desaparecendo na porção central da área.

Com base nestas relações e na noção da arquitetura e dinâmica de uma falha de crescimento (Twiss & Moore 1992), elaborou-se os esquemas da Figura 3.18. A partir destas figuras, nota-se que a falha de crescimento de alto ângulo pode ter evoluído acoplada a uma (3.18A) ou duas (3.18B) falhas de descolamento basal. Este sistema explica razoavelmente todas as relações de contato observadas na Seqüência Salobro.

Com base nos dados até agora disponíveis, é difícil argumentar se a Unidade A, muito embora claramente de origem sedimentar, pertence de fato à Sequência Salobro. Nos estágios iniciais de formação de uma bacia, denominado de estágio de bacia faminta, os sedimentos depositados na base são essencialmente pelíticos (visto que nesta fase, a bacia ainda não está sendo abastecida por sedimentos de origem externa). A Unidade A (base da sequência), por sua vez, é formada por sedimentos detríticos grosseiros (que em geral aparecem intercalados ou sobre os níveis de conglomerados numa bacia). Este fato contraria a noção acima exposta, e sugere que a Unidade A possa alternativamente corresponder a uma sucessão mais antiga.

Independente da cronologia desta unidade, à medida em que a falha de alto ângulo permaneceu ativa, a bacia começou a receber sedimentos conglomeráticos contendo seixos oriundos do complexo gnáissico. Disto, seguiu-se a deposição de margas cálcicas e/ou magnesianas com contribuições variáveis de detritos finos (sedimentos químico-detríticos), do horizonte de *metachert* ferruginoso e das formações ferríferas, culminando com a deposição de turbiditos (Unidade C) sobre o conjunto da sequência.



Figura 3.18: Perfil esquemático da bacia tipo *gráben* do Prospecto Salobro, associado a uma (A) ou duas (B)falhas de deslocamento basal

A falha de alto ângulo e as intrusões de gabros próximo à base da sequência são dois elementos fundamentais neste modelo, principalmente naquilo que se refere à mineralização. Nesta concepção, a falha de alto ângulo teria funcionado como o canal de acesso/ abastecimento de fluidos hidrotermais, em analogia à seção idealizada por Goodfelow *et al.* (1993), para depósitos do tipo SEDEX (*cf.* Figura 2.1). As características do horizonte *metachert* ferruginoso (nível sulfetado, mineralizado em Zn e Pb) e das formações ferríferas sobrejacentes (com teores de ouro), permitem admitir que estas sub-unidades foram, pelo menos parcialmente, formadas ou transformadas por processos hidrotermais. O aumento da quantidade de quartzo, da base para o topo, no pacote dos anfibólio xistos laminados, culminando com silicificação generalizada das rochas mais próximas do horizonte sulfetado, são transformações também atribuídas a este processo de alteração hidrotermal.

O "zoneamento metálico" comumente observado em depósitos do tipo SEDEX (Goodfellow *et al.* 1993), onde, de forma suscinta, reconhece-se a passagem de zonas ricas em Zn-Pb e Fe-Au (+ sulfetos de As), da base para o topo, é análogo ao observado no Prospecto Salobro.

Neste modelo, a inclusão dos gabros que ocorrem na área de estudo é também importante, pois estes podem ter funcionado como fonte térmica, direta ou indiretamente relacionada ao sistema hidrotermal, que deu origem à estas mineralizações. Este gabros podem ter servido, pelo menos, como mantenedores das células de convecção de fluidos do sistema hidrotermal, caracteristicamente lentas em depósitos do tipo SEDEX (Goodfellow *et al.* 1993). Esta hipótese encontra sustentação à medida em que se reconhece regionalmente no Bloco Itacambira-Monte Azul uma íntima associação espacial entre seqüências sedimentares similares às de Salobro (contendo ocorrências de mineralizações metálicas) e gabros. Este fato, eleva estas rochas à categoria de guias de prospecção regional (Abreu 1999, comunicação verbal).

O metamorfismo (entre fácies anfibolito a xisto-verde) e a deformação que atuou na Seqüência Salobro, ocorreram, possivelmente, após ou tardiamente à edificação desta seqüência e à deposição da mineralização. Transformações observadas, tais como: substituição de anfibólios por clorita e zoisita e/ou clinozoisita; de plagioclásios por sericita e zoisita e/ou clinozoisita; de

que deu origem à mineralização, são assumidas aqui como produto do retrometamorfismo na fácies xisto-verde. Os cristais neo-formados de turmalina, epidoto (zoisita e/ou clinozoisita) e calcita, que eventualmente aparecem desorientados nas rochas da seqüência, indicam que os mesmos foram formados tardiamente à deformação e ao metamorfismo principal, podendo ou não estarem associados a deposição da mineralização.

Todas as observações e conclusões obtidas até o momento sobre o Prospecto Salobro convergem no sentido de classificá-lo com um típico depósito do tipo SEDEX, metamorfisado.

3.9.3. Os Dados Espectrais do Prospecto Salobro

A espectroscopia de reflectância é um método não destrutivo, que reúne rapidez e economicidade na caracterização de minerais e rochas. No entanto, como já discutido nos trabalhos de Passos (1999) e Swalf *et al.* (1999), é necessário um rigoroso controle da mineralogia (através de lâminas delgadas, difratometria de Raios-X e/ou microscopia eletrônica), em amostras de referência, para uma maior confiabilidade nos resultados obtidos a partir desta técnica.

A análise espectral de amostras de rochas do Prospecto Salobro permitiu uma caracterização mineralógica que se aproximou bastante daquela obtida a partir da petrografia e de observações feitas no campo - 70% dos dados coletados com o *FieldSpec* e analisados com o programa SIMIS mostraram pouca ou nenhuma ambigüidade com os dados petrográficos, admitidos como mais precisos. Entre todas as unidades e sub-unidades, o estudo espectral realizado sobre o pacote de anfibólio xistos laminados da Unidade B foi o que atingiu os piores resultados de conjunto, ou seja, não foi possível caracterizar uma assinatura espectral única para esta sub-unidade devido a sua heterogeneidade composicional.

O intemperismo, acentuado em regiões de clima tropical, como é o caso da área de estudo, modificou profundamente a mineralogia original das rochas do Prospecto Salobro, resultando, em superfície, em misturas de minerais primários com seus correspondentes intempéricos, o que é claramente observado nos dados espectrais apresentados neste capítulo.

Contudo, as análises espectrais das unidades deste prospecto permitem individualizar os litotipos reconhecidos em três principais grupos espectrais: um primeiro com feições de absorção

entre 400-950nm, um segundo com feições entre 2200nm e 2300nm e um terceiro com feições entre 2300nm e 2400nm.

O <u>primeiro grupo</u> compreende as formações ferríferas magnéticas, as formações ferríferas não-magnéticas e o horizonte de *metachert* ferruginoso (minério). As feições de absorção deste grupo estão concentradas entre 400nm e 950nm e são devidas principalmente à presença, nestas rochas, de hidróxidos e óxidos de ferro (goethita, limonita e hematita, **anexo 1**). Fraser *et al.* (1985); Raines *et al.* (1985); Crósta (1990); Taranik *et al.* (1991); Crósta (1993) concluíram que a concentração anômala de goethita em *gossans* (detectável por sensoriamento remoto) pode servir como indicador da presença de jazidas sulfetadas em sub-superfície. A caracterização espectral de várias amostras intemperizadas do minério do Prospecto Salobro, analogamente a estes estudos, demonstrou que a goethita é o mineral de alteração superficial dominante.

O <u>segundo grupo</u> engloba as rochas ricas em filosilicatos das unidades A e C. As feições de absorção típicas deste grupo concentram-se em torno de 2200nm e aparecem em função da presença abundante de minerais que contém íons hidroxila coordenados por íons de alumínio (Al-OH) em sua estrutura, destacando-se os alumino-silicatos do grupo das micas (muscovita e a flogopita) e os argilo-minerais (caulinita, esmectita e haloisita).

O <u>terceiro grupo</u> compreende as rochas ricas em minerais máficos e inclui os litotipos da Unidade B e o metagabro. As feições de absorção características deste grupo concentram-se entre 2300nm e 2400nm e ocorrem devido à presença de minerais que contêm íons hidroxila coordenados por íons de Mg (Mg-OH) em sua estrutura, entre os quais estão a tremolita/ actinolita, a horblenda e minerais do grupo da clorita.

Estes três "grupos espectrais" podem ser detectados por sensores multiespectrais, e portanto, a assinatura espectral de cada um deles pode ser utilizada como guias de prospecção em investigações baseadas em sensoriamento remoto.

3.9.4. Modelo de detecção do Prospecto Salobro utilizando o sensor GEOSCAN

O modelo descritivo e a caracterização do comportamento espectral das feições diagnósticas do Prospecto Salobro apresentados ao longo deste capítulo, foram sintetizados em

um modelo exploratório aplicável a esta mineralização, baseado em sensores remotos multiespectrais, com ênfase no sensor GEOSCAN (Tabela 3.2).

A tabela 3.2 apresenta uma adaptação do modelo exploratório desenvolvido para depósitos do tipo SEDEX genéricos (Capítulo 2, Tabela 2.2), onde foram interpoladas as características observáveis no Prospecto Salobro, os intervalos espectrais onde tais características são detectáveis, a espessura/dimensão das feições e quais, dentre as 24 bandas do sensor GEOSCAN, prestam-se à detecção destas variáveis.

Uma característica particular o sensor GEOSCAN é a de possuir bandas espectrais (19-24) cobrindo a faixa do infravermelho termal (TIR – 8640-11280nm), região do espectro onde é possível a detecção de sílica em superfície. Muito embora o espectrorradiômetro FieldSpec FR não seja capaz de medir radiação neste intervalo de comprimentos de onda, o que impediu uma avaliação do comportamento espectral dos materiais geológicos presentes no prospecto, foi decidido incluir o uso destas bandas no modelo exploratório. Isto foi feito principalmente em função da rocha hospedeira do minério (*metachert* ferruginoso) tratar-se de um horizonte rico em sílica, e por conseguinte, potencialmente detectável na faixa TIR (Tabela 3.2).

O modelo exploratório aqui apresentado, num passo seguinte (Capítulo 4), norteará a estratégia de processamento digital a ser aplicada às imagens GEOSCAN, visando a detecção remota das feições do Prospecto Salobro. Entretanto, cabe salientar antecipadamente, que a aplicação deste modelo deverá ser limitada em função dos aspectos fisiográficos particulares da região do prospecto, conforme descrito neste capítulo. A presença de vegetação abundante, espesso manto de intemperismo e cobertura coluvionar, documentados na área de estudo, podem funcionar como obstáculos intransponíveis ao uso ideal do sensoriamento remoto.

		Fenoreuro	Intervolo	Dandas	
	Prospecto Salobro	Lspessura		Danuas	
1 ⁰⁰⁰		allorante	espectral (nm)	GEUSCAN	
Controle do	Estratigráfico	150m	400-950	1 - 10	
minério			2150-2400	14 - 18	
Estruturas associadas	Falha normal de alto ângulo	400m	VNIR, SWIR, TIR	1 - 24	
	Anfibólio xistos laminados (Unidade B)	150m	2300-2400	16 - 18	
Rochas	Formações Ferriferas	200m	400-950	1 - 10	
encaixantes	Unidades A e C	150m (A) >300m (C)	2200-2300	14 - 16	
Rochas	Matachant formerican	<i></i>	400-950;	1 - 10	
hospedeiras	Metacheri terri ugilloso	<5m	9500-10500	19 - 20	
Minerais de minério	Minerais de minério Esfalerita, galena (pirita, pirrotita)		400-950	1 - 10	
Mineralogia do	Actinolita-tremolita, quartzo, horblenda,	150	2300-2400	16 - 18	
depósito	granada e biotita	15011	9500-10500	20 - 22	
Alteração primária	Silicificação e sulfetação	<5m	9500-10500 400-950	20 - 23	
Alteração tardia (pós pico metamórfico)	Turmalina, clorita, zoisita, clinozoisita e carbonatos	100m	2200-2400	14 - 18	
Alteração intempérica	Goethita e limonita	10m	400-950	1 - 10	
Zoneamento lateral	Não identificado	······			
Fonte de calor	Gabro	200m	400-950 2300-2400	1 - 10 16 à 18	

Tabela3.2 : I	Intervalos espectrais e bandas do sensor GEOSCAN selecionada	as para a detecção das principais feições			
do Prospecto Salobro por sensoriamento remoto.					

.

CAPÍTULO 4

ESTUDO DE CASO: MAPEAMENTO REMOTO DA Mineralização de Zn(Pb) no Prospecto Salobro utilizando dados GEOSCAN MKII

4.1. Apresentação

O Prospecto Salobro é constituído de vários litotipos: muscovita-xistos (i.e. unidade A e unidade C), anfibólio xistos laminados, *metachert* ferruginoso (nível sulfetado), formações ferríferas magnéticas e formações ferríferas não-magnéticas (i.e. unidade B), além da sua aparente associação espacial com metagabros.

A distinção destas rochas através de imagens GEOSCAN permite avaliar o real potencial para a detecção deste prospecto mineralizado em Zn (Pb) por sensoriamento remoto. Assim, neste capítulo, serão descritas as rotinas de processamento da imagem GEOSCAN para o mapeamento remoto do prospecto, utilizando, como base, as características levantadas e descritas no capítulo 3 (anterior) e expostas resumidamente na Tabela 3.5.

4.2. Pré-processamento

O pré-processamento aplicado aos dados GEOSCAN foi restrito à correção atmosférica e ao georreferenciamento das imagens.

4.2.1. Correção Atmosférica

As imagens geradas por sensores ópticos são afetadas pelos gases e partículas presentes na atmosfera, os quais causam absorção e espalhamento da radiação. A atmosfera terrestre pode ter efeitos aditivos ou subtrativos em imagens de sensoriamento remoto, e em casos extremos, modifica significativamente a resposta espectral genuína de um alvo na superfície terrestre.

Estes efeitos aparecem em imagens digitais como um aumento ou redução irreal dos valores de níveis de cinza dos pixels. Entretanto, é possível corrigir estes efeitos através de técnicas de processamento digital de imagens (Chavez 1996, 1998; Green *et al.* 1993).

Como já discutido no Capítulo 1, o sensor GEOSCAN é calibrado em vôo de forma que os valores dos pixels originais são redistribuídos no intervalo dinâmico de 8 *bits* (DN de 0 à 255).

