



UNIVERSIDADE FEDERAL DE PERNAMBUCO
CENTRO DE TECNOLOGIA E GEOCIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

HUGO MARCELO CORDEIRO GUIMARÃES FILHO

**CARACTERIZAÇÃO ESPECTRAL DAS ROCHAS DA REGIÃO DA MINA BONFIM
E PRODUÇÃO DE MAPA PROSPECTIVO REGIONAL PARA SKARNS
UTILIZANDO LÓGICA DIFUSA EM ÁREA ABRANGENDO AS CIDADES DE
LAJES E JOÃO CÂMARA, RIO GRANDE DO NORTE**

Recife
2019

HUGO MARCELO CORDEIRO GUIMARÃES FILHO

**CARACTERIZAÇÃO ESPECTRAL DAS ROCHAS DA REGIÃO DA MINA BONFIM
E PRODUÇÃO DE MAPA PROSPECTIVO REGIONAL PARA SKARNS
UTILIZANDO LÓGICA DIFUSA EM ÁREA ABRANGENDO AS CIDADES DE
LAJES E JOÃO CÂMARA, RIO GRANDE DO NORTE**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geociências da Universidade Federal de Pernambuco, como requisito parcial para obtenção do título de Mestre em Geociências.

Área de concentração: Geoquímica, Geofísica e Evolução Crustal

Orientadora: Prof^ª. Dr^ª. Vanessa Biondo Ribeiro

Recife

2019

Catálogo na fonte
Bibliotecário Gabriel Luz, CRB-4 / 2222

G963c Guimarães Filho, Hugo Marcelo Cordeiro.
Caracterização espectral das rochas da região da Mina Bonfim e produção de mapa prospectivo regional para skarns utilizando lógica difusa em área abrangendo as cidades de Lajes e João Câmara, Rio Grande do Norte / Hugo Marcelo Cordeiro Guimarães Filho – Recife, 2019.
73 f.: figs.

Orientadora: Profa. Dra. Vanessa Biondo Ribeiro.
Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal de Pernambuco. CTG. Programa de Pós-Graduação em Geociências, 2019.
Inclui referências.

1. Geociências. 2. Faixa Seridó. 3. Skarns. 4. Sensoriamento remoto. 5. Espectroscopia de reflectância. 6. Lógica difusa. I. Ribeiro, Vanessa Biondo (Orientadora). II. Título.

UFPE

551 CDD (22. ed.)

BCTG / 2020-213

HUGO MARCELO CORDEIRO GUIMARÃES FILHO

**CARACTERIZAÇÃO ESPECTRAL DAS ROCHAS DA REGIÃO DA MINA BONFIM
E PRODUÇÃO DE MAPA PROSPECTIVO REGIONAL PARA SKARNS
UTILIZANDO LÓGICA DIFUSA EM ÁREA ABRANGENDO AS CIDADES DE
LAJES E JOÃO CÂMARA, RIO GRANDE DO NORTE**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geociências da Universidade Federal de Pernambuco, como requisito parcial para a obtenção do título de Mestre em Geociências.

Aprovada em: 08/08/2019

BANCA EXAMINADORA

Prof.^a Dr.^a Vanessa Biondo Ribeiro (Orientadora)
Universidade Federal de Pernambuco

Prof. Dr. João Aduino de Souza Neto (Examinador Interno)
Universidade Federal de Pernambuco

Dr. Roberto Gusmão de Oliveira (Examinador Externo)
Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais

À minha família: Priscila e Diana.

AGRADECIMENTOS

Agradeço primeiramente à CAPES, à Universidade Federal de Pernambuco, ao Programa de Pós-Graduação em Geociências e ao Departamento de Geologia, e ao Laboratório de Geologia Sedimentar (LAGESE) por possibilitarem este trabalho em todas as suas etapas. Agradeço também a Vanessa Biondo Ribeiro pela orientação e suporte sempre que precisei, mesmo quando nada parecia dar certo. Agradeço ainda a João Adauto de Souza Neto por todo o conhecimento transmitido, assim como suporte logístico nos trabalhos de campo, e Roberto Gusmão de Oliveira por colocar toda sua experiência e seu conhecimento na melhoria deste trabalho.

Foram também importantes para esta pesquisa o apoio do Serviço Geológico do Brasil e do Instituto de Geociências da Universidade Estadual de Campinas, que forneceram meios para o andamento da pesquisa e da análise dos dados. Sem instituições públicas de pesquisa, nunca nos tornaremos um país desenvolvido. Agradeço também à Mineração Nosso Senhor do Bonfim que me permitiu utilizar sua estrutura durante a etapa de campo deste trabalho.

Um agradecimento especial a Nayara Moreira de Mesquita, João Pedro Santana Bezerra, Valdielly Larisse Silva e Rafaela Henrique Mendes França. Sem vocês certamente esse trabalho não seria nem metade do que se tornou.

Obrigado a meus amigos geólogos Wilson, Aldir, João Artur, Riedel, Castellan, PH, Laís, Luís, Phelps, e outros que a memória falhou. A Sônia Agostinho, que não mede esforços em ajudar os estudantes. Agradeço ainda aos meus amigos de fora da geologia, principalmente Vitor Hugo, João Paulo, Fred, Tainá e Eudes. Partiu Catuama!?

Agradeço aos meus pais e meu irmão, que ao longo da vida foram o suporte que me possibilitou me manter na universidade, e o exemplo de onde deveria chegar. Que mais que uma casa, me deram um lar. Tenho muito orgulho de vocês, e sou eternamente grato por tudo o que abdicaram para me proporcionar uma educação de qualidade.

Por fim, mas longe de ser menos importante, dedico a Priscila, minha companheira, este trabalho, apenas como uma forma de materializar todo o apoio que me foi dado ao longo de nossa vida juntos. Uma vida que se iniciou a partir da geologia, e através da geologia somos, hoje, uma família.