Este procedimento, embora facilite o ajuste ótimo do histograma das imagens, inibe a utilização de técnicas simples de correção atmosférica.



Figura 4.1: Fluxograma do processamento das imagens GEOSCAN MKII para o Prospecto Salobro

Visto que esta correção é crítica para o sucesso da aplicação de técnicas de processamento mais sofisticadas (i.e., classificação espectral), utilizou-se neste estudo um algorítmo desenvolvido para amenizar o efeito do espalhamento atmosférico residual. Este algorítmo é denominado de IARR (*Internal Average Relative Reflectance*) (ENVI 1997) e já demonstrou sua eficiência para a correção atmosférica de dados GEOSCAN (Du 1996; Fraser & Agar 1997 e Agar & Pávez 1999).

A técnica IARR é utilizada principalmente para normalizar imagens de áreas onde o comportamento espectral dos alvos disponíveis é pouco conhecido (Roberts *et al.* 1985; Conel *et al.* 1985; Kruse *et al.* 1990). O algoritmo gera um espectro médio considerando todos os pixels da imagem sob estudo, sendo em seguida dividido pelo espectro de cada pixel desta imagem (*cf. http://www.sulsoft.com.br/envi_index.html*).

4.2.2. Correção Geométrica

O georreferenciamento de imagens GEOSCAN é dificultado devido à alta resolução espacial das cenas e ausência de mapas topográficos em escala compatível. Estudos envolvendo dados GEOSCAN na região do Rio Itapicurú (BA) (Prado 1997; Penteado 1999) e na região de Riacho dos Machados (Hernandes 1994) não obtiveram uma correção geométrica com um erro (RMS) aceitável para a escala dos trabalhos, principalmente devido à falta de mapas plani-altimétricos adequados.

Para o georreferenciamento das imagens da região do Prospecto Salobro, foi utilizado um mapa topográfico em formato digital (.dxf), na escala 1:5.000 (fonte: DOCEGEO). A partir deste mapa, foram definidos pontos de controle no terreno (GCP- *Ground Control Points*), e estes foram correlacionados a imagem. Com base nesta correlação, as distorções presentes na imagem puderam ser estimadas e corrigidas.

O erro associado aos pontos de controle da imagem GEOSCAN, próximo ao Prospecto Salobro, foi relativamente baixo (entre 2 e 3m). No entanto, o erro e, portanto, a distorção geométrica entre mapa e imagem, aumentaram muito em direção à periferia da cena. Em função disto, optou-se por restringir a área de estudo, para fins de processamento de imagens, somente aos limites do Prospecto Salobro.

4.3. Processamento Digital de Imagens

A função primordial do processamento digital de imagens de sensoriamento remoto é a de fornecer ferramentas para facilitar a identificação e a extração da informação contidas nas imagens, que permitam interpretação posterior (Mather 1987; Crósta 1992; Drury 1993).

Estas ferramentas foram aqui divididas em dois conjuntos de técnicas, em função de suas especificidades: um primeiro, voltado ao realce e **discriminação** (técnicas "convencionais"/ "tradicionais") entre materiais geológicos; e um segundo, visando a **identificação** sistemática (classificação espectral) desses materiais.

4.3.1. PDI – Técnicas Tradicionais

Neste trabalho, as seguintes técnicas tradicionais de processamento de imagens foram utilizadas:

4.3.1.1. Aumento de Contraste

O aumento de contraste é realizado para que as imagens que possuam baixo contraste sejam realçadas, isto é, para que os histogramas ocupem todo o intervalo de 256 tons de cinza, no caso de imagens de 8 *bits*. Esta operação faz com que o olho humano perceba mais claramente as diferenças de tonalidades de cinza nas imagens digitais.

Neste estudo, diversos tipos de aumento de contraste foram selecionados e testados em função da forma do histograma de entrada e do objetivo do realce para cada imagem. No entanto, recebeu destaque o aumento de contraste balanceado através da técnica de BCET (*Balance Contrast Enhancement Technique*), desenvolvido por Guo (1991). Esta técnica utiliza uma função parabólica ou cúbica, definida por 3 coeficientes, e é capaz de eqüalizar os intervalos de valores e de médias para bandas de quaisquer imagens, sem que se perca a forma básica do histograma, evitando, portanto, a perda de informações.

4.3.1.2. Composição Colorida

A composição colorida permite a combinação das informações espectrais de três diferentes bandas (tripletes) em uma única imagem, utilizando o espaço de cores RGB (Shih 1995).

Três diferentes tripletes foram selecionados para interpretação:

✓ <u>Bandas 3/2/1 (RGB)</u> (Figura 4.2): composição colorida real. Esta composição realça, em tons de vermelho (banda 3 - 645nm ± 71nm), materiais que refletem na região do vermelho no espectro eletromagnético. É portanto um excelente produto para detecção de solos e rochas ricas em hidróxidos de ferro, desde de que expostas em superfície. O metagabro, composto por minerais ferro-magnesianos, conforme previsto no modelo exploratório, é muito bem caracterizado nesta composição (cf. limite norte da área).



N

Figura 4.2: Composição colorida real obtida com dados GEOSCAN. O retângulo em vermelho indica a área onde está contido o Prospecto Salobro

- A: Domínio do Complexo Gnáissico
 B: Domínio dos quartzitos do Gr. Macaúb
 C: Domínio dos filitos e paraconglomerado
- do Gr. Macaúbas
- D: Domínio do MetagabroE: Domínio da Seqüência Salobro



✓ Bandas 17/8/2 (RGB) (Figura 4.3): composição colorida falsa-cor para realce da vegetação. A banda 8, situada na região do infravermelho próximo (873nm ±22nm), detecta um alto de reflectância típico da vegetação (o que também pode ser detectado nas bandas GEOSCAN de 6 à 10). Estando alocada ao canal verde, esta banda permite caracterizar em tons de verde, de maneira comum na imagem, áreas onde há presença dominante de matas ciliares (verde mais claro), árvores, arbustos e gramíneas, independente se fotossinteticamente ativas ou secas. A banda 2, que cobre o intervalo do verde do espectro visível (583 ±67nm) e foi aqui alocada ao canal azul, mapeia alterações de reflectância devido à deterioração da clorofila (pigmento) na vegetação (Hauff 1995). Estas alterações, que teoricamente são sutis (Hauff op. cit.), também pouco aparecem na imagem. A banda 17, posicionada no infravermelho de ondas curtas (2308nm ±44nm), é capaz de discriminar áreas onde rochas e solos encontram-se expostos, além de detectar variações de reflectância na vegetação devido à presença de compostos bioquímicos resistentes (i.e., lignina, celulose e proteína) e pode indicar áreas com predomínio de vegetação mais seca na imagem. No seu conjunto, a composição colorida da Figura 4.3 aponta a presença de vegetação "verde" e seca recobrindo, quase que por completo, o Prospecto Salobro (o que também pode ser observado na Figura 3.4). As áreas em tons de magenta ou mesmo vermelho na Figura 4.3 apresentam exposição parcial (com vegetação muito seca recobrindo) ou mesmo total de solos e rochas. Tais áreas estão associadas: a superfícies ferruginosas formadas por processos de intemperismo das formações ferríferas e do minério (B); a cristas quartzíticas do Grupo Macaúbas (A); e áreas de ocupação e uso do solo (C e D).

✓ <u>Bandas 20/14/6 (RGB)</u> (Figura 4.4): composição colorida falsa-cor para realce de materiais ricos em sílica (banda 20 - 9170nm ± 530nm), minerais portadores da molécula hidroxila (banda 14 - 2176nm ± 44nm) e superficies ricas em hidróxidos de ferro (íon Fe³⁺) (banda 6 740nm ±23nm), em tons de vermelho, verde e azul, respectivamente. Esta composição individualizou o contato do Grupo Macaúbas (representado na região por metarenitos e metaconglomerados) e da Seqüência Salobro, porém não é uma composição adequada para a separação entre a Seqüência Salobro e o embasamento. Na porção centro-oeste da Seqüência Salobro, ocorrem áreas contendo pixels que variam entre tons de vermelho e magenta (A, B e C), indicando que tratam-se de superficies ricas concomitantemente em sílica (porções



Figura 4.3: Imagem demonstrando a distribuição vegetal no Prospecto Salobro



Figura 4.4: Imagem RGB da distribuição da sílica, hidroxila e ferro no Prospecto Salobro

saturadas em vermelho) e hidróxidos de ferro. Estas áreas apresentam-se alinhadas ao *trend* da foliação principal e resumem a expressão superficial das formações ferríferas bandadas e do nível de *metachert* ferruginoso. Esta combinação de bandas, especificamente construída com base no modelo exploratório, mostrou-se extremamente eficaz para a delimitação remota do nível mineralizado. Em relação ao Grupo Macaúbas, são observados dois diferentes domínios: um a noroeste (**D**), onde as superfícies mostram-se mais ricas em materiais contendo a molécula hidroxila do que sílica, e outro ao sul, onde aparentemente existe um bandamento composicional entre bandas mais ricas em sílica (tons vermelho-laranja) e bandas mais ricas em hidroxila (**E**). No embasamento (**F**) há uma "mistura" irregular entre materiais contendo sílica, hidroxilas e íons férrico (i.e., os pixels não têm uma cor dominante).

4.3.1.3. Modelo Digital de Terreno (MDT)

O modelo digital de terreno permite a associação das informações espectrais com a topografia do terreno. Na região do Prospecto Salobro, as curvas de nível do mapa em formato digital (fornecido pela DOCEGEO) foram gridadas pelo método da triangulação. A partir deste procedimento, foi possível representar a topografia da área através de uma superfície contínua, para a utilização conjunta com a imagem GEOSCAN.

O MDT da área de estudo foi confeccionado visando a possibilidade de melhor interpretar a distribuição dos domínios de sílica, hidroxilas e íons de ferro e da cobertura vegetal no Prospecto Salobro (Figuras 4.5 e 4.6). A fusão destes dois conjuntos de dados permitiu a obtenção de resultados muito superiores àqueles obtidos com as imagens no plano, já que acrescenta o relevo como uma outra dimensão de informação.

A imagem da Figura 4.3 (realce da vegetação), quando sobreposta ao MDT, permite visualizar que as áreas pobres ou isentas de vegetação, na porção centro-oeste do prospecto, correspondem à altos topográficos sustentados pelas formações ferríferas e pelo horizonte de *metachert* mineralizado (Figura 4.5). Estas feições tornam-se ainda mais evidentes com a combinação do MDT à imagem da Figura 4.4 (Figura 4.6). Neste produto, além das cristas de geometria convexa sustentadas pelas formações ferríferas é possível observar, com muita clareza, uma concentração de materiais ricos em sílica e íons férrico alinhada segundo uma crista retilínea de direção E-W, que corresponde ao horizonte de *metachert* mineralizado.




4.3.1.4. Operações Aritméticas

As operações aritméticas são técnicas que permitem combinar duas ou mais imagens multiespectrais e/ou multitemporais em uma única imagem, reduzindo a dimensionalidade dos dados. Em exploração mineral, as operações aritméticas mais utilizadas são a subtração e a divisão. Tais operações servem para realçar intensamente a diferença entre um par de bandas, discriminando materiais com comportamento espectral distinto.

Agar (1994), Hernandes (1994), Prado (1997) e Penteado (1999) investigaram a aplicação de diversas razões (e subtrações) de bandas do sensor GEOSCAN MKII na identificação de zonas de alteração hidrotermal relacionadas à mineralizações de ouro. A Tabela 4.1 apresenta uma síntese das razões pesquisadas por estes autores. Estas foram testadas nas imagens GEOSCAN da área de estudo e analisadas quanto à capacidade de extração de informações geologicamente úteis - entretanto, para o Prospecto Salobro, os resultados foram insatisfatórios.

RGB	Características realçadas	Coloração hipotética das características realçadas
(2/1)(3/2)(6/8)	Realce de óxidos e hidróxidos de Fe.	Hematita: ciano Limonita e/ou jarosita: branco Goethita: magenta
(6/7)(6/8)(6/9)	Realce de óxidos e hidróxidos de Fe.	Presença conjunta de hematita/ a limonita e/ou jarosita e a goethita: branco
(3/2)(6/8)(11/14)	Realce de óxidos e hidróxidos de Fe e dos minerais contendo hidroxila.	Óxidos e hidróxídos de Fe: amarelo Hidroxilas: branco
(3/2)(6/8)(22/20)	Realce de óxidos e hidróxidos de Fe e sílica.	Óxidos e hidróxidos de Fe : branco e amarelo Silica em branco
(6/8)(11/14)(22/20)	Realce de óxidos e hidróxidos de Fe, mineraís contendo hidroxila e sílica	A presença conjunta de óxidos e hidróxidos de Fei branco
(13/11)(12/16)(12/14)	Realce dos minerais contendo hidroxilas	Sericita(illita)+caulinita+clorita: branco Sericita(illita)+caulinita: magenta Sericita(illita)+caulinita e pouca clorita: amarelo
(12/16)(12/14)(15/17)	Realce dos minerais contendo hidroxilas	Sericita(illita): amarelo Clorita: magenta Caulinita: branco
(13/14)(13/15)(13/16)	Realce de zonas de alteração hidrotermal	Zona da sericita:branco Zona propilitica: cian
(11/14)(11/16)(11/18)	Realce de zonas de cisalhamento.	Zonas de cisalhamento:branco

Tabela 4.1.; Razões de bandas realizadas por Agar (1994), Hernandes (1994), Prado (1997) e Penteado (1999)

O insucesso destas razões "clássicas" é creditado à incompatibilidade entre o comportamento espectral dos alvos tratados na literatura e aqueles observados no Prospecto Salobro.

No sentido de propor razões ótimas para a área de estudo, adequadas ao comportamento espectral dos materiais geológicos do prospecto, utilizou-se um procedimento de análise de razões introduzido por De Souza Filho e Drury (1998), o qual encontra-se sumarizado no fluxograma da Figura 4.7.

Modelo teórico



A primeira etapa de reamostragem das curvas espectrais para o sensor, foi realizada utilizando o programa ENVI que fez esta operação automaticamente. Assim, as curvas espectrais das litologias presentes no Prospecto Salobro coletadas em laboratório, e descritas no capítulo 3, foram reamostradas para o sensor GEOSCAN. Desta operação dois diagramas foram gerados: um referente a simples reamostragem e outro com o *continuum* removido ¹ (Figura 4.8).

¹ A remoção do contínuo é um meio de normalizar espectros de reflectância para que seja possível a comparação de feições individuais a partir de um valor base comum. Entende-se por contínuo uma superficie envolvente convexa ajustada a parte superior de uma curva espectral que utiliza segmentos retilíneos que conectam os máximos locais das curvas (Kruse *et al.* 1988; Kruse 1988; Kruse 1990; Clark *et al.* 1990; Clark *et al.* 1990, 1991, 1992; Clark & Crowley 1992; Swayse *et al.* 1995)









Figura 4.8: Curvas espectrais das litologias presentes no Prospecto Salobro reamostradas para as bandas espectrais do sensor GEOSCAN MKII







Figura 4.8 (*continuação*): Curvas espectrais das litologias presentes no Prospecto Salobro reamostradas para as bandas espectrais do sensor GEOSCAN MKII

Na etapa seguinte, foi escolhida apenas 1 curva para cada litotipo, com o objetivo de diminuir a redundância entre dados quase idênticos entre si (exceção feita aos anfibólio xistos laminados, que como visto no Capítulo 3, não apresentam uma resposta espectral única). As curvas selecionadas foram: XB3, Min1, FFM4, FFNM3, XT2 e GB2.

Com base nas curvas espectrais reamostradas para o sensor GEOSCAN e o modelo exploratório apresentado na Tabela 3.2, doze razões entre bandas foram escolhidas: B6/B14; B6/B8; B6/B9; B6/B15; B12/B14; B12/B8; B12/B15; B12/B17; B12/B14; B16/B17; B16/B14; B16/B15. A confecção de diagramas polares (Figura 4.9) seguiu-se a esta etapa.

A técnica de seleção de razões por diagramas polares foi utilizada, numa etapa final, para se determinar a composição colorida capaz de discriminar pelo menos três unidades distintas, em um único produto. Segundo De Souza Filho e Drury (1998), isto pode ser alcançado com sucesso desde que o seguinte corolário seja respeitado: "cada razão utilizada na composição, uma a uma, deve ser capaz de separar uma única unidade litológica de todas as demais, tomando-se o cuidado de não utilizar, numa mesma composição, razões que realcem uma mesma unidade". Esta técnica também permite estimar as cores nas quais cada unidade deve ocorrer na imagem, o que pôde ser simulado empiricamente com base nos resultados dos diagramas polares (Tabela 4.2).

Dentre as composições selecionadas, a simulação que obteve resultados mais satisfatórios foi a divisão 5 (B6/8 B12/17 B12/15 em RGB) (Tabela 4.2, Figura 4.10). Nesta simulação, os muscovita-xistos da Unidade A são mapeados em tons de cinza; as formações ferríferas e o minério aparecem com respostas em tons vermelhos, os muscovita-xistos da Unidade C são mapeados em tons de azul e o metagabro é detectado em tons de verde.

A aplicação destas razões orientadas em composições coloridas GEOSCAN (Figura 4.10), obteve sucesso parcial. Nota-se na imagem da Figura 4.10, que as formações ferriferas e o minério foram mapeados, como previsto na simulação, em tons de vermelho/ róseo (**B**). Discretamente, observa-se também o predomínio de tons azulados sobre os muscovita-xistos da Unidade C (**C**) e tons esverdeados/acinzentados no domínio das rochas da unidade A e do metagabro (**A**).

R		B6/15	B12/15	B6/9	B12/4	B6/8	B6/4	B6/8	B16/15	B6/8
G		B12/4	B16/14	B12/14	B16/17	B12/17	B12/8	B12/14	B6/15	B16/15
B		BB6/9	B6/8	B6/8	B16/15	B12/15	B6/8	B6/15	B12/14	B6/4
s	Gabro									
ade	Unidade A									
lid	Minério									
5	Fm. ferr. magnética									
	Fm ferr. não magnética									
	Unidade C									
		divisão1	divisão2	divisão3	divisão4	divisão5	divisão6	divisão7	divisão8	divisão9

 Tabela 4.2: Tripletos de razões de bandas GEOSCAN em RGB e coloração teórica de cada unidade na imagem resultante

As divisões 1, 4, 6 e 8, nas simulações, mostraram-se ótimas para distinção entre o metagabro e as rochas da Unidade A (Tabela 4.2). Entretanto, estes bons resultados não foram reproduzidos nas imagens GEOSCAN. O mesmo se aplica às divisões 1, 2, 3 e 5, que não foram capazes de separar totalmente nas imagens, as formações ferríferas dos xistos das Unidades A e C, contrariando teoricamente o previsto.

A melhor correlação entre o previsto e o alcançado, repetido em quase todas as divisões investigadas, deu-se sobre as formações ferríferas e o minério, situados em altos topográficos na porção oeste da área. Coincidentemente, estas rochas apresentam, como observado na Figura 4.6, pouca cobertura vegetal, maior exposição, e consequentemente, são representadas por uma maior quantidade de pixels espectralmente puros nas imagens GEOSCAN. Isto justifica os bons resultados obtidos na caracterização destas rochas nas imagens.

4.3.1.5. Análise por Principais Componentes

A Análise por Principais Componentes (APC) é uma técnica estatística multivariada utilizada para selecionar combinações lineares de variáveis não correlacionadas, de modo que cada combinação linear extraída sucessivamente, ou principal componente, tenha uma variância ou um grau de correlação menor ente si (Singh & Harrison 1985; Loughlin 1991). A variância estatística de imagens multiespectrais está diretamente relacionada à resposta espectral dos materiais superficiais (rochas, solos e vegetação) e à dimensionalidade estatística dos dados (bandas espectrais) da imagem.



Figura 4.9: Diagramas polares das razões entre bandas do sensor GEOSCAN MK II para a imagem do Prospecto Salobro (1) minério (2) Formações Ferríferas Magnéticas (3) Formações Ferríferas não Magnéticas (4) Unidade C (5) Unidade A (6) Gabro



Figura 4.10: Imagem RGB de razão entre bandas, sendo a coloração teórica para cada unidade expressa na Tabela 4.2.

98

Feature Oriented Principal Components (FPCS)

A técnica *Feature Oriented Principal Components* (FPSC) (Crósta & Moore 1989; Crósta 1990), aperfeiçoada e re-denominada de <u>Crósta Technique</u> por Loughlin (1991), permite a discriminação entre alvos através da análise de matrizes de autovetores (*eingenvectors*) derivados do cálculo das principais componentes.

Esta técnica foi desenvolvida para o processamento de dados Landsat TM, com o intuito de identificar superfícies ricas em óxidos e hidróxidos de ferro, filossilicatos e carbonatos (Crósta & Moore 1989; Crósta 1990; Loughlin 1991). Tal técnica foi adaptada posteriormente para dados do sensor GEOSCAN que, com maior resolução espectral, permite a caracterização de minerais em um nível consideravelmente mais detalhado do que o sensor TM do Landsat (Hernandes 1994; Hernandes & Crósta 1994; Crósta *et al.* 1996; Prado 1997; Prado & Crósta 1997; Penteado 1999).

A FPCS baseia-se na avaliação do conteúdo da informação presente em cada autovetor de uma transformação por principais componentes, para a identificação de qual, entre as PC's, contém a informação diretamente relacionada à assinatura espectral do alvo.

A FPCS, na versão de Loughlin (1991), consiste em três etapas:

- seleção do material a ser pesquisado e avaliação do seu comportamento espectral quanto ao posicionamento de feições espectrais nas bandas disponíveis no sensor;
- (ii) seleção de 4 bandas do sensor que cubram porções do espectro onde os alvos de interesse tenham respostas diferenciadas. No caso de alvos que possuam feições diagnósticas em várias bandas (i.e., no VIS e SWIR), é recomendável que sejam omitidas, entre as bandas selecionadas, aquelas onde o alvo tenha fortes feições de interesse simultaneamente, devendo as mesmas serem mapeadas de forma separada. Por exemplo, para o mapeamento de goethita em imagens TM, a APC é aplicada utilizando-se as bandas 1,3,4,5 - desta forma, isolando-se as feições na região do SWIR entre 2.000-2400nm do processo, somente a informação relativa ao íon férrico (banda1 (absorção) e banda 3 (reflexão)) será detectada;
- (iii) aplicação da APC às 4 bandas selecionadas na etapa anterior e inspeção dos valores e sinais dos autovetores extraídos para o conjunto. A principal componente que apresentar os maiores valores de autovetores para as bandas que possuem a informação de interesse,

com sinais em módulos, conterá esta informação individualizada em uma única imagem, monocromática (Componente Mineral); e

 (iv) representação, através de composições coloridas RGB, de 3 Componentes Minerais. Esta imagem permite o mapeamento simultâneo de pixels espectralmente puros e pixels contendo misturas entre os minerais que se deseja mapear.

Para este trabalho foram escolhidos a goethita, hematita, limonita, sericita + caulinita, clorita + calcita + epidoto para detecção nas imagens por APC/FPCS. Estes minerais foram selecionados pois, como demonstrado no modelo hipotético de detecção do Prospecto Salobro (Tabela 3.5), fazem parte da mineralogia primária e/ou supérgena, direta ou indiretamente relacionada ao depósito.

Além destes minerais espectralmente puros, foram utilizados também os espectros de algumas rochas do Prospecto Salobro, reamostrados para as bandas do GEOSCAN (Figura 4.8), para a individualização de conjuntos de bandas potencialmente capazes de mapear a mistura espectral compreendida nestas rochas. Os conjuntos de bandas para a distinção de rochas e minerais presentes no prospecto estão listados na Tabela 4.3.

				A., · · · · · · · · · · · · · · · · · · ·				
Minerais de interesse	Hematita (HE)	Limonita (LI)	Goethita (GO)	Clorita/ calcita/ epidoto (CL)	Sericita/ caulinita (Ser)	Metgabro (Gab)	Fm. Ferriferas (FF)	Xistos da Unidades A e C (Xis)
'	B1	B 1	B1	B1	B 1	B1	B1	B1
Bandas do	B6	B6	B6	B8	B8	B8	B4	B6
GEOSCAN	B7	B8	B9	B12	B11	B12	B6	B12
	B12	B12	B12	B18	B15	B17	B12	B15

Tabela 4.3.: Bandas escolhidas para utilização da FPCS na imagem GEOSCAN

A análise: (i) dos coeficientes de autovetores definidos pela APC para os sub-conjuntos de 4 bandas, e (ii) das porcentagens e contribuições relativas das bandas originais para cada PC, mostrou que todos os subconjuntos apresentam as informações espectrais dos materiais de interesse concentrados na PC4 (Tabela 4.4) e pouca ou nenhuma informação na PC3.

Uma vez detectadas as PC's que concentram a informação de interesse, a interpretação visual final baseou-se em cores. Para tal, foram alocadas as componentes principais contendo, separadamente, a informação espectral de 3 diferentes materiais ou a combinação entre dois materiais puros e a mistura entre eles (obtida através da soma das PC's equivalentes), nos canais vermelho, verde e azul (RGB).

Dois, dentre os vários tripletes testados, são aqui destacados:

(goethita)/ (goethita+ sericita e caulinita)/ (sericita e caulinita) (Figura 4.11): esta \checkmark imagem foi confeccionada objetivando a distinção entre as formações ferríferas e o minério (unidade B), em amarelo, e os xistos das Unidades A e C, em cian. Entretanto, nota-se na imagem que a cor azul/cian (indicativo da sericita) ocorre difusamente em todo o prospecto, e que nenhuma das unidades dominadas por muscovita-xistos é discriminada satisfatoriamente. As áreas mapeadas como contendo concentrações de goethita aparecem parcialmente misturadas com sericita, o que é indicado pela cor predominantemente amarelada na imagem. Na porção indicada pela letra (A) na imagem, os pixels amarelo e laranja intenso correspondem parcialmente às formações ferríferas e ao minério. No entanto, superfícies com predomínio de goethita são mapeadas, mais ao sul, além dos limites verificados no campo para estas rochas (Figura 3.7) - possivelmente representam depósitos coluvionares derivados da desagregação e transporte das próprias formações ferríferas. Outras superfícies ricas em goethita, indicadas pelas letras (B)-(C) e (D) na imagem, correspondem, respectivamente, à áreas de uso e ocupação do solo e aos quartzitos do Grupo Macaúbas (sobre o qual desenvolveu-se uma fina camada de uma mistura de hidróxidos de Fe e Mn (\pm sericita), produtos do intemperismo).

 Tabela 4.4: Autovetores obtidos por principais componentes para 4 bandas do sensor

 GEOSCAN, expressos em porcentagem

HE	PC1	PC2	PC3	PC4
B 1	0,416	0,328	0,845	0,074
B6	0,515	-0,434	-0,020	-0,739
B 7	0,515	-0,523	-0,110	0,670
B12	0,544	0,656	-0,524	0,008

SER	PC1	PC2	PC3	PC4
B1	0,433	0,051	-0,900	-0,01
B8	0,396	-0,907	0,139	0,032
B11	0,611	0,337	0,312	0,645
B15	0,532	0,247	0,270	-0,764

FF	PC1	PC2	PC3	PC4
B1	0,422	0,147	-0,642	-0,623
B4	0,577	-0,08	-0,343	0,741
B6	0,416	-0,841	0,279	-0,204
B12	0,563	0,520	0,626	-0,142

LI	PC1	PC2	PC3	PC4
B1	0,431	0,285	0,854	0,059
B6	0,508	-0,439	-0,059	-0,739
B8	0,510	-0,522	-0,129	0,691
B12	0,544	0,673	-0,500	0,014

GO	PC1	PC2	PC3	PC4
B1	0,432	0,279	0,856	0,056
B6	0,505	-0,454	-0.059	-0,731
B9	0,510	-0,510	-0,135	0,680
B12	0,547	0,675	-0,496	-0,001

Gab	PC1	PC2	PC3	PC4
B1	0,448	0,056	-0,847	-0,281
B8	0,415	-0,897	0,146	0,042
B12	0,630	0,345	0,130	0,684
B117	0,479	0,271	0,495	-0,672

LI	PC1	PC2	PC3	PC4
B 1	0,431	0,285	0,854	0,059
B6	0.508	-0,439	-0,059	-0,739
B8	0,510	-0,522	-0,129	0,691
B12	0,544	0,673	-0,500	0,014

Xis	PC1	PC2	PC3	PC4
B1	0,432	0,014	-0,902	0
B6	0,401	-0,898	0,178	0,029
B12	0,609	0,352	0,298	0,645
B15	0,530	0,263	0,258	-0,764

CL	PC1	PC2	PC3	PC4
Bl	0,448	-0,056	-0,847	-0,281
B8	0,415	-0,897	0,146	0,042
B12	0,630	0,345	0,130	0,684
B17	0,479	0,271	0,495	-0,672





(fm_ferr)/ (goethita)/ (limonita) (Figura 4.12): esta composição colorida em RGB, reúne todas as PC's teoricamente capazes de realçar as formações ferríferas e o minério da Unidade B. Na imagem, estas rochas apresentam-se em branco (letra A), significando que as principais componentes utilizadas contribuem de forma abundante e na mesma proporção na composição colorida. Novamente aqui, observa-se que as concentrações de goethita, limonita e respectivas misturas, invadem o contato entre as formações ferríferas e os muscovita-xistos da Unidade C (i.e., depósitos coluvionares). As regiões (B) e (C) na imagem marcam também as mesmas concentrações de (A), todas estas similares as áreas mapeadas como de ocorrência predominante de goethita na composição da Figura 4.11. Em contraste, a área (D) na imagem, sobre os quartzitos Macaúbas, é mapeada em tons de verde, o que mostra que há uma separabilidade entre áreas cobertas somente por goethita (Figura 4.11), daquelas formadas por uma mistura de hidróxidos de ferro (goethita, limonita) (Figura 4.12).