RESUMO

A Faixa Seridó, localizada na porção norte da Província Borborema, nordeste do Brasil, abriga mais de 700 ocorrências de skarns, sendo os principais mineralizados em W-Mo, Au e Bi-Te. O skarn polimetálico de W-Mo-Au-Bi-Te da Mina Bonfim está encaixado em lentes de mármore da Formação Jucurutu, e no contato entre estes mármore e xistos da Formação Seridó. Neste trabalho houve dois objetivos principais: a caracterização espectral das rochas do entorno da Mina Bonfim, considerando a faixa do espectro entre o visível e o infravermelho de ondas curtas (350-2500 nm), e a confecção de um mapa prospectivo de skarns através da utilização da técnica lógica difusa (*fuzzy*). O primeiro objetivo foi obtido através da análise de amostras da área de estudos: anfibolitos, xistos, mármore, skarns e solos, classificando sua mineralogia à luz da petrografia, gerando assim uma biblioteca espectral de referência para futuros levantamentos de espectroscopia de reflectância. Nesta etapa pôde-se perceber diferenças mineralógicas nas amostras de diferentes litologias que destacam os skarns das rochas do entorno devido uma maior variedade de assinaturas de minerais como diopsídio, actinolita, clorita, prehnita, sericita, biotita, epidoto e calcita. Também foram comparados espectros de rochas em diferentes graus de alteração intempérica, observando como este processo atenua e desloca as feições de minerais e pode dificultar sua identificação. Além disso, foram analisados espectros de solos da região, onde pode-se verificar a presença de feições de sericita e clorita. O segundo objetivo foi a criação de um mapa prospectivo de favorabilidade de ocorrência de skarns, através da técnica de lógica difusa (*fuzzy*), utilizando-se dados aerogeofísicos cedidos pelo Serviço Geológico do Brasil (CPRM), em conjunto com os dados litológicos coletados na etapa de campo. Foram então utilizados os mapas magnetométricos de amplitude do sinal analítico, e gamaespectrométricos de razão U/K e Th/K, além do Fator F, no modelo que resultou no mapa prospectivo. Os dados foram normalizados e posteriormente cruzados, gerando um mapa de favorabilidade de ocorrência de skarns. Para efeito de teste, este mapa prospectivo foi comparado com 77 pontos de skarns, sendo classificados como depósitos, ocorrências e indícios minerais, dos quais 78% ocorrem em regiões de alta a média probabilidades. Analisando especificamente os depósitos, o índice de acertos é ainda maior, com 63% localizados em regiões de alta probabilidade, enquanto apenas 16% ocorrem em áreas de baixa probabilidade.

Palavras-chave: Faixa Seridó. Skarns. Sensoriamento remoto. Espectroscopia de reflectância.
Lógica Difusa.

ABSTRACT

The Seridó belt, located in the northern portion of Borborema Province, northeast Brazil, hosts more than 700 skarn occurrences, being the main mineralized in W-Mo, Au and Bi-Te. The polymetallic W-Mo-Au-Bi-Te skarn from Bonfim Mine occurs in the Jucurutu Formation marble lenses, and in the contact of these marbles and Seridó Formation schists. In this work there were two main objectives: the spectral characterization of the rocks around Bonfim Mine, considering the spectrum range between the visible and the short wavelength infrared (350-2500 nm), and the production of a skarn prospective map using fuzzy logic technique. The first objective was obtained through the analyses of study area samples: amphibolites, schists, marbles, skarns and soil, classifying their mineralogy in the light of petrography, thus generating a reference spectral library for future reflectance spectroscopy surveys. At this stage it was possible to notice mineralogical differences in the samples of different lithologies that highlight the skarns from the surrounding rocks due to a greater variety of mineral signatures such as diopside, actinolite, chlorite, prehnite, sericite, biotite, epidote and calcite. Were also compared rock spectra in different degrees of intemperic alteration, observing how this process attenuates and displaces mineral features and can difficult their identification. In addition, were analyzed soil spectra from the region, where can be verified the presence of sericite and chlorite features. The second objective was the creation of a prospective map of favorability of skarn occurrence, through fuzzy logic technique, using aerogeophysical data provided by the Brazilian Geological Survey (CPRM), together with the lithological data collected in the field step. Were used the magnetometric maps of analytical signal amplitude, and the gammaspectrometric U/K and Th/K ratios, in addition to the F Factor, in the model that resulted in the prospective map. The data were normalized and posteriorly crossed, generating a favorability of skarn occurrences map. For testing proposes, this prospective map was compared with 77 skarn spots, being classified as deposits, occurrences and mineral indications, of which 78% occur in regions of high to medium probability. Analyzing specifically the deposits, the hit ratio is very higher, with 63% located in high probability regions, while only 16% occur in low probability areas.

Keywords: Seridó Belt. Skarns. Remote sensing. Reflectance spectroscopy. Fuzzy Logic.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 –	Mapa de localização da Mina Bonfim.....	17
Figura 2 –	Mapa geotectônico da Província Borborema, com representação das unidades geológicas e principais zonas de cisalhamento	19
Figura 3 –	Relações estratigráficas do Grupo Seridó, a partir do modelo de Jardim de Sá (1994).....	21
Figura 4 –	Mapa geológico simplificado com pontos visitados no trabalho de campo	25
	Esquema de criação dos mapas gamaespectrométricos	
Figura 5 –		35
Figura 6 –	Exemplos de funções de pertinência da Lógica Difusa	36
Figura 7 –	Espectro eletromagnético, com detalhe para a faixa da luz visível	37
Figura 8 –	Principais bandas de absorção na faixa do infravermelho de ondas curtas (1300 a 2500nm)	38
Figura 9 –	Linha do contínuo e sua correção	40
Figura 10 –	Espectros dos minerais identificados neste trabalho, com suas feições diagnósticas	41
Figura 11 –	Cristal de diopsídio de escala métrica em skarn, localizado no ponto HG-14B	43
Figura 12 –	Espectro de reflectância de três amostras do ponto HG-01	44
Figura 13 –	Espectro de reflectância de duas amostras, onde HG-03D representa a amostra mais alterada, enquanto a HG-03E representa a amostra mais fresca	44
Figura 14 –	Fotomicrografias de lâminas delgadas de anfibolitos: em nicóis paralelos (A) e cruzados (B) cristais de anfibólio (Anf) e plagioclásio (Pl), além de sericita (Ser); em nicóis paralelos (C) e cruzados (D) cristais de actinolita (act) prismática com plagioclásio e sericita	46
Figura 15 –	Espectros de reflectância das amostras de anfibolitos	46
Figura 16 –	Fotomicrografias de lâminas delgadas de mármores: em nicóis paralelos (A) e cruzados (B), cristais de anfibólio (Anf) e calcita	

	(Cal); (C) em nicóis cruzados, presença de cristais de calcita, quartzo (Qtz), titanita (Tit) e zoisita (Zois)	47
Figura 17 –	Espectros de reflectância das amostras HG-04A e HG-14A, com realce na região do visível (esquerda)	48
Figura 18 –	Fotomicrografias de lâminas delgadas de xistos: em nicóis paralelos (A) e cruzados (B) são observados biotita (Bt definindo a foliação da rocha), quartzo (Qtz), plagioclásio (Pl) e minerais opacos	49
Figura 19 –	Espectros de reflectância das amostras de xistos	49
Figura 20 –	Pegmatito intrudindo xisto no ponto HG-06	50
Figura 21 –	Fotomicrografias de lâminas delgadas de skarns, apresentando mineralogia principal	52
Figura 22 –	Espectro de reflectância com duas amostras do mesmo skarn: HG-03A e HG-03B	53
Figura 23 –	Espectros de skarn do ponto HG-14B e C	53
Figura 24 –	Mineralogia dos skarns mapeados através da espectroscopia de reflectância	54
Figura 25 –	Espectros de absorção de solos	55
Figura 26 –	Metodologia de aplicação do filtro passa-banda no mapa de Campo Magnético Total, gerando o mapa de Campo Magnético Residual para a área estudada	56
Figura 27 –	Domínios magnéticos identificados através do filtro de Amplitude do Sinal Analítico	57
Figura 28 –	Mapa de THDR com lineamentos magnéticos e lineamentos estruturais	58
Figura 29 –	Mapas gamaespectrométricos de Fator F e razões U/K e Th/K, com localização dos skarns e da Mina Bonfim	60
Figura 30 –	Mapa litológico categorizado	61
Figura 31 –	Mapa de lineamentos geofísicos e estruturais	62
Figura 32 –	Esquema gráfico mostrando os mapas utilizados e os todos os passos para a criação do mapa de favorabilidade de ocorrência de skarns da região no entorno da Mina Bonfim	63
Figura 33 –	Mapa prospectivo de skarns com pontos utilizados na verificação do percentual de acerto do modelo	64

Figura 34 – Gráficos dos dados entre skarns e o mapa de favorabilidade	65
--	----

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	14
1.1	OBJETIVOS	15
1.1.1	Objetivos específicos	16
1.2	LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO	16
2	GEOLOGIA REGIONAL	18
2.1	PROVÍNCIA BORBOREMA	18
2.2	DOMÍNIO RIO GRANDE DO NORTE	20
2.3	FAIXA SERIDÓ	20
2.4	SKARNS POLIMETÁLICOS DA MINA NOSSO SENHOR DO BONFIM	22
3	METODOLOGIA	24
3.1	LEVANTAMENTO BIBLIOGRÁFICO	24
3.2	TRABALHO DE CAMPO E PETROGRAFIA	24
3.3	DADOS AEROGEOFÍSICOS	26
3.3.1	Método magnetométrico	26
3.3.1.1	Correção do Erro de Paralaxe	27
3.3.1.2	Remoção da variação magnética diurna	28
3.3.1.3	Remoção do Campo Geomagnético Internacional de Referência	28
3.3.1.4	Processamento dos dados aeromagnéticos	28
3.3.2	Método Gamaespectrométrico	30
3.3.2.1	Remoção dos <i>backgrounds</i> cósmico e da aeronave	31
3.3.2.2	Remoção do <i>background</i> do radônio atmosférico	31
3.3.2.3	Correção do Efeito Compton	33
3.3.2.4	Correção altimétrica	33
3.3.2.5	Correção de Tempo Morto	33
3.3.2.6	Correção da altura efetiva de voo	34
3.3.2.7	Processamento dos dados aerogamaespectrométricos	34
3.4	LÓGICA DIFUSA	35
3.5	ESPECTROSCOPIA DE REFLECTÂNCIA	37
3.5.1	Bibliotecas espectrais utilizadas na identificação mineralógica	40

4	RESULTADOS E DISCUSSÃO	42
4.1	CARACTERIZAÇÃO ESPECTRAL DAS ROCHAS DA REGIÃO DA MNSB: ESPECTROSCOPIA DE REFLECTÂNCIA E PETROGRAFIA	42
4.1.1	Efeitos do intemperismo nos gráficos de reflectância	42
4.1.2	Anfibolitos	44
4.1.3	Mármoreos	45
4.1.4	Xistos	48
4.1.5	Skarns	50
4.1.6	Solos	55
4.2	AEROGEOFÍSICA	56
4.2.1	Magnetometria	56
4.2.2	Gamaespectrometria	58
4.3	LÓGICA DIFUSA	59
5	CONCLUSÕES	65
5.1	CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA E ESPECTRAL DAS ROCHAS DO ENTORNO DA MINA BONFIM	66
5.2	MAPA DE PROSPECTIVIDADE ATRAVÉS DE LÓGICA DIFUSA	67
	REFERÊNCIAS	68

1 INTRODUÇÃO

A Faixa Seridó é um cinturão metassedimentar localizado entre os estados da Paraíba e do Rio Grande do Norte, no nordeste do Brasil. Estes skarns hospedam depósitos minerais são dos mais variados tipos, sendo exemplos formações ferríferas bandadas, skarns, pegmatitos, ouro orogenético, estratiformes e hidrotermais de Cu e Cu-Fe. Apesar do grande potencial mineral, o Seridó ainda carece de um melhor entendimento sobre a gênese e o estabelecimento de guias de prospectividade de seus depósitos.

A exploração mineral é um setor bastante dinâmico, e que necessita de constante atualização nos seus métodos de pesquisa, seja para localizar novas áreas para prospecção, seja para expandir suas jazidas. Para esta finalidade, o uso de métodos aerogeofísicos e de sensoriamento remoto são uma opção importante na etapa preliminar da pesquisa, pois permitem a análise de vastas áreas de forma rápida e barata, otimizando as etapas de campo e posteriores como sondagem e modelamento do corpo mineralizado.

A área de aprendizagem de máquina (*machine learning*) está em pleno desenvolvimento, e vários autores buscam quais características mais se adaptam à pesquisa em Geociências. Em geral busca-se uma metodologia de fácil aplicação, barata, e que forneça resultados estatisticamente confiáveis diante do conjunto de dados a que o pesquisador tem acesso.

Autores como Brown et al. (2003) e Chung (2003) utilizam metodologias conhecidas como supervisionadas, ou seja, que necessitam de conhecimentos previamente adquiridos como mapas geológicos, ou mesmo modelos genéticos do depósito, para os guiar na escolha de parâmetros durante o processamento dos dados. Em contraponto existe a metodologia não-supervisionada, utilizada por autores como Holden et al. (2008), que não necessitam da interferência humana para a criação do modelo. Holden et al. (2008) utilizou uma metodologia que processava os parâmetros de dados geofísicos sem a interferência dele, com o objetivo de não depender de outras fontes de informação. Entretanto Nykanen et al. (2007) alertam para o cuidado com a quantidade de pontos de treinamento do depósito estudado em metodologias não-supervisionadas, visto que poucos dados podem enviesar o modelo, diminuindo sua precisão.