4.3.2. PDI – Classificação Espectral

A classificação espectral de imagens de sensoriamento remoto baseia-se na comparação entre a assinatura espectral dos *pixels* de composição desconhecida que constituem a imagem e a assinatura espectral de materiais de referência (*endmembers*), podendo estes incluir (i) espectros de minerais puros, (ii) misturas de alguns minerais, (iii) o espectro global de uma rocha ou (iv) pixels da própria imagem, para os quais a composição é conhecida ("áreas de treinamento").

Neste trabalho foram utilizados como *end-members* os 6 espectros das litologias do Prospecto Salobro já utilizados nas operações aritméticas (item 4.3.1.4.; i.e., XB3, Min1, FFM4, FFNM3, XT2 e GB2)

Duas metodologias foram aplicadas para o mapeamento espectro-mineralógico do prospecto: Spectral Angle Mapper (SAM) (Kruse *et al.* 1993) e Spectral Feature Fitting (SFF) (Boardman & Kruse 1994). Estes métodos, originalmente desenvolvidos para a classificação espectral de dados hiperespectrais (Clark 1999; Boardman 1991; Crósta 1998; Grove *et al.* 1992 e Clark *et al.* 1993), têm sido adaptados com sucesso para a classificação de imagens multi-espectrais, incluindo dados do sensor GEOSCAN (Du 1996; Fraser & Agar 1997; Agar & Pávez 1999).





4.3.2.1. Spectral Angle Mapper (SAM)

O SAM é uma técnica relativamente simples de classificação supervisionada, disponível no software ENVI®, que mede a similaridade espectral entre o espectro de reflectância real de cada pixel de uma imagem e o de um espectro de referência (Kruse *et al.* 1993). O espectro de referência pode tanto ser obtido a partir de uma biblioteca espectral de referência (p.ex. (<u>http://speclab.cr.usgs.gov</u>), como a partir de espectros medidos no laboratório ou no campo.

Esta técnica trata os espectros desconhecidos da imagem e os espectros de referência como vetores, num espaço cuja dimensionalidade é igual ao número de bandas espectrais do sensor (*nb*). No procedimento de classificação, o algoritmo do SAM determina a similaridade entre duas curvas espectrais através do cálculo do "ângulo espectral" (α) (Figura 4.13). Quanto menor for o ângulo entre os vetores, maior similaridade espectral será atribuída entre o pixel analisado e o material de referência em questão.



Figura 4.13: Exemplo da aplicação do Spectral Angle Mapper (SAM) em duas dimensões (2 bandas). Note como o comprimento dos vetores (i.e. iluminação do *pixel*) não interfere no ângulo espectral.

A maior limitação deste método é que somente a direção e não o tamanho/comprimento dos espectros é considerada. Independente do tamanho dos vetores (dado pela intensidade total de iluminação do pixel), o ângulo espectral (α) entre eles será sempre o mesmo (Figura 4.13). Isto torna o método insensível à fatores de ganho desconhecidos e implica que todas as possíveis iluminações da cena serão tratadas da mesma forma no processo de classificação. Pixels originalmente escuros cairão sempre próximo à origem do espaço n-dimensional ("ponto escuro").

O algoritmo SAM generaliza esta interpretação geométrica para o espaço nb dimensional e determina a similaridade entre um espectro desconhecido (t) e um espectro de referência (r), a partir da seguinte fórmula (Kruse *et al.* 1993):

$$\alpha = \cos^{-1} \left(\frac{\sum_{i=1}^{nb} t_i r_i}{\left(\sum_{i=1}^{nb} t_i^2\right)^{\frac{1}{2}} \left(\sum_{i=1}^{nb} r_i^2\right)^{\frac{1}{2}}} \right)$$

onde nb é igual ao número de bandas da imagem.

O SAM, da forma como operado no ambiente do software ENVI®, produz dois resultados. Num primeiro passo, um conjunto de imagens, denominadas de *Rule Images*, é gerado da seguinte forma:

(i) para cada espectro de referência selecionado para classificação, um ângulo espectral (α) é determinado para cada pixel (desconhecido) na imagem;

(ii) o valor deste ângulo, expresso em radianos, é atribuído ao pixel correspondente na imagem *Rule*, de saída, na qual cada pixel tem um nível de cinza correspondente à este valor. Os DN's dessas imagens são a expressão do ângulo espectral entre os espectros, proporcional à sua similaridade espectral com um dos materiais de referência selecionados (na imagem *Rule*, quanto mais escuro for o pixel, menor será o valor do ângulo entre os espectros e mais similares eles serão entre si);

(iii) para cada espectro de referência selecionado e utilizado, será gerada uma imagem *Rule* correspondente, de saída. Assim, os mapas de ângulos espectrais derivados no processo formam um novo cubo de dados onde o número de bandas de saída necessariamente é igual ao número de espectros de referência utilizados no processo de classificação.

Num segundo passo, o SAM produz um mapa de classificação final, no qual os pixels são então atribuídos, como base na similaridade espectral, a um dos materiais de referência selecionados previamente pelo usuário (classes espectrais). Para cada classe espectral, uma cor é alocada automaticamente pelo programa. O número de pixels atribuídos a cada classe específica é função do limiar (*threshold*) utilizado para gerar a classificação - quanto menor o limiar utilizado no processo, menor será a quantidade de pixels atribuídos para cada classe.

A aplicação do SAM para a classificação espectral das imagens GEOSCAN do Prospecto Salobro foi feita com base em 6 espectros de referência (*endmembers*), utilizando-se as 18 bandas do sensor, entre o VNIR e o SWIR. Deste processo, foram geradas 6 *Rule Images* para cada *endmenber*.

As imagens Rule resultantes da classificação para os endmembers (i) formação ferrífera não-magnética, (ii) formação ferrífera magnética e (iii) minério, passaram por um cuidadoso ajuste de histograma e em seguida foram integradas numa composição colorida RGB (Figura 4.14). Os histogramas de cada imagem *Rule* foram ajustados de forma a representar os pixels originalmente mais escuros, que indicam áreas classificadas como espectralmente similares aos respectivos endmembers, em valores mais próximos a 255 - desta forma, a imagem RGB resultante exibirá pixels em tons de vermelho para as formações ferríferas não-magnéticas; verde para as formações ferríferas magnéticas e azul para o minério. Na Figura 4.14, as porções em branco indicam áreas onde a assinatura espectral dos 3 endmembers contribuem proporcionalmente nos pixels da imagem. Na porção centro-oeste da figura, os pixels esbranquiçados se identificam com as áreas de ocorrência das formações ferríferas e do minério (A). No entanto, pixels brancos também aparecem espalhados por toda a imagem, como na porção norte da área (B), onde estas rochas não ocorrem. Pixels em tons vermelho (i.e., formações ferríferas não-magnéticas), encontram-se difusamente espalhados, por razões ainda desconhecidas, no domínio das rochas do Grupo Macaúbas e em zonas de cisalhamento (C), e na porção nordeste da imagem.

A Figura 4.15 corresponde a uma imagem pseudo-cor da *Rule Image* dos muscovita-xistos da Unidade A. Na escala de cores utilizada, os pixels com tons mais próximos ao roxo e branco indicam porções na imagem onde o espectro dos pixels de composição desconhecida se assemelham mais ao espectro das rochas da Unidade A. Também neste caso, os resultados foram ambíguos. Somente parte dos muscovita-xistos da Unidade A e também da Unidade C foram



Figura 4.14: Classificação espectral pelo Spectral Angle Mapper utilizando como endmember curvas espectrais das formações ferríferas e do minério



Figura 4.15.: Classificação espectral pelo *Spectral Angle Mapper* utilizando como *endmember* curva espectral do xisto basal

mapeados em tons de roxo. A maioria dos pixels classificados como da Unidade A encontram-se espalhados sobre as áreas de domínio do Grupo Macaúbas (roxo) e áreas de ocupação e uso do solo (branco).

4.3.2.2. Spectral Feature Fitting (SFF)

A técnica denominada Spectral Feature Fitting (SFF), disponível no software ENVI®, é um método de classificação baseada na identificação de feições espectrais diagnósticas de cada material. A técnica analisa simultâneamente múltiplos materiais, selecionados a partir de bibliotecas espectrais de referência ou a partir de espectros de campo ou laboratório. O SFF utiliza múltiplas feições diagnósticas de absorção para cada material analisado, o que aumenta sua capacidade de identificação. Tal classificação espectral apresenta várias semelhanças ao software Tricorder/ Tetracorder do USGS (Clark *et al.* 1990, 1991; Clark & Swayze 1995), mas é seguramente mais limitado.

O primeiro passo na análise com a técnica SFF envolve a remoção do contínuo dos pixels da imagem e dos espectros de referência. Cada espectro de referência é então comparado com o espectro desconhecido de cada pixel da imagem, produzindo uma imagem de comparação, denominada *Scale*. Para cada espectro de referência, é produzida uma imagem *Scale*, na qual o brilho (DN) dos pixels é proporcional à similaridade espectral entre os mesmos e os espectros de referência.

A seguir, os dois espectros com o contínuo removido são comparados utilizando um algoritmo de ajuste por mínimos quadrados *(least square fit)* e um coeficiente linear de correlação, para determinar o melhor ajuste entre o pixel desconhecido e o espectro de referência. Além disso, um erro médio quadrático é determinado para cada espectro de referência, produzindo uma imagem *RMS* - quanto maior o erro, pior será o resultado potencial da classificação.

Finalmente, uma imagem *Fit* é produzida para cada mineral de referência, através da divisão da imagem *Scale* pela imagem *RMS*. Essa imagem *Fit* é a medida da similaridade espectral entre os pixels desconhecidos da imagem (i.e., GEOSCAN) e os espectros de referência, pixel a pixel. Pixels com altos valores de DN representam os melhores ajustes para os respectivos materiais de referência, de forma similar às imagens *Rule* produzidas pela técnica SAM.

Os resultados obtidos com a aplicação do método SFF aos dados GEOSCAN, utilizandose os 6 *endmembers* característicos das unidades do Prospecto Salobro, foram limitados. É possível avaliar-se esta má performance do método para os dados em estudo, diretamente nos *scattergramas* das imagens *scale* e *RMS*, para todos os *endmembers* (Figura 4.16). Os diagramas mostram que existe uma concentração anormal de pixels ao longo de uma reta que faz um alto ângulo com o eixo do RMS. Isto basicamente implica que há uma péssimo ajuste entre os pixels da imagem e os *endmembers*, o que torna o resultado da classificação muito duvidoso.



Figura 4.16: Gráficos de dispersão entre as imagens RMS e Scale gerados a partir da classificação espectral SFF (Spectral Feature Fitting)

A Figura 4.17 é resultado da classificação das formações ferríferas não-magnéticas. A imagem consegue classificar apenas três pequenas áreas anômalas no centro-oeste da imagem, onde afloram as formações ferríferas e o minério (A), de comportamento espectral próximo



Figura 4.17: Imagem *fit* da classificação espectral realizada por *Spectral Feature Fitting* para as formações ferríferas não-magnéticas

àquele da formação ferrífera não-magnética. Entretanto, várias porções da imagem, sem relação com as formações ferrífefras, foram classificadas erroneamente como estes litotipos, tais como: muscovita-xistos da Unidade A (**B**), anfibólio xistos laminados da Unidade B (**C**); rochas compreendidas em zonas de cisalhamento (**D**); gnaisses (**E**); e quartzitos do Grupo Macaúbas (**F**).

4.4. Discussão

A montagem de modelos exploratórios baseados em dados de sensores remotos necessariamente passa pela discussão da escala de exploração. A escala de exploração relacionase à cobertura areal oferecida pelo sensor, à expressão superficial das feições típicas do depósito de interesse e ao nível de detalhamento da geologia da área que hospeda a mineralização.

Spatz (1996b) subdividiu as etapas de exploração em 4 escalas, correlacionando-as à resolução espacial requerida para o sensor: (i) escala de reconhecimento (resolução espacial entre 20 e 80m); (ii) escala regional (resolução espacial entre 10 e 30m), (iii) escala de distrito ou local (resolução espacial entre 6 e 10m), e (iv) escala de depósito/prospecto (resolução espacial entre 3 e 7m). Neste trabalho, esta subdivisão será resumida, em função de objetivos específicos de exploração, em escalas de reconhecimento, regional e de detalhe.

A seguir serão enumeradas quais as características pertinentes à cada uma destas diferentes escalas de exploração, que poderão distinguir a Seqüência meta-vulcanossedimentar Riacho dos Machados e, posteriormente, a Seqüência Salobro, onde se encontra o prospecto estudado.

4.4.1. Escala de Reconhecimento

A principal utilidade do sensoriamento remoto, em escala de reconhecimento, é a diferenciação e identificação de grandes unidades lito-estratigráficas. No caso do Prospecto Salobro, esta etapa de trabalho objetiva separar o Grupo Riacho dos Machados do Complexo Metamórfico Córrego do Cedro, do Grupo Macaúbas e de rochas intrusivas, isolando desta forma a unidade diretamente relacionada à mineralização.

O Complexo Metamórfico Córrego do Cedro constitui o embasamento do Grupo Riacho dos Machados. Este complexo é formado por rochas gnáissicas com feições de migmatização e que apresentam, com freqüência, corpos concordantes ou não de anfibolitos (Mourão *et al.* 1997). As características que distinguem este complexo das demais unidades estratigráficas são: (i) o

relevo invariavelmente arrasado, caracterizado por encostas de baixa declividade e cristas arredondadas ou aplainadas, com cotas variando de 520 à 600m; (ii) o sistema de drenagem pouco denso, medianamente estruturado segundo direção N-S ou E-W (drenagem conseqüente); (iii) solo argilo-arenoso com respostas espectrais específicas e; (iv) predominância de alinhamentos com direção E-W. Na imagem da Figura 4.3, as regiões onde afloram este complexo aparecem indicadas pela letra A.

O Grupo Macaúbas, formado por paraconglomerados, filitos e quartzitos, encontra-se estratigraficamente acima do Grupo Riacho dos Machados e pode ser dividido em 2 domínios principais, com base nas feições observáveis por sensoriamento remoto: um primeiro que diz respeito somente aos quartzitos e um segundo que reúne os filitos e os paraconglomerados.

O primeiro domínio (Figura 4.2, região **B**) tem como característica principal, observável por sensoriamento remoto, o relevo em chapadas, com paredões de alto ângulo de declividade. Esta morfologia destaca-se na topografia da área com cotas que variam entre 650 e 1100m e representam antigas superficies de aplainamento que orientam-se, freqüentemente, segundo a direção N-S. Outra característica marcante neste domínio é a ausência de vegetação no topo dos chapadões. Apesar deste domínio ser composto basicamente por quartzitos, a resposta espectral deste litotipo aproxima-se da resposta espectral da goethita. Este fato é atribuído a uma delgada lâmina de alteração composta por hidróxidos de ferro e manganês, formada a partir de processos intempéricos.

O segundo domínio (representado por filitos e paraconglomerados; Figura 4.2, região C) apresenta padrões morfológicos mais suaves, com relevo dissecado e colinoso, e cotas inferiores às das chapadas (aproximadamente 630m). As respostas espectrais obtidas para este domínio coadunam com aquelas típicas de argilo-minerais, compatíveis com tipo de alteração intempérica previsto, principalmente para os filitos, originalmente muito ricos em filossilicatos.

O Grupo Riacho dos Machados (GRM), que inclui a Seqüência Salobro, tem relevo marcado por superfícies aplainadas cobertas por material detrítico ou coluvionar e eventualmente por canga. As altitudes documentadas no GRM são intermediárias quando comparadas às do Grupo Macaúbas e do Complexo Metamórfico Córrego do Cedro, variando entre 850 e 970m. O manto de decomposição sobre as rochas do GRM é bastante espesso, de aproximadamente 20m. Este fato propicia o desenvolvimento de uma densa vegetação, detectável por sensoriamento remoto, e portanto fator distintivo deste grupo. Outro fator característico nesta escala é a drenagem bastante desenvolvida. As principais estruturas tectônicas observadas no GRM são de direção E-W, diferindo da estrutura principal do Grupo Macaúbas (N-S) (Figura 4.2, região E).

Os metagabros são rochas detectáveis nesta escala de trabalho e estão, de alguma forma, relacionados aos processos de mineralização (conforme discutido no item 3.7). Estas rochas são facilmente distinguíveis das demais pelo relevo arrasado e formam superfícies de alteração e solos de cor vermelho escuro (Figura 4.2, região **D**). As feições espectrais dominantes deste litotipo devem-se à presença de minerais portadores de hidroxilas magnesianas e óxidos e hidróxidos de ferro.

4.4.2. Escala regional

Na escala regional, as principais aplicações do sensoriamento remoto são: (i) definir áreas com concentração anômala de minerais específicos, tais como, sericita, clorita, limonita, goethita, hematita, anfibólios, entre outros, que servirão para a caracterização dos litotipos compreendidos em cada sub-unidade, alterações hidrotermais primárias, além de zoneamentos laterais; e (ii) delimitar as principais estruturas presentes na área.

No caso do Prospecto Salobro, foram definidas áreas com concentração de minerais portadores da molécula hidroxila, óxidos e hidróxidos de Fe e sílica, através do processamento digital das imagens GEOSCAN por técnicas "convencionais", tais como: composições RGB (superpostas ou não à MDTs), razões entre bandas e principais componentes.

Nesta etapa de processamento, a imagem RGB 17/8/2, que ilustra a distribuição da vegetação (Figura 4.3), permitiu a individualização de quatro regiões onde há exposição do substrato: nas chapadas do Grupo Macaúbas (A), na Seqüência Salobro, em pequenos pontos isolados dentro da área (B), e áreas de ocupação e uso do solo (C) e (D).

Associando a imagem da vegetação com o MDT confeccionado para o Prospecto Salobro, nota-se que os pontos isolados (**B**) tratam-se de altos topográficos, orientados segundo a direção E-W, suportados por superfícies ricas em Fe (Figura 4.4, anomalias **A**, **B** e **C**). Estes altos correspondem às formações ferríferas bandadas e ao nível de *metachert* ferruginoso, observados no campo. As anomalias de ferro são resultado da alteração superficial, intempérica destas rochas.

As áreas de ocupação e uso do solo (C) (D) também apresentam anomalias em Fe, muito próximas às presentes em (B), porém estas áreas encontram-se nos domínios dos muscovita

xistos da Seqüência Salobro (respectivamente, unidades A e C). A interpretação para este fato é que essas anomalias estão relacionadas a um nível coluvionar de aproximadamente 50cm, rico em Fe, observado em campo.

À exceção das áreas citadas acima, o restante do prospecto apresenta densa cobertura vegetal (Figuras 3.2 e 3.3). Este fato, como visto, auxilia na diferenciação do Grupo Riacho dos Machados em escala regional, porém torna-se um empecilho na escala de reconhecimento, pois oblitera a resposta espectral do substrato rochoso ou mesmo da sua alteração supergênica.

Todas as imagens resultantes da análise por principais componentes (Figuras 4.11 e 4.12) e de divisões entre bandas (Figura 4.10), mostraram respostas espectrais bastante coerentes para as formações ferríferas bandadas e para o nível de *metachert* ferruginoso. No entanto, os muscovita-xistos basais (unidade A), os anfibólio-xistos (unidade B) e os muscovita-xistos de topo (unidade C), não apresentaram as respostas esperadas, como pode ser observado nas Figuras 4.10, 4.11 e 4.12.

Analisando as informações acima pode-se concluir que as respostas espectrais coerentes para as formações ferríferas bandadas e nível de *metachert ferruginoso* somente foram obtidas devido a uma conjunção dos seguintes fatores: (i) ausência de vegetação; (ii) topografia elevada; (iii) ausência de cobertura coluvionar; e, (iv) produtos de alteração supergênica com respostas específicas. Os dois primeiros fatores estão diretamente ligados à formação de *gossans*. Nas localidades em que estes fatores não ocorrem em conjunto, a resposta espectral obtida foi insatisfatória.

Em relação à delimitação das estruturas tectônicas, foi observado na imagem GEOSCAN, um alinhamento principal fortemente marcado, de direção NW. Este alinhamento, quando observado em campo, apresenta características (conforme já discutido no item 3.7), que sugerem se tratar do canal abastecedor do sistema hidrotermal (*vent* hidrotermal) que deu origem à mineralização.

4.4.3. Escala de detalhe

Nesta etapa de trabalho a utilização do sensoriamento remoto restringe-se a imagens com alta resolução espacial e espectral, tais como as dos sensores AVIRIS, GERS e mesmo GEOSCAN. Outra característica necessária é a ausência de vegetação para a utilização orientada de classificadores espectrais, tais como o Spectral Angle Mapper (SAM) e o Spectral Feature Fitting (SFF).

No caso específico do Prospecto Salobro, o detalhamento por classificação espectral foi ineficiente pois, como visto em escala de reconhecimento, a resposta dominante do prospecto não é do substrato mas sim da vegetação. No entanto, recebem novamente destaque os altos topográficos referentes às formações ferríferas bandadas e ao nível de *metachert* ferruginoso que, por não apresentarem vegetação, foram classificados corretamente, tanto pela técnica SAM como pela SFF.

CAPÍTULO 5

CONCLUSÕES

- ✓ Os principais depósitos de Pb e Zn se dividem em dois tipos: VMS (Volcanogenic Massive Sulphide) e SEDEX (Sedimentary Exalative Zn- Pb- Ag). Entre todas as características levantadas na revisão bibliográfica realizada neste trabalho, o principal fator que diferencia estes dois tipos de depósitos é a rocha hospedeira do minério.
- ✓ O minério de Pb e Zn do tipo SEDEX caracteristicamente apresenta-se em conformidade com as rochas hospedeiras, que podem compreender argilitos, arenitos e calcários (ou seus correspondentes metamórficos), os quais comumente encontram-se intercalados. Muito embora a detecção individual deste litotipos, por sensoriamento remoto (SR), seja facilitada por estes possuírem características espectrais diagnósticas em diferentes porções do espectro eletromagnético, desde o espectro refletido (argilo-minerais, calcários) até o termal (sílica), a mistura rítmica entre eles dificulta sua discriminação.
- ✓ Os depósitos tipo VMS são subdivididos em 4 sub-tipos: Kuroko, Noranda, Besshi e Cyprus. Cada subtipo está relacionado à um diferente ambiente geotectônico e a um litotipo específico, porém todos estão ligados a descargas de fluidos em assoalho oceânico e associados à extensos e profundos falhamentos.
- ✓ As rochas que hospedam os sub-tipos dos depósitos VMS são relativamente homogêneas e possuem respostas espectrais específicas. Isto faz com que os metalotectos associados à estes subtipos possam ser mais facilmente mapeados por SR, em relação àqueles associados à depósitos do tipo SEDEX.
- ✓ A escolha de imagens, adquiridas por diferentes sensores orbitais ou aerotransportados, para a utilização na prospecção de Pb e Zn, deve ser norteada pela escala de trabalho pretendida (regional, local ou de detalhe). Em regiões de clima semi-árido, árido e hiper-árido, onde o substrato geralmente aflora, a escolha do dado mais adequado ao trabalho de prospeção é facilitada, pois há pouca ou nenhuma interferência de coberturas (vegetação, solos). Nestes casos, mesmo imagens de baixa resolução espacial e espectral possibilitam o mapeamento de várias feições diagnósticas da presença de mineralizações de Pb e Zn.

- ✓ A estratégia para o processamento de imagens, com o objetivo de delimitar feições relacionadas a qualquer tipo de depósito, depende, além das características geológicas do terreno, dos fatores fisiográficos (i.e., vegetação, clima, perfil de alteração, topografia, etc.), particulares de cada região.
- O Prospecto Salobro (DOCEGEO), compreende a Seqüência Salobro, que é constituída por três unidades: Unidade A (quartzo-muscovita xistos grosseiros); Unidade B (metaconglomerados, anfibólio xistos laminados, e formações ferríferas bandadas) e Unidade C (muscovita-clorita-quartzo xistos). A região do prospecto também foi intrudida por gabros.
- ✓ O anfibólio xisto laminado da Unidade B da Seqüência Salobro, hospedeiro do horizonte sulfetado em Zn, corresponde a um metassedimento de composição cálcio-silicática. Entretanto, o esclarecimento de algumas dúvidas pendentes sobre a presença ou não de intercalações de origem vulcânica nesta sequência, depende de um estudo petrográfico e geoquímico ainda mais detalhado do que aquele realizado neste trabalho.
- ✓ O topo da Seqüência Salobro (Unidade C) é composto por sedimentos detríticos, nos quais foram identificados alguns dos horizontes da Seqüência de *Bouma*, principalmente os relacionados à deposição de sedimentos finos (horizontes C e D), típicos de turbiditos.
- ✓ Toda a pilha psamo-pelítica-carbonática da Seqüência Salobro sofreu um metamorfismo do fácies anfibolito (médio), sendo posteriormente retrometamorfisada para o fácies xisto verde (alto). Processos de cloritização nos anfibólios; epidotização dos anfibólios e das cloritas, além da sericitização dos plagioclásios, micas e anfibólios são observados nos xistos das unidades A e C e nos anfibólios xistos laminados da unidade B. Um importante processo de silicificação e sufetação foi reconhecido próximo ao horizonte mineralizado.
- ✓ As unidades da Seqüência Salobro sugerem que a formação desta seqüência está relacionada à deposição de sedimentos detríticos e químico-detríticos em bacias do tipo gráben, controladas por falhamentos sin-deposicionais.
- ✓ Infere-se que a falha de alto ângulo, mapeada por sensoriamento remoto a oeste do prospecto, foi o canal de acesso e abastecimento dos fluidos hidrotermais que deram origem à mineralização do Salobro.
- ✓ As rochas associadas e hospedeiras, o controle estratigráfico, o tipo de minério e as estruturas reconhecidas no Prospecto Salobro, indicam que esta mineralização de Zn(Pb) é similar àquelas classificadas como do tipo SEDEX, só que metamorfisada. Este fato também é

corroborado pela presença de um zoneamento metálico (Zn passado para Fe-Au) comumente observado em depósitos deste tipo.