A espectroscopia de reflectância, por sua vez, é uma técnica do sensoriamento remoto que permite a caracterização de diversos tipos de minerais através da energia do espectro eletromagnético, devido à interação desta energia com a matéria. Nas Geociências, a

espectroscopia de reflectância é utilizada para as mais variadas finalidades: caracterização de minerais (Hunt, 1977 e 1979; Gaffey, 1986; Clark et al., 1993; Clark, 1999; Hecker et al., 2010), estimar a orientação cristalográfica de minerais (Rivard et al., 2013), assim como usos mais práticos como caracterização de depósitos minerais (Ducart, 2004; Carrino et al., 2017; Costa et al., 2017) ou comparar depósitos terrestres com possíveis análogos em Marte (Thomas & Water, 2002).

O presente trabalho tem dois objetivos principais: o primeiro é a caracterização através de espectroscopia de reflectância de rochas no entorno da Mina Bonfim, visando a criação de uma biblioteca espectral de referência; o segundo objetivo é a aplicação de lógica difusa, uma técnica de aprendizagem de máquina, utilizando dados aerogeofísicos para caracterizar uma área no entorno da Mina Bonfim, criando assim um modelo exploratório para posteriores campanhas prospectivas.

O próximo capítulo apresenta uma visão geral da área de estudos no contexto geológico regional da Província Borborema e, mais especificamente, da Faixa Seridó e dos skarns polimetálicos da Mina Bonfim. O capítulo 3 trata da metodologia utilizada no trabalho, desde a etapa de campo, petrografia, aerogeofísica, lógica difusa e espectroscopia de reflectância. Em seguida, no capítulo 4, são listados os resultados obtidos e as discussões acerca deles, divididos na caracterização espectral e petrográfica das rochas do entorno da Mina Bonfim, de aerogeofísica e a utilização da lógica difusa para criação de um mapa prospectivo regional. Por fim, no capítulo 5, são apresentadas as conclusões sobre os resultados, da mesma forma divididos entre caracterização espectral e petrográfica e geração de mapa prospectivo através de lógica difusa.

1.1 OBJETIVOS

Este projeto tem como objetivo principal o uso de dados de acesso público, como aerogamaespectrometria, aeromagnetometria e sensoriamento remoto, para a caracterização de uma área de interesse mineral, e posterior aplicação de método de aprendizagem de máquina visando a criação de um guia prospectivo regional.

1.1.1 Objetivos específicos

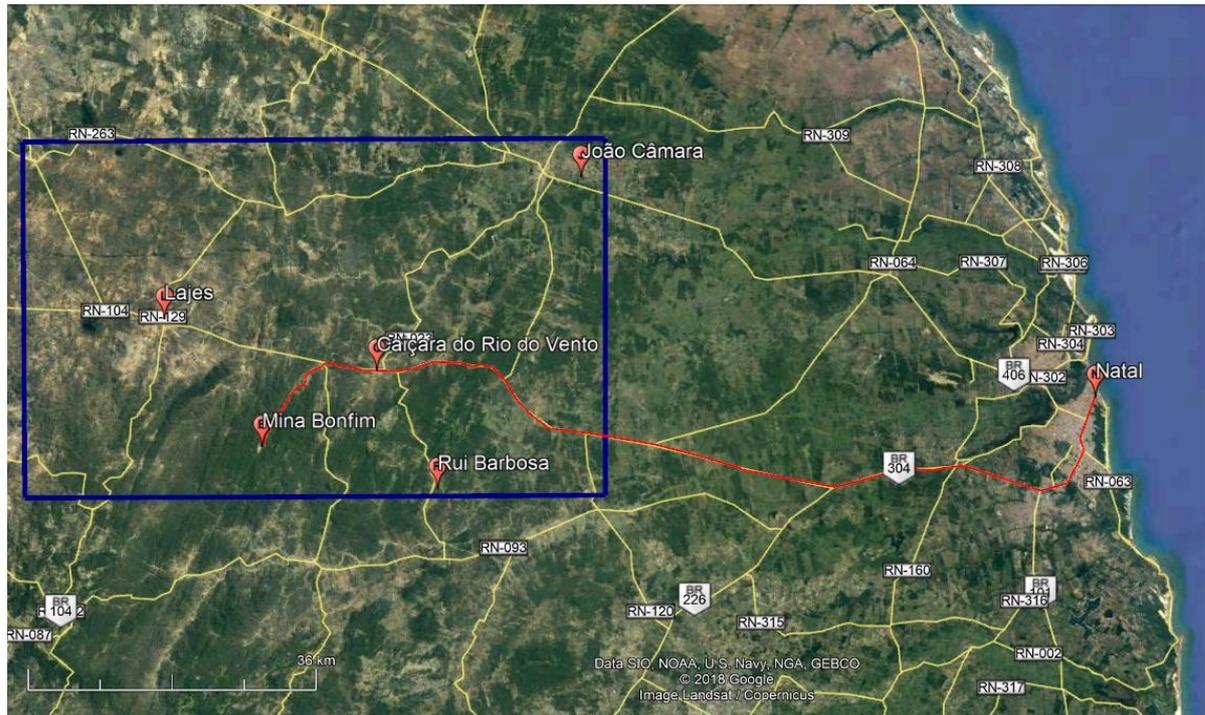
- Analisar os dados aerogeofísicos com o objetivo de caracterizar a área de estudos;
- Caracterizar as estruturas geológicas e lineamentos magnéticos da região, principalmente as de caráter regional, visando auxiliar na localização de possíveis ocorrências de skarns na área de estudos;
- Identificar características mineralógicas de skarns, suas rochas encaixantes e solos da região do entorno da Mina Bonfim através da espectroscopia de reflectância, e com isso criar um banco de dados espectral para estudos posteriores;
- Criar um mapa prospectivo (mapa de favorabilidade) da região através da técnica de aprendizagem de máquina Lógica Difusa, integrando dados aerogeofísicos, estruturais e litológicos.

1.2 LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO

A área de estudos possui cerca de 3.150 km², e se localiza no estado do Rio Grande do Norte, compreendendo as cidades de Lajes e João Câmara, situadas respectivamente a 135 km e 80 km de Natal (Figura 1).

A Mineração Nosso Senhor do Bonfim (MNSB), ou Mina Bonfim, está localizada a cerca de 35 km a sudeste do município de Lajes-RN. Seu acesso é realizado, a partir de Natal-RN, pela BR-304, depois segue-se por uma estrada de terra até a mina.