- ✓ A análise espectral das rochas compreendidas no Prospecto Salobro permitiu a definição de 3 grupos espectrais distintos: (i) um primeiro, relacionado à presença de óxidos e hidróxidos de ferro (goethita, hematita), (ii) um segundo, relacionado à presença de minerais aluminosilicáticos (micas e argilo-minerais); e (iii) um terceiro grupo, que engloba minerais portadores de hidroxilas magnesianas (cloritas, horblendas, actinolitas-tremolitas e piroxênios).
- ✓ O primeiro grupo espectral individualizado no Prospecto Salobro compreende as formações ferríferas e o horizonte de *metachert* ferruginoso (nível mineralizado) da Unidade B. Neste grupo, as feições de absorção mais distintas ocorrem entre 400 e 1000nm e estão associadas à resposta espectral da alteração superficial destas rochas.
- ✓ O segundo grupo individualizado pela análise espectral, refere-se aos xistos pertencentes as unidades A e C. O intervalo espectral entre 2000 e 2400nm foi utilizado para analisar este grupo, onde sua resposta espectral é característica. Este mesmo intervalo foi utilizado para a análise do terceiro grupo, que engloba o metagabro e o anfibólio xisto laminado da unidade B. No entanto, neste terceiro grupo, também foi detalhado o intervalo de 400 à 1000nm pois alguns minerais que compõem estes litotipos possuem ferro em sua estrutura (tais como, clorita, hornblenda e piroxênio), podendo algumas de suas feições típicas serem detectadas nesta porção do espectro.
- ✓ As assinaturas espectrais, juntamente com as características petrográficas levantadas neste trabalho, permitiram a confecção de um modelo exploratório específico para o Prospecto Salobro. As características exploradas neste modelo foram as rochas encaixantes e minerais de minério, alteração primária e secundária no *pipe*, controle do minério, estrutura associada e zoneamento lateral.
- ✓ O Prospecto Salobro encontra-se recoberto por densa vegetação, o que dificulta a detecção das respostas espectrais das unidades que compõem a Seqüência Salobro por sensores remotos multiespectrais.
- ✓ O espesso nível coluvionar (≈2m) que recobre o prospecto também dificulta a detecção das unidades por sensoriamento remoto.

- ✓ O processamento tradicional das imagens GEOSCAN (i.e., composições coloridas, operações aritméticas e principais componentes) no Prospecto Salobro possibilitou a delimitação da expressão superficial das formações ferríferas bandadas e do horizonte *metachert* ferruginoso/ nível sulfetado. A utilização de modelo digital de terreno possibilitou a combinação destes tipos de imagens com a topografia da área e demonstrou que a melhor resposta espectral destas litologias encontra-se nos altos topográficos localizados a oeste da área.
- ✓ A classificação espectral através do Spectral Angle Mapper (SAM) e do Spectral Feature Fitting (SFF) não apresentou resultados superiores àqueles obtidos pelas técnicas tradicionais de processamento de imagens.

- Abrams, M and Hook, S. 1995. Simulated ASTER data for geologic studies, IEEE. Transactions on Geosciences and Remote Sensing, 33: 692-699.
- Abrams, M. 2000. Advanced Spaceborne Thermal and Reflection Radiometer (ASTER): data products for the high spatial resolution iamger on NASA's Terra plataform, International. *Journal of Remote Sensing*, 21: 847-859.
- Abreu, F.R. & Oliveira, O.A.B. de 1998. Geologia e ocorrências de zinco e chumbo do Prospecto Salobro, Porteirinha-MG. In: Congr. Bras. Geol., 40, Belo Horizonte, 1998. Anais, SBG. 1, p.140.
- Agar, B. & Pavez, A. 1999. Archival data; "Old dogs with new tricks?". In: Thirteenth International Conference on Applied Geologic Remote Sensing, Vancouver, Canadá. Proceedings 1: 1-8.
- Agar, R. A. 1994. Geoscan Airbone Multi-Spectral Scanner as applied to exploration for Western Australion diamond and gold deposits. In: ERIM, Tenth Thematic Conference on Geology Remote Sensing, San Antonio. *Proceedings*, 2: 651-666.
- Agar, R.A. & Villanueva, R. 1997. Satellite, airbone and ground spectral data applied to mineral exploration in Peru. In: ERIM, Twelfth International Conference and Workshops on Applied Geologic Remote Sensing, Denver, Colorado, USA.,Q: 13-20.
- Almeida, F.F.M. de 1977. O Cráton do São Francisco. Revista Brasileira de Geosciências., 7 (4): 349-364.
- Almeida, T.; De Souza Filho, C.R.; Abreu, F.R. 1999. Modelos exploratórios para a prospecção de sulfetos de Pb e Zn com base em dados multiespectrais de alta resolução: estudo de caso no Alvo Salobro-Porteirinha, Minas Gerais. In: SBG/ Núcleo Brasília, VII Simpósio Geologia Centro-Oeste e X Simpósio Geologia Minas Gerais, *Boletim de Resumos*, p.116.
- Analytical Spectral Devices 1993-1994. FieldSpec FR Users Guide, Analytical Spectral Devices, Boulder, USA, 1-77.
- Ansdell, K.M.; Nesbitt, B.E.; Longstaffe, F.J. 1989. Fluid inclusion and stable isotope study of the Tom Ba-Pb-Zn Deposit, Yukon Territory, Canada. *Economic Geology.*, 84: 841-856.
- Barret, T.J. & MacLean, W.H. 1994. Mass changes in hydrotermal alteration zones associated with VHMS deposits in the Noranda area. *Exploration and Mining Geology*, **3**: 131-160.

- Boardman, J.W. 1991. Sedimanetary Facies Analysis using imaging spectrometry. In: Eight Conference on Geologic Remote Sensing, Denver, Colorado. *Proceedings*: 1189-1199.
- Boardman, J.W. & Kruse, F.A. 1994. Automated spectral analysis: A geologic example using AVIRIS data, north Grapevine Mountains, Nevada. In: Tenth Thematic Conference on Geologic Remote Sensing, Environment Research Institute of Michigan, Ann Arbor, MI, I407–I418.
- Chavez P.S. 1996. Image-based atmospheric corrections revisited and improved. *Photogramm Eng. Remote Sensing*, **62(9)**: 1025-1036.
- Chavez P.S. 1988. An Improved Dark-Object Subtraction Technique For Atmospheric Scattering Correction Of Multispectral Data. *Remote Sensing Environ*, **24(3)**: 459-479.
- Chenkui, C.; Xianfang H.; Fusheng, Z.D.L.; Jun, G.; Guojuan, W.; Zhenguo, J.; Xialio, Y.; Song, F. 1991. Deposit Image Model and optimizationa of prospect tarets. In: Eight Thematic Conference on Geologic Remote Sensing, Denver, Colorado (USA). *Proceedings*: 605-612.
- Clark, R.N. 1999. Spectroscopy of rocks and minerals, and Principles of Spectroscopy. http://speclab.cr.usgs.gov/PAPERS.refl-mrs/refl4.html. 14/06/1999.
- Clark, R.N.; King, T.V.V.; Klejwa, M.; Swayse, G.A.; Vergo, N. 1990. Hight Spectral Resolution Reflectance Spectroscopy of minerals. *Journal of Geophysical Research*, 95 (B8): 12.653-12.680.
- Clark, R.N.; Swaize, G.A.; Gallangher, 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, Proceddings of the Third Airbone Visible/Infrared Imaging Spectrometer (AVIRIS) Workshop, JPL Publication 91-28, 2-3.
- Clark, R.N.; Swayse, G.A. & Gallagher, A.J. 1992. Mapping the mineralogy and lithology of Canyonlands, Utah with imaging spectrometer data and the multiple spectral features algorithm. In: Summaries of the 3rd Annual JPL Airbone Geoscience Workshop, JPL Publication 92-14, 1: 11-13.
- Clark, R.N. & Crolwley, J.K. 1992. AVIRIS study of Death Valley evaporite deposits using least squares band fitting methods. In: Summaries of the 3rd Annual JPL Airbone Geoscience Workshop, JPL Publication 92-14, 1: 29-31.
- Clark, R.N.; Swayze, G.A.; Gallagher, A.J.; King, T.V.V.; Calvin, W.M. 1993. The USGS Digital Spectral Library: Version 1.0: 0.2 to 3.0 micrometers. USGS Open File Report 93-592, 1.326.

- Clark, R.N. & Swayse, G.A. 1995. Mapping minerals, amorphous materials, environment materials, vegetation, water, ice and snow, and others materials: the USGS Tricorder Algorithm. *Summaries* of the Fifth annual JPL Airbone Earth Science Workshop, JPL Publication 95-1, 39-40.
- Conel, J.E.; Green, R.O., Vane, G.; Bruegge, C.J., Alley, R.E. & Curtiss, B.J. 1987. Airbone imaging spectrometer-2: radiometric spectral characteristics and comparison of ways to compensate for the atmosphere. In: SPIE, **834**: 140-157.
- Costa, L.A. da & Romano, A.W. 1976. Mapa geológico do Estado de Minaas Gerais e Texto Explicativo (1:1.000.000). Intituto de Geociências Aplicadas. Belo Horizonte.
- Crocco-Rodrigues, F.A.; Guimarães, M.L.V.; Abreu, F.R.; Belo de Oliveira, O.A.; Greco, F.M. 1993. Evolução tectônica do Bloco Itavambira- Monte Azul entre Barrocão e Porteirinha, MG. In: SBG/ Núcleo Minas Gerais, 7° Simp. Geol. Minas Gerais e 4°Simp. Nac. de Est. Tectônicos, *Anais*, 212-216.
- Crocco-Rodrigues, F.A.; Vidigal, M.L.; Carneiro, N.M.; Greco, S.M.C.; Freitas, M.E.; Costa, W.D. 1992. Mapeamento Geológico- Estrutural em escala de 1:50.000 da região de Riacho dos Machados (MG). Relatório interno DOCEGEO – Geologia e Mineração.
- Crósta 1990. Mapping of residual soils by remote sensing for mineral exploration in SW Minas Gerais state, Brazil.452p. (Tese de Doutorado, Imperial College, University of London, London).
- Crósta, A.P. 1992. Processamento Digital de Imagens de Sensoriamento Remoto. Campinas-Instituto de geociências, Universidade de Campinas, 170p..
- Crósta A.P. 1993. Caracterização espectral de minerais de interesse à prospecção mineral e sua utilização em processamento digital de imagens. In: VII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, Curitiba. *Anais*, **2**: 202-210.
- Crósta, A. P. & Moore, J. 1989. Enhancement of Landsat Thematic Mapper imagery foi residual soil mapping in SW Minas Gerais state, Brazil: a prospecting case history in greenstone belt terrain. In: ERIM, 7th Thematic Conference on Remote Sensing for Exploration Geology, Calgary, Canada. *Proceedings*, 2: 1173-1187.
- Crósta, A.P. & Rabelo, A. 1993. Assenssing Landsat TM for hydrotermal alteration mapping in central- western Brazil. In: ERIM, 9th Thematic Conference on Remote Sensing for Exploration Geology. *Proceedings*, 2: 1053-1061.
- Crósta, A.P.; Prado, I.D.M. do; Obara, M. 1996. The use GEOSCAN AMSS data for gold exploration in the Rio Itapicuru Greenstone Belt (BA), Brazil. In: ERIM, 11th Thematic Conference on Remote Sensig for Exploration Geology, Las Vegas, Nevada. *Proceedings*, **2**: 205-214.

- Curtiss, B. & Goetz, A.F.H. 1994. Field Spectrometry: Techniques and Intrumentation. In: Proceedings of the International Symposium on Spectral Sensing Research, Boulder-Co: 31-40.
- Daitx, E.C. 1996. Origem e evolução dos depósitos sulfetados tipo Perau (Pb-Zn-Ag) com base nas jazidas Canoas e Perau (Vale do Ribeira, PR). 431p. (Tese de Doutorado, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, S.P.).
- Davis II, W.P. & Lyon, R.J.P. 1991. Production of Altered maps using airbone highresolution multi-spectral imagery: Virginia city, Nevada. In: ERIM, 8th Thematic Conference on Geologic Remote Sensing, Denver, Colorado. *Proceedings*: 521-534.
- De Souza Filho, C.R. (2000, *in press*). Usefulness and Limitations of Remote Sensing Technologies in Geologic Applications - Case Studies and Cross-Analysis in Tropical and Arid Terrains. In: Proceedings of the 31st IGC, Rio de Janeiro, Brazil (em impressão).
- De 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 areas. In: Int. J. Remote Sensing, **19** (18): 3569-3594.
- Drumond, J.B.V.; Sperling, E.V; Raposo, F.O. 1980. Projeto Porteirinha-Monte Azul (1:50.000). Relatório final. I DNPM/CPRM, Inédito, 559p..
- Drury, S.A. 1993. Image Interpretation in Geology, Second edition, Chapman & Hall (London), 283p.
- Du, M. 1996. Mineral mapping at El Abra cooper Deposit, Chile, using GEOSCAN 24-Channel scanner data and spectral angle mapper classifier. In: Eleventh Thematic Conference and Workshops on Applied Geologic Remote Sensing, Las Vegas. *Proceddings* I: 385-391.
- ENVI 1997. The Environment for Visualizing Images Version 3.2. Tutorials.
- Fonseca, E. Da 1993. Depósito Aurífero de Riacho dos Machados, Minas Gerais: Hidrotermalismo, Deformação e Mineralização Associados. 179p.(Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de Minas Gerais, Belo Horizonte).
- Franklin, J.M. 1993. Volcanic- associated Massive Sulphide Deposits. In: Kirkham, R.V.; Sinclair, W.D.; Thorpe, R.I.; Duke, J.M., (eds.), *Mineral Deposits Modeling: Geological Association of Canada*, Canadá, Special Paper, 40: 201-251.
- Franklin, J.M.; Lyndon, J.W.; Sangster D.F. 1981. Volcanic- associated Massive Sulfide. Economic Geology, 75th Anniversary: 485-627.
- Fraser, S.J., & Agar, R.A. 1997. GIS Integration of Airbone Multiespectral, Geophysical and other Mineral Exploration Data at the el Halcon Porphyry Cooper Prospect, Copiapo, Chile. In: Twelfth International Conference and Workshops on Applied Geologic Remote Sensing. Denver, Colorado. *Proceedings* II: 245-252.
- Gardner, H.D. & Hutcheon, I. 1985. Geochemestry, Mineralogy and Geology of the Janson Pb- Zn Deposits. Macmillan Pass, Yukon, Canada. *Economic Geology*, 80: 1257-1276.
- Gooddfellow, W.D.; Lyndon, J.W.; Turner, R.J.W. 1993. Geology and Genesis of Stratiform Sediment Hosted (SEDEX) Zinc-Lead-Silver Sulphide Deposits. In Kirkham, R.V.; Sinclair, W.D.; Thorpe, R.I. & Duke, J.M.(eds.), *Mineral Deposits Modeling: Geological Association of Canada*, Canadá, Special Paper 40: 201-251.
- Green, R.O.; Conel, J. E.; Roberts, D. A. 1993. Estimation of aerosol optical depth, pressure elevation, water, vapor and calculation of apparent surface reflectance from radiance measured by the Airborne Visible/Infrared Imaging Spectrometer (AVIRIS). In: Sixth Annual JPL Airborne Earth Science Workshop, Summaries, 1: 115-126.
- Grove, C.I.; Hook, S. & Paylor, E.D. 1992. Laboratory reflectance Spectra of 160 minerals 0.4 to 2.5micrometer: JPL Publication 92-2, Pilot Land Data System, Jet Propulsion Laboratory, Pasadena, California.
- Guilbert, J.M. & Park, C.F. 1986. Deposits related to submarine volcanism and sedimentation. Freeman and Company (ed), *The Geology of Ore Deposits*. New York, 660-675.
- Guimarães, M.L.V.; Crocco-Rodrigues, F.A.; Abreu, F.R.; Oliveira, O.A.B.; Greco, F.M. 1993. Geologia do Bloco Itacambira- Monte Azul entre Barrocão e Porteirinha (MG).In: SBG/ Núcleo MG, VII Simpósio de Geologia de Minas Gerais, Anais, 12: 74-78.
- Guo, J. L. 1991. Balance Contrast enhanced techniques and its application in image colour composition. *International Journal of Remote Sensing*, **12** (10): 2133-2151.
- Gustafson, L.B. & Williams, N. 1981. Sediment-hosted stratiform deposits of cooper, lead and zinc. *Economic Geology*, **75th Anniversary**: 139-178.
- Hauff, P.L. 1995. Introduction to Applied Reflectance Spectroscopy. In:Strategies for Exploration. A Short Course: Application of Infrared spectroscopy and Remote Sensing to the Investigation of Precious Metal Deposits Alteration systems. Santiago, Chile.
- Hernandes, G.L.S. & Crósta, A.P. 1994. Realce espectral de imagens GEOSCAN MK-II para o mapeamento de minerais de alteração hidrotermal na área do depósito aurífero de Riacho dos Machados (MG). In: SBG, Cong. Bras. Geologia., 38, Balneário de Camboriú, Santa Catarina, *Anais*: 476-477.