Figura 1 - Mapa de localização da Mina Bonfim.



Fonte: Google Earth Pro.

Acesso, traçado em vermelho, a partir de Natal -RN. O Polígono azul marca a área de estudos deste trabalho.

2 GEOLOGIA REGIONAL

A área de estudos está inserida na porção norte da Faixa Seridó, abrangendo também trechos do embasamento no seu entorno. Esta faixa está localizada no Domínio Rio Grande do Norte, que por sua vez faz parte da Província Borborema.

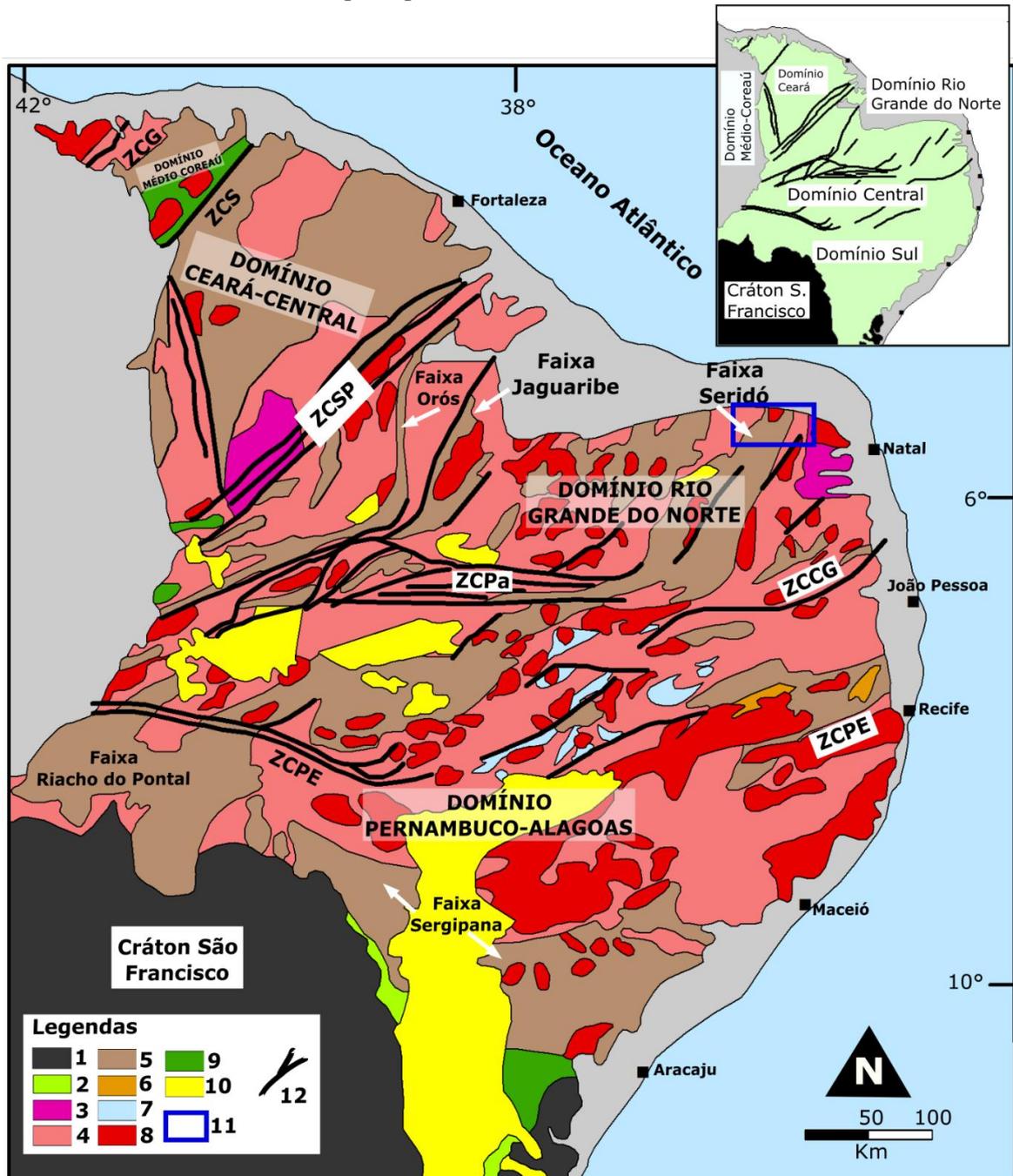
2.1 PROVÍNCIA BORBOREMA

A Província Borborema (Figura 2), definida por Almeida et al. (1981), é uma das dez províncias estruturais do território brasileiro. Esta província está situada no nordeste do Brasil, e é limitada a oeste pela Bacia do Parnaíba, a sul pelo Cráton de São Francisco e, a leste e a norte por bacias que formam a margem continental. Em reconstruções pré-deriva, anteriores ao quebraamento do paleocontinente Pangea, esta província estava localizada na região que formaria o oeste da África, e ambas faziam parte de um grande domínio orogênico (Neves, 2011). A Província Borborema é formada por rochas gnáissicas/migmatíticas, cinturões semicontínuos de rochas supracrustais metamorфizadas, numerosas intrusões Brasileanas e uma rede de zonas de cisalhamento transcorrentes (Neves, 2003).

Van Schmus et al. (2011) propôs uma divisão para a Província Borborema em três subprovíncias (Figura 2): Subprovíncia Norte, localizada a norte da Zona de Cisalhamento Patos (ZCP); Subprovíncia Central, localizada entre a ZCP, a norte, e a Zona de Cisalhamento Pernambuco (ZCPE), a sul; e por fim, a Subprovíncia Sul, localizada abaixo da ZCPE. Estas subprovíncias são ainda divididas em domínios, sendo a Subprovíncia Norte dividida nos Domínios Rio Grande do Norte, Ceará-Central e Médio-Coreaú, a Subprovíncia Central sendo equivalente ao Domínio da Zona Transversal (DZT), e a Subprovíncia Sul dividida nos Domínios Sergipano, Pernambuco-Alagoas e Riacho do Pontal.

Os processos geológicos e etapas envolvidos na evolução da Província Borborema ainda são motivo de debate. Atualmente existem três modelos principais que tentam reconstituir a evolução geodinâmica da província: o modelo de subducção (Caxito *et al.*, 2014), o modelo alóctone (Santos, 2000; Brito Neves *et al.*, 2000), e o modelo intracontinental (Neves, 2003, 2011).

Figura 2 - Mapa geotectônico da Província Borborema, com representação das unidades geológicas e principais zonas de cisalhamento.



Fonte: Adaptado de Neves (2003).

Na legenda, temos as unidades litoestratigráficas da Província Borborema: 1 - Cráton São Francisco; 2 - Cobertura cratônica; 3 - Embasamento arqueano; 4 - Rochas paleoproterozoicas; 5 - Faixas supracrustais; 6 - Complexos paleo a mesoproterozoicos (ortognaisses e metanortositos); 7 - Ortognaisses do Evento Cariris Velhos; 8 - Plutons brasileiros; 9 - Grabens molássicos; 10 - Cobertura fanerozoica; 11 - Área de estudos do presente trabalho; 12 - Zonas de cisalhamento transcorrentes principais, que são: ZCCG - Campina Grande; ZCG - Granja; ZCPa - Patos; ZCPE - Pernambuco; ZCSP - Senador Pompeu; ZCS - Sobral.

Neves (2003) sugeriu que a porção oeste do supercontinente Gondwana, formada pelos crátons Amazônico, Oeste Africano e São Francisco/Congo, além dos embasamentos das províncias do Araguaia, Borborema, Nigéria e Camarões já formavam uma única massa continental após a Orogenia Transamazônica/Eburneana, ocorrida entre 2,2 e 2,0 Ga. Neves (2003) afirmou ainda que é improvável que grandes oceanos se desenvolvessem durante o Meso e Neoproterozoico, tendo este continente se mantido unido durante praticamente todo o Proterozoico, e a Orogênese Brasileira, portanto, teria ocorrido em um ambiente predominantemente intracontinental.

Abaixo, são destacadas as características geológicas do domínio específico onde encontra-se a área estudada.

2.2 DOMÍNIO RIO GRANDE DO NORTE

O Domínio Rio Grande do Norte (DRN) (Figura 2) é composto, de maneira geral, de embasamento arqueano, gnaisses e migmatitos de idades paleoproterozoicas, sequências supracrustais paleo a neoproterozoicas, além de intrusões graníticas de idade brasileira, boa parte relacionadas a extensas zonas de cisalhamento transcorrentes (e.g. Jardim de Sá, 1994; Brito Neves et al., 2000).

O DRN pode ainda ser subdividido tectono-estratigraficamente em Terreno Jaguaribe, Faixa Orós, Complexo Granjeiro, Terreno Rio Piranhas, Terreno São José do Campestre e o Maciço São José do Campestre, além da Faixa Seridó (Santos, 2000; Jardim de Sá, 1994).

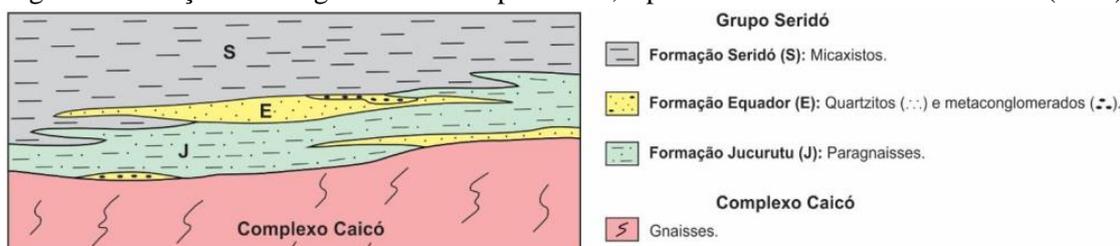
2.3 FAIXA SERIDÓ

A Faixa Seridó (FS) (Figura 2) é limitada a norte pelas coberturas meso-cenozoicas da Bacia Potiguar, a leste pelo Maciço Rio Piranhas e a sul pela Zona de Cisalhamento Patos (Silva et al., 2010). É formada por um embasamento Paleoproterozoico gnáissico-migmatítico do Complexo Caicó (Brito Neves, 1975), sobreposto por rochas neoproterozoicas supracrustais, metassedimentares e metavulcânicas básicas e intermediárias subordinadas pertencentes ao Grupo Seridó (Silva et al., 2010).

Segundo Ferreira & Santos (2000), o Grupo Seridó é formado por rochas metassedimentares de natureza plataformal e turbidítica profunda. Segundo Jardim de Sá & Salim (1980), o Grupo Seridó é dividido, da base ao topo, em Formações Jucurutu, Equador e

Seridó (Figura 3). Esta organização litoestratigráficas, entretanto, é questionada por alguns autores (por exemplo, Ferreira & Santos, 2000) que interpretam a Formação Seridó como a unidade representativa da sedimentação clástica plataformal desta formação sobre o embasamento Paleoproterozoico.

Figura 3 - Relações estratigráficas do Grupo Seridó, a partir do modelo de Jardim de Sá (1994).



Fonte: Medeiros et al., 2017.

Apesar de não estarem representadas na figura, as camadas e lentes de mármore ocorrem na Formação Jucurutu.

A Formação Jucurutu é constituída por paragnaisses a biotita, biotita-hornblenda gnaisses epidotíferos e rochas calcissilicáticas, com uma pequena contribuição de rochas vulcânicas máficas e extensas intercalações com mármore e formações ferríferas. É interpretada como de ambiente plataformal carbonático de margem passiva (Jardim de Sá & Salim, 1980).

A Formação Equador é constituída por quartzitos muscovíticos, feldspáticos a puros, muitos com turmalina (Bezerra et al., 2007), com intercalações de metagrauvacas, formações ferríferas e metaconglomerados monomíticos (Ebert, 1970). Segundo Archanjo & Salim (1986), há registros de estratificação cruzada em escalas meso e micro nos quartzitos desta Formação.

A Formação Seridó possui caráter metapelítico, pois é constituída por biotita xistos com granada, cordierita e/ou silimanita, além de delgadas intercalações de rochas calcissilicáticas, mármore e anfibólitos. Suas características sugerem que, em um contexto evolutivo, esta formação represente a *fácies* marinha distal da bacia, com sedimentação em depósitos de talude, alimentados por correntes de turbidez, e sem mudanças composicionais significativas (Ferreira & Santos, 2000).

2.4 SKARNS POLIMETÁLICOS DA MINA NOSSO SENHOR DO BONFIM

Skarns são rochas metamórficas geradas a partir de metassomatismo em eventos de metamorfismo de contato, geralmente relacionadas a intrusões graníticas em regiões contendo rochas carbonáticas de origem sedimentar ou mesmo vulcânica. Por conta das muitas variáveis envolvidas na formação dos skarns, como a composição do fluido magmático, a composição da rocha metamorfizada, ou as condições (e.g. temperatura, razão fluido-rocha) desta interação, são rochas cuja mineralogia vem a ser bastante variada.