- Hernandes, G.L.S. 1994. Processamento digital de imagens LANDSAT/ TM e GEOSCAN/AMSS na caracterização lito- estrutural e delimitação de alteração hidrotermal na área do depósito aurífero de Riacho dos Machados (MG). 134p.(Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas).
- Herzig, P.M. & Hannington, M.D. 1995. Polymetallic massive sulfides at the modern seafloor. A review. Ore Geology Reviews, 10: 95-115.
- Hõy, T. 1995a. Noranda/ Kuroko Massive Sulphide Cu-Pb-Zn in Lefebure, D.V. & Ray, G.E. (ed.), Selected British Columbia Mineral Deposit Profiles, 1, Metallics and Coal, Ed. British Columbia Ministry of Energy of Employment and Investment, Open File 1995-20: 53-54.
- Hõy, T. 1995b. Besshi Massive Sulphid. In: Lefebure, D.V. & Ray, G.E. (ed.). Selected British Columbia Mineral Deposit Profiles ,1- Metallics and Coal, , Ed. British Columbia Ministry of Energy of Employment and Investment, Open File 1995-20: 49-50.
- Hõy, T. 1995c. Cyprus Massive Sulphide Cu (Zn). In: Lefebure, D.V. & Ray, G.E. (ed.), Selected British Columbia Mineral Deposit Profiles, 1 Metallics and Coal, , Ed. British Columbia Ministry of Energy of Employment and Investment, Open File 1995-20: 51-52.
- Hunt, G.R.; Salisbury, J.W. & Lenhoff, C.J. 1971. Visible and near infrered spectra of minerals and rocks: III Oxides and hydroxides. *Modern Geology*, 2: 195-205.
- Hunt, G.R. & Ashley, R.P. 1979. Spectra of altered rocks in the Visible and Near Infrared. *Economic Geology*, 74: 1613-1629.
- Hunt, G.R. & Salisbury, J.W. 1970. Visible and near-infrared spectra of minerals and rocks: I Silicate minerals. *Modern Geology*, 1: 283-300.
- Hunt, G.R. & Salisbury, J.W. 1971. Visible and near-infrared spectra of minerals and rocks: II Carbonates. *Modern Geology*, 2: 23-30.
- Hunt, G.R. & Salisbury, J.W. 1976. Visible and near-infrared spectra of minerals and rocks: XII Metamorphic Rocks. *Modern Geology*, **5:** 219-228.
- Hunt, G.R. 1977. Spectral Signatures of particulate minerals in the Visible and near infrared. *Geophysics*, 42 (3): 501-513.
- Hunt, G.R. 1979. Near-infrared (1.3-2.4µm) spectra of alteration minerals Potential for use in remote sensing. *Geophysical*, **42**: 501-513.
- Hutchinson, R.W. 1973. Volcanogenic sulfide deposits and their metallogenic significance. *Economic Geologic*, 68: 1223-1246.

King, L.C. 1956. Geomorfologia do Brasil Oriental. Rev. Bras. Geol., 18 (2): 147.

Kretz, R. 1983. Symbols for rock-forming minerals. American Mineralogist, 68: 277-279.

- Kruse, F.A., Calvin, W.M. & Seznec, O. 1988. Automated extration of absoption features from airbone visible/infrared imaging spectrometer (AVIRIS) and Geophysical Environment Research imaging spectrometer (GERIS) data. In: Proceedings of the airbone visible/infrared imaging spectrometer (AVIRIS) performace evalution workshop, JPL Publication, 88(38): 62-75.
- Kruse, F.A., Lefkoff, A.B.; Dietz, J.B. 1993. Expert System-Based Mineral Mapping in Nothern Death Valley, California/Nevada using the airbone visible/infrared Imaging Spectrometer (AVIRIS). *Remote Sensing of Environment* Special issue on AVIRIS, May-June, 309-336.
- Kruse, F.A. 1988. Use of airbone imaging spectrometer data to map minerals associates with hydrothermally altered rocks in the nirthern Grapevine Mountains, Nevada and California. *Remote Sensing of Environment*, **24** (1): 31-51.
- Kruse, F.A. 1990. Artificial Intelligence for analysis of imaging spectrometer data. *Proceedings* ISPR Commission VII, Working Group 2: "Analysis of Hight spectral resolution imaging data", Victoria, B.C., Canada, 17-21 September 1990. 59-68.
- Lambert, I.B. & Sato, T. 1974. The Kuroko and associated ore deposits of Japan: A review of their features and metallogenesis. *Economic Geologic*, **69**: 1215-1236.
- Largie, D.A.; Lockett, N.H.; Agar, R.A.A; Kroenke,M.; Lyon, R.J.P. 1993. An integrated LANDSAT- MSS, aeromagnetic, air- photographic and GEOSCAN AMSS approach to gold exploration in Nevada. In: Ninth Thematic Conference on Remote Sensing Exploration, Environment and Engineering, Pasadena, California (USA). *Proceedings*, 2: 315-322.
- Largie, D.E. 1983. Sediment-hosted massive sulphide lead-zinc deposits: An empirical model. In: Sangster, D.F., (ed)., Sediment- Hosted Stratiform Lead- Zinc Deposits: Mineralogical Association of Canada, Short Course Handbook, 8: 1-29.
- Lillesand, T.M. & Kiefer, R.W. 1994. Remote Sensing and Image Interpretation. 3ed. USA. 670p..
- Loughlin, W.P. 1991. Principal component analysis for alteration mapping. *Photogrammetric* Engineering & Remote Sensing, **57** (9): 1163- 1169.
- Lyon, R.J.P. & Honey, F.R. 1989. Relationg ground mineralogy via spectral signatures to 18-channel airbone imagery obtained with the GEOSCAN MKII advanced scanner: a 1989 case history from Leonora, Western Australia, Gold District. In:: Seventh Thematic Conference on Remote Sensing Exploration Geology. Calgary, Alberta, Canadá. *Proceedings*: 331-348.

- MacIntyre, D. 1995. Sedimentary Exhalative Zn-Pb-Ag. In Lefebure, D.V. & Ray, G.E. (eds.), Selected British Columbia Mineral Deposit Profiles, 1: Metallics and Coal, Ed. British Columbia Ministry of Energy of Employment and Investment, Open File 1995-20, 37-39.
- Macklin, S. 1998. Simis-Field Version 2.8. Spectrometer Independent Mineral Identification Software. User Manual version 2.8.
- Maracci, G. 1992. Field and laboratory narrow band spectrometers and the techniques employed. In: Toselli, F. & Bodechtel, J. (eds.). *Imaging Spectrscopy: Fundamentals and Prospective Applications*. 33-46.
- Mather, P.M. 1987. Computer Processing of Remotely Sensed Images. John Wiley & Sons (ed). Chichester, 352p..
- Morganti, J.M. 1981. Sedimentary- Type Stratiform Ore Deposits: Some Models and A New Classification In Roberts, R.G. & Sheahan, P.A., (eds)., Ore Deposit Models, Geoscince Canada, Reprint Series 3, 67-77.
- Mourão, M.A.A., Grossi-Sad, J.H.; Fonseca E. da. 1997. Geologia da Folha de Janaúba. In: Grossi-Sad, J.H., Fonseca E. da., Pedrosa-Soares, A.C. & Soares-Filho, B.S. (coordenadores e editores). Projeto Espinhaço em Cd-Rom (textos, mapas e anexos). Belo Horizonte, COMIG- Companhia Mineradora de Minas Gerais. 9-123.
- Ohmoto, H. 1996. Formation of volcanogenic massive sulfide deposits: The Kuroko perspective: Ore Geology Reviews, 10: 135-177.
- Passos, R. V. 1999. Caracterização da geometria de zonas de alteração hidrotermal-Estudo de caso no depósito aurífero de Brumal, Quadrilátero Ferrífero, MG. 180p. (Dissertação de mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas.).
- Penteado, A. H. D. G. 1999. Avaliação do conteúdo espectral das bandas GEOSCAN (MKII) para a pesquisa aurífera no Greenstone Belt do Rio Itapicuru- Bahia. Filtragem de ruído, estudo termal, estratégias e processamento digital de imagens. 95p. (Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Estadualde Campinas).
- Prado, I.D.M. & Crosta, A.P. 1997. Evaluating GEOSCAN AMSS Mk-II for gold exploration en the Fazenda Maria Preta District Rio Itapicuru Greenstone Belt Bahia State, Brazil. Bol IG-USP. Sér. Cient., 28: 63-83.
- Prado, I.D.M. 1997. Detecção de zonas de alteração hidrotermal no greenstone Belts do Rio Itapicuru, BA, através de técnicas de processamento de imagens GEOSCAN AMSS MK-II.. 120p. (Dissertação de mestrado, Instituo de Geociências, Universidade Estadual de Campinas).

- PROSPEC-Prospecção e aerolevantamentos 1993. Aerolevantamento multiespectral com o sistema GEOSCAN MKII. Área de Baú-Serrinha – MG. DOCEGEO- Relatório interno. 66p.
- Raines, G.L.; McGee, L.G.; Sutley, S.J. 1985. Near-infrared spectra of West Shasta gossans compared with true and false gossans from Australia and Saudi Arabia. *Economic Geology*, 80: 2230-2239.
- Roberts, D.A., Yamaguchi, Y. & Lyon, R.J.P. 1985. Calibration of airbone imaging spectrometer data to percente reflectance using field measurements. *Proceedings* of the 19th Interantional Symposium on Remote Sensing of environment. 21-25.
- Ruffel, A.H.; Moles, N.R.; Parnell; J. 1998. Characterisation and prediction of sedimenthosted ore deposits using Sequence Stratigraphy. Ore Geology Reviews, 12: 207-223.
- Sabine, C. 1999. Remote Sensing for Exploration. Manual of Remote Sensing 3rd Edition. Manuscript.
- Samsom, I.M. & Russel, M.J. 1987. Genesis of Silvermines Zinc-Lead-Barite Deposits, Ireland: fluid inclusion and stable isotope evidence. *Economic Geology*, 82: 371-394.
- Santos, L.D. & Paes, V.J.C. 1992. Mapeamento Geológico da Serra do Coco e Imediações, Município de Porteirinha/MG. 27p. (Trabalho de Graduação, IGC-UFMG, Belo Horizonte).
- Settle, J.J. & Drake, N.A. 1993. Linear mixing and the estimation of ground cover proportions. *Journal Remote Sensing*, 14, n°6: 1159-1177.
- Shih, T.Y. 1995. The reversibility of six geometric color spaces. *Photogrammetric* Engineering & Remote Sensing, Bethesda: MD,61, n.10: 1223-1232.
- Siga Júnior, O.; Cordani, V.G.; Kawashita, K.; Basei, M.A.S.; Taylor, P.N. 1987. Aplicação de isótopos de Sr e Pb nas rochas gnáissico-migmatíticas de Itacambira-Barrocão. In: SBG/MG Simp. Geol. De Minas Gerais, 4, Belo Horizonte. Anais, 29-44.
- Singer, D.A. 1986. Descriptive model of Cyprus massive sulfide In: Cox, D.P., & Singer, D.A.(eds) *Mineral Deposit Models*: U.S. Geologic Survey Bull. 1693,131.
- Singh, A.& Harrison, A 1985. Standardized Princiapl Components. Int. Journal Remote Sensing, 6(6): 883-896.
- Spatz, D.M. & Wilson, R.T. 1997. Remote sensing characteristics of the volcanic- associated massive sulfide systems. In: Twelfth Internation Conference and Workshop on Applied Geologic Remote Sensing. Denver, Colorado (USA), I/1-I/12.