O depósito de skarns da Mina Nosso Senhor do Bonfim (MNSB) ocorre em corpos centimétricos a métricos, com forma lenticular a tabular, e que mostram contato irregular com suas rochas encaixantes, invadindo e truncando a foliação principal das mesmas (Santos et al., 2014). São skarns estrato-controlados, que ocorrem dentro de camadas de mármore da Formação Jucurutu, ou no contato destes mármore com xistos da Formação Seridó (Souza Neto et al., 2008).

A formação da maior parte dos skarns da FS possivelmente ocorreu devido a várias intrusões graníticas brasileiras, que ocorreram entre 610-530 Ma, aliadas a zonas de cisalhamento de escala quilométrica, também de idade brasileira, que serviram como conduto para o fluido metassomático migrar e interagir com as camadas de mármore (Santos et al., 2014). Hollanda et al. (2017), a partir de datações pelo método Re-Os em molibdenita, afirma que a formação das três principais mineralizações de W-Mo em skarns da FS ocorreram após o pico metamórfico regional datado em cerca de 575 Ma, sendo Brejuí (554 ± 2 Ma), Bonfim (524 ± 2 Ma) e Bodó (510 ± 2 Ma).

A composição mineral dos skarns da MNSB é formada por duas paragêneses diferentes: uma de alta e outra de baixa temperatura. Além disso sua mineralogia varia de acordo com a rocha encaixante. Os minerais de minério também são divididos em dois estágios: precoce e tardio. A mineralogia dos skarns da Mina Bonfim será detalhada na Tabela 1.

Tabela 1 – Mineralogia dos skarns da Mina Bonfim dividida por estágios e por rochas encaixantes, além das mineralizações associadas às suas fases de formação. Composições de alguns minerais foram apresentados como percentuais de moles.

Estágio	Mineralogia
Alta temperatura	Skarn em mármore: piroxênio (Hd ₁₁₋₄₈ Jo ₁₋₃), anfibólio (tremolita-magnésiohornblenda), titanita, apatita, wollastonita, <olivina; Skarns em xisto: piroxênio (diopsídio), plagioclásio (An ₈₅₋₉₉), granada (Ad ₃₋₅ , Al+Sp, Gr ₂₁₋₂₂), anfibólio (actinolita-magnésiohornblenda), titanita, apatita, allanita, zircão, monazita.
Baixa temperatura	50-70% skarn em mármore: anfibólio (tremolita-magnésiohornblenda); Skarn em xisto: k-feldspato, clinozoisita-zoisita, sericita, biotita, anfibólio (actinolita-magnésiohornblenda; anthofilita-cummingtonita em xisto com flogopita), epidoto rico em Fe, prehnita, clorita, vesuvianita, escapolita, muscovita.
Fases	Minerais de Minério
Inicial	Magnetita, pirrotita, calcopirita, pirita, scheelita, molibdenita, << arsenopirita.
Tardia	Bismuto nativo, bismutinita, joseíta, calcopirita, esfalerita, ouro nativo (contém até 14% de prata).

Fonte: Souza Neto et al. (2008).

Piroxênio: Hd hedenbergita, Jo Johannsenita. Plagioclásio: An anortita. Granada: Ad andradita, Al almandina+Sp Espessartita, Gr grossulária.

3 METODOLOGIA

Para a realização deste trabalho foi realizado o levantamento bibliográfico e de dados geológicos da Faixa Seridó e, mais especificamente, os skarns que ocorrem em sua região, além do aerolevante geofísico da área de estudos. Foram também realizadas duas etapas de campo, com o objetivo de identificar os litotipos do entorno da Mina Bonfim, incluindo coleta de amostras. Foram realizadas análises de espectroscopia de reflectância de amostras representativas em laboratório, e posteriormente foram confeccionadas lâminas petrográficas para corroborar as interpretações das assinaturas espectrais correspondente à mineralogia das amostras. Por fim, foi gerado um mapa prospectivo através da técnica de Lógica Difusa. Toda a metodologia utilizada neste trabalho será detalhada em seguida.

3.1 LEVANTAMENTO BIBLIOGRÁFICO

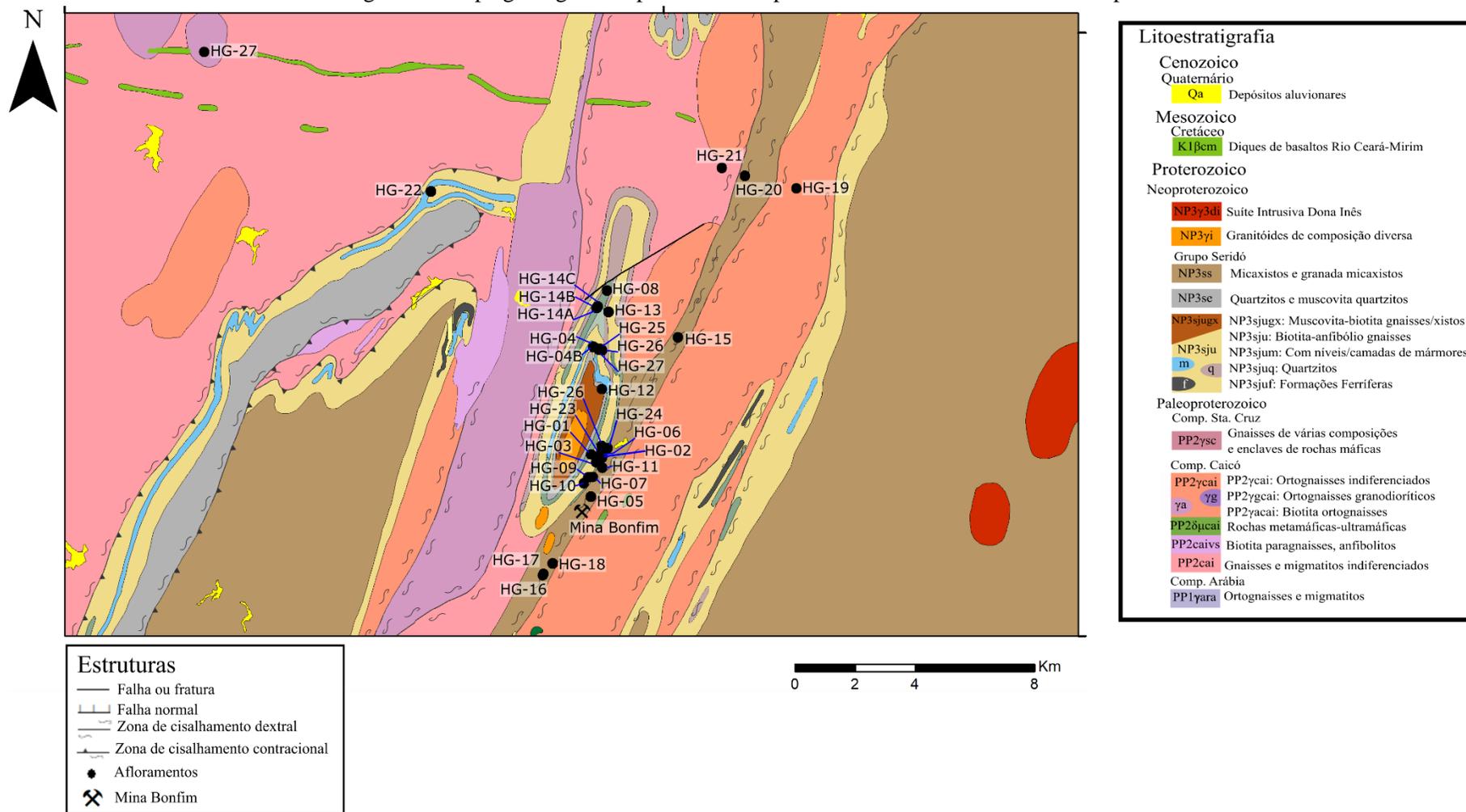
Inicialmente foram levantados trabalhos de diversos autores sobre o contexto geológico do Cinturão de Dobramentos Seridó e sua Província Skarnífera. Trabalhos como o de Souza Neto et al. (2008) e Santos et al. (2014) forneceram informações sobre os skarns e suas rochas encaixantes.