- Spatz, D.M. & Taranik, J.V. 1994. Exploration for Copper-Molybdenum-Gold porphyry deposits using multispectral and hyperspectral aerospace remote sensing Techniques. Selper. Eco Rio '94, 10(3-4): 41-52.
- Spatz, D.M. 1996a. Remote sensing characteristics os precious metal systems: The volcanic-hosted deposits. 11th Thematic Conference on Geologic Remote Sensing, *Proceedings*, Ann Arbor, I: 1-12.
- Spatz, D.M. 1996b. Remote sensing characteristics os precious metal systems: The sediment-hosted and detachment related deposits, 11th Thematic Conference on Geologic Remote Sensing, *Proceedings*, Ann Arbor, I: 13-22.
- Spatz, D.M. 1997. Remote sensing characteristics of the sediment- and volcanic- hosted precious metal systems: imagery selection for exploration and development. *Journal remote sensing*, **18**, n° 7: 1413-1438.
- Spatz, D.M. 1999. Remote Sensing characteristics of sediment-hosted stratiform copper deposits. In: Thirteenth International Conference on Applied Geologic Remote Sensing, Vancouver, Canadá. *Proceedings*, I: 214-221.
- Swalf, P.S.; Crósta, A.P.; Souza Filho, C.R. 1999. Estudos sobre a aplicabilidade do uso de dados e técnicas de sensoriamento remoto na prospecção de depósitos auríferos do Tipo Morro do Ouro (MG). In: SBG, VII Simp. Geol. Centro-Oeste e X Simp. Geol. Minas Gerais. SBG-Brasília, Centro-Oeste, Minas Gerais-Brasília. Boletim de Resumos, 124.
- Swalf, P. S. 2000. Modelo Exploratório para depósitos auríferos do tipo Morro do Ouro com base em dados e técnicas de sensoriamento remoto. 118p. (Dissertação de mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas).
- Swayse, G.A. & Clark, R.N. 1991. Spectral identification of minerals using imaging spectrometry data: evalution of the effects of signal to noise and spectral resolution using Tricorder. Summaries of the 5th annual JPL Airbone Earth Scince Workshop. JPL Publication 95-1. 157-158.
- Taranik, J.V. & Crósta, A.P. 1996. Remote Sensing for Geology and Mineral Resouces: Na assessment of tools for Geoscientists in the Near future. In: XVIII Congress of the International Society of Photogrammetry and Remote Sensing. Viena, Austria, 551-576.
- Taranik, D.L.; Kruse, F.A.; Goetz, A.F.H.; Atkinson, W.W. 1991. Remote Sensing of ferric iron minerals as guides for gold exploration. In: Eighth Thematic Conference on geology Remote Sensing, 197-205.
- Taylor, G.R.; Reston, M.; Hewson, R.D. 1997. An assessment of portable spectrometer for analysis of geological materials. In: Twelfth International Conference and Workshops on Applied Geologic Remote Sensing, Denver, Colorado, II: 409-416.

- Townsed, T.E. 1987. Discrimination of iron alteration minerals in visible and near-infrared reflectance data. In: J. Geophysical Res., 92, nº B2: 1441-1454.
- Twiss, R.J. & Moores, E, M. 1992. Structural Geology, Freeman and Company, N.Y., 531.
- Walker, R.G. 1976. Turbidites and associated coarse clastic deposits. *Geoscience Canada*, 3:.25-36
- Watkins, D. 1997. Principle Characteristics of Volcanogenic Massive Sulphide (VMS) Deposits. In: http://www.bc-mining-house.com/prospecting_school/dp_ms2.html.
- Wilton, D. 1998. SEDEX- Type Massive Sulphide Deposits In: <u>http://www.bc-mining-house.com/prospecting_school/dp_msedx.html</u>.

ANEXO

FUNDAMENTOS DA ESPECTROSCOPIA DE REFLECTÂNCIA

1. Introdução

A espectroscopia de reflexão é uma técnica que utiliza as regiões do espectro eletromagnético (visível (400 à 700 nm), infravermelho próximo (700-1000nm) e infravermelho de ondas curtas (1000 à 2500nm)) para análises de materiais.

A propriedade espectral de um material é definida pela absorção de energia em nível atômico-molecular, função direta das características físico-químicas que este possui (Hunt 1977). A reflectância de um material, portanto, contém feições na forma de linhas, bandas, depressões ou mudanças de inclinação das curvas espectrais, cujas posições, formas e intensidades são fundamentalmente uma conseqüência da constituição química particular do material e da geometria do arranjo dos seus átomos (Hunt 1979).

Os primeiros trabalhos publicados que estabeleceram as bases da caracterização espectral de minerais e rochas foram os de Hunt e seus co-autores entre 1970 e 1979. Destacam-se também os trabalhos de Clark (1983); Clark & Roush (1984); Clark *et al.* (1990); Grove *et al.* (1992); Clark (1995); Hauff (1995) e Clark (1999).

Na interação energia vs matéria são descritos dois processos: o primeiro ao nível macroscópico e um segundo ao nível atômico-molecular.

1.1. Interações macroscópicas

A REM propaga-se na forma de uma onda contínua e harmônica, cujas interações com a superfície dos objetos são controladas por suas características físicas e texturais (a rugosidade, o tamanho e forma dos grãos e o empacotamento dos mesmos), existindo também uma forte dependência angular da reflectância espectral em relação à geometria da iluminação. Os principais processos que ocorrem são: reflexão, refração e espalhamento.

Os trabalhos realizados por Hunt & Ashley (1979) e Clark & Roush (1984) indicam que a influência das interações macroscópicas na resposta espectral de uma rocha é muito pequena se comparada às interações microcópicas.

1.2. Interações microscópicas

Nos processos atômico-moleculares ocorrem interações que fornecem feições de absorção relacionadas a composição do material analisado. No caso do material analisado ser rocha, estas feições dizem respeito a constituição mineralógica, o tipo de estrutura cristalina dos minerais, as impurezas iônicas e a simetria interna dos cristais. Assim, quando um feixe de fótons incide em um meio onde há mudança no índice de refração, alguns fótons serão refletidos, outros serão refratados e alguns poderão ser absorvidos pelo meio.

O coeficiente de absorção é uma propriedade do material medido, já que cada um necessita de uma quantidade exata de energia a ser absorvida que provoque a transição de um estado fundamental de energia para um estado mais energético.

A seguir serão descritos os diferentes processos que ocorrem nas regiões do espectro eletromagnético com interesse para a geologia (Tabela 1).

Região	Mecanismos Dominantes		Processos	
VIS	Transferência de carga	Metais de transição	Eletrônicos	
VIS/NIR	Efeitos do campo cristalino	Metais de transição		
SWIR	Transições vibracionais	OH, SO ₄ , CO ₃	Vibracionai	
			s	
UV→SWIR	Bandas de condução	Total absorção da		
		informação		

 Tabela 1.: Regiões do espectro e características de absorção (in Hauff 1995)

1.2.1. Processos eletrônicos

As ondas de pequenos comprimentos (do raio-X até infravermelho próximo- 1220nm), ao interagirem com as rochas e minerais, causam a transição de elétrons de um nível orbital menos energético para um nível mais energético, ocasionando feições espectrais de absorção. (Hunt 1977; Goetz 1989 e Clark 1995). Estes processos podem ocorrer devido a quatro fatores: (i) efeito do campo cristalino, causado pela repulsão de caráter eletrostático sofrida pelo orbital "d" mais externo dos átomos dos metais de transição; (ii) transferência de carga, quando a energia absorvida pelo material propicia a migração de seus elétrons entre íons vizinhos ou entre íons ligantes; (iii) centro de cores; e (iv) bandas de condução. Estas feições de absorção são mais presentes em metais de transição: Ti, V, Cr, Mn, Co, Ni, Zn e particularmente no Fe (Hauff 1995).

1.2.2. Processos vibracionais

Os processos vibracionais ocorrem acima de 1200 nm (somente no infravermelho- SWIR) e em moléculas que venham a possuir momento dipolo (Clark 1995). Estes tipos de processos são mais intensos que os gerados em processos eletrônicos e são ocasionados por mudanças energéticas do estado estacionário das moléculas. Assim, as vibrações para uma molécula de N átomos, considerando 3 coordenadas cartesianas, são de 3N- 6 modos normais de vibrações, que são denominados de fundamentais. As vibrações adicionais, chamadas de *overtone*, envolvem múltiplos processos vibracionais singulares, enquanto um outro modo, denominado de combinação, envolvem diferentes tipos de vibrações (Hunt 1979, Clark *et al.* 1990, Clark 1995, Clark 1999 e Hauff 1995). Estes processos são comuns para os minerais com H₂O e hidroxilas e para carbonatos, fosfatos, boratos, arsenatos, além de outros (Clark 1995).

1.2. Caracterização espectral de alguns minerais

Existem inúmeras bibliotecas de referência para os diferentes tipos de materiais existentes na natureza (vegetação, minerais e materiais produzidos pelo homem). Os estudos clássicos de Hunt e seus co-autores, publicados entre 1970-79, compreendem cerca de 2100 amostras e 400 minerais. No entanto, com o advento da informática, estas "bibliotecas" já são encontradas em formato digital; destas a mais utilizada é a biblioteca de referência da USGS (*http://speclab.cr.usgs.gov*).

Dentre as associações minerais passíveis de detecção por sensores e com grande importância para a prospecção mineral, Rowan *et al.* (1977) e Hunt & Ashley (1979) individualizaram dois intervalos no espectro eletromagnético a serem analisados: entre 400 e 1000nm e entre 2000 e 2400 nm.

1.2.1. Minerais identificados entre o intervalo de 400-1000nm

Os minerais identificados neste intervalo são os que sofrem o efeito de processos eletrônicos e resumem-se aos óxidos e hidróxidos de Fe, além do próprio Zn, na prospecção de jazidas sulfetadas.

Os trabalhos de Hunt *et al.* (1971), Townsend (1987), Taranik & Crósta (1991) e Taranik *et al.* (1991) discriminam as diferenças significativas em relação a jarosita, hematita e goetita, listadas na Tabela 2.

Minerais	Fórmula química	Localização da feição característica de absorção (nm)
Jarosita	KFe ₃ (SO ₄) ₂ (OH) ₆	430, 900-940
Hematita	Fe ₂ O ₃	850
Goetita	FeHO ₂	650, 900-940

Tabela 2.: Localizações das feições de absorções diagnósticas no intervalo do VNIR próximo. (Townsend 1987)

1.2.2. Minerais identificados entre 2000 e 2400nm

Os minerais de interesse na prospecção de jazidas sulfetadas identificados no intervalo de 2000 a 2400nm, apresentam-se listados na tabela 3. São, em sua maioria, referentes aos processos de alteração hidrotermal que ocorrem amplamente nestes tipos de depósitos.

Localização da feição característica de absorção (nm)	Moléculas	Mineral/ Componente
~2020, 2120	NH4	Minerais com amônia (buddingtonita)
~2150-2200	B-O	Boratos (??)
~2180	P-O-H	Fosfatos (??)
~2200	Al-OH	Esmectita, caolinita, illita, alunita, jarosita, micas, anfibólios, serpentinas
~2200-2600	Fe(OH)	Clorita, jarosita, Fe-illita
~2240-2260	Si(OH)	Sílica (opala)
~2300	Mg(OH)	Anfibólios, cloritas, micas, talco e epidoto
~2290-2350	CO3 ⁻²	Carbonatos
~2380	P-O-H	Fosfatos (??)

 Tabela 3.: Localizações das feições de absorções diagnósticas no intervalo do de 2000 à 2600nm. Em negrito os minerais de interesse a prospecção de Pb e Zn no contexto geológico do Prospecto Salobro. (Hauff 1995)

3. Bibliografia

- Clark, R.N. 1983. Spectral Properties of mixtures of montimorillonite and dark carbon grains: Implications fore remote sensing minerals containg chemically and physically adsorbed water. In: Journal of Geophysical Research. 88: 10635-10644
- Clark, R. N. 1995. About Reflectance Spectroscopy. <u>http://speclab.cr.usgs.gov/aboutrefl.htm</u>. 24/05/1999
- Clark, R.N. 1999. Spectroscopy of rocks and minerals, and Principles of Spectroscopy. http://speclab.cr.usgs.gov/PAPERS.refl-mrs/refl4.html. 14/06/1999
- Clark, R.N.; King, T.V.V.; Klejwa, M.; Swayse, G.A.; Vergo, N., 1990. Hight Spectral Resolution Reflectance Spectroscopy of minerals. In: *Journal of Geophysical Research*, 95 (B8):12.653-12.680

UNICAMP BIBLIOTECA CENTRAL SEÇÃO CIRCUITANITE

- Grove, C.I.; Hook, S. & Paylor, E.D. 1992. Laboratory reflectance Spectra of 160 minerals 0.4 to 2.5micrometer: JPL Publication 92-2, Pilot Land Data System, Jet Propulsion Laboratory, Pasadena, California
- Goetz, A.F.H. 1989. Spectral Remote Sensing in Geology In: Asrar, G., 1989. Theory and Applications of Optical Remote Sensing.
- Hauff, P.L., 1995. Introduction to Applied Reflectance Spectroscopy. In:Strategies for Exploration. A Short Course: Application of Infrared spectroscopy and Remote Sensing to the Investigation of Precious Metal Deposits Alteration systems. Santiago, Chile.
- Hunt, G.R.; Salisbury, J.W. & Lenhoff, C.J. 1971. Visible and near infrered spectra of minerals and rocks: III Oxides and hydroxides. In: *Modern Geology*, 2:195 -205.
- Hunt, G.R. & Ashley, R.P. 1979. Spectra of altered rocks in the Visible and Near Infrared. In: *Economic Geology*, 74:1613-1629
- Hunt, G.R. 1977. Spectral Signatures of particulate minerals in the Visible and near infrared. Geophysics, 42 (3):501-513
- Hunt, G.R. 1979. Near-infrared (1.3-2.4µm) spectra of alteration minerals Potential for use in remote sensing. In: *Geophysical*, **42**:501-513
- Rowan, L.C.; Goetz, A.F.H.; Ashley, R.P., 1977. Discrimination of hydrothermal altered and unaltered rocks in visible and near infrared multispectral images. In: *Geophysical.* 42 (3):522-535
- Taranik, J.V. & Crósta, A.P. 1996. Remote Sensing for Geology and Mineral Resouces: Na assessment of tools for Geoscientists in the Near future. In: XVIII Congress of the International Society of Photogrammetry and Remote Sensing. Viena, Austria, 551-576
- Taranik, D.L.; Kruse, F.A.; Goetz, A.F.H.; Atkinson, W.W., 1991. Remote Sensing of ferric iron minerals as guides for gold exploration. In: *Eighth Thematic Conference on geology Remote Sensing*: 197-205
- Townsed, T.E., 1987. Discrimination of iron alteration minerals in visible and near-infrared reflectance data. In: J. Geophysical Res., 92, nº B2:1441-1454