Em associação com essas publicações foram obtidos mapas geológicos das folhas João Câmara (Dantas & Roig, 2013) e Lajes (Costa & Dantas, 2014), ambos na escala 1:100.000, além do mapa geológico da região do Seridó Leste, na escala 1:250.000 (Costa et al., 2018).

3.2 TRABALHO DE CAMPO E PETROGRAFIA

O trabalho de campo foi realizado em duas etapas, totalizando 15 dias, com o objetivo de identificar, georreferenciar, e realizar a amostragem dos principais litotipos encontrados na região da Mina Bonfim. Foram visitados 39 afloramentos (Figura 4), sendo realizadas suas descrições petrográficas e estruturais, com a amostragem e catalogação de amostras. Além das amostras de campo, foi coletada a amostra HG-X, na pilha de minério na entrada da mina, como referência de um skarn de subsuperfície. Estas duas etapas de campo contaram com o apoio da Mineração Nosso Senhor do Bonfim, que nos deu acesso à sua estrutura, equipamentos e, eventualmente, cedeu funcionários para o auxílio nos trabalhos de campo.

Figura 4 - Mapa geológico simplificado com pontos visitados no trabalho de campo.



Fonte: Adaptado de Costa et al. (2018)

Com as rochas coletadas em campo foram produzidas quatorze lâminas petrográficas de amostras representativas no Laboratório de Laminação da UFPE, e estas foram descritas utilizando microscópios petrográficos do Departamento de Geologia da UFPE, assim como o microscópio do Laboratório de Petrografia Sedimentar, do Laboratório de Geologia Sedimentar (LAGESE), também sediado na UFPE. A descrição destas lâminas é apresentada no capítulo de resultados de Espectroscopia de Reflectância.

3.3 DADOS AEROGEOFÍSICOS

Os dados aerogeofísicos utilizados neste trabalho foram cedidos pelo Serviço Geológico do Brasil (CPRM), e obtidos através do Projeto Paraíba-Rio Grande do Norte, realizado em 2009. As linhas de voo possuem direção N-S, com espaçamento de 500 m entre as linhas, e linhas de controle com direção E-W com espaçamento de 10 km entre estas. A altura de voo é de 100 m.

O processamento de dados geofísicos pode ser dividido em três etapas: pré-processamento, processamento e aplicação de filtros. A primeira etapa foi realizada pelas empresas LASA Engenharia e Prospecções S.A. e Prospectors Aerolevantamentos e Sistemas LTDA. As duas etapas posteriores foram efetuadas através do software Geosoft Oasis Montaj[®], instalado no Laboratório de Geofísica Aplicada, do Departamento de Geologia (DGEO) da Universidade Federal de Pernambuco (UFPE).

3.3.1 Método magnetométrico

A magnetometria é um método geofísico que mede a diferença na suscetibilidade magnética de diferentes rochas devido à influência do campo magnético terrestre. Esta diferença na suscetibilidade ocorre devido à presença de minerais magnéticos, cuja formação é regida tanto na gênese dessas rochas, quanto de possíveis eventos metamórficos posteriores, como por exemplo o metassomatismo que originou os skarns do FS.

Existem, em geral, dois tipos de magnetização de rochas: induzida e remanescente. Tauxe (2019) define a magnetização induzida como a resposta de cargas subatômicas de um material (prótons e elétrons) devido à atuação do campo magnético externo aplicado, regida pela equação:

$$M_i = \chi \cdot H \tag{1}$$

onde χ é a susceptibilidade magnética. Segundo Ribeiro (2011), para campos magnéticos fracos, com magnitudes comparáveis ao campo magnético terrestre, a relação entre magnetização induzida e o campo aplicado, expressa pela equação (1) é linear e a susceptibilidade χ é constante. Na ausência de campo magnético externo, a magnetização induzida é nula. Entretanto existem materiais ferromagnéticos que, mesmo sem a ação de campo magnético externo, conseguem manter-se magnetizados. Esta magnetização é chamada de remanescente (Blakely, 1996).

Devido a mudanças no campo magnético terrestre ao longo do tempo geológico, e a partir desta característica que alguns materiais possuem de continuar magnetizados, a magnetização remanescente pode mascarar a componente induzida de uma anomalia magnética, pois esta energia possui um caráter vetorial e a magnetização total da rocha (M) seria a soma das contribuições das magnetizações induzida (M_i) e remanescente (M_r), segundo a equação (2). Autores como Roest & Pilkington (1993), contudo, procuram formas para reconhecer a contribuição da magnetização remanescente numa anomalia magnética.

$$M = M_i + M_r \quad (2)$$

Para analisar as características magnéticas superficiais, as quais geralmente são o interesse para a mineralização, é necessário filtrar a influência tanto do campo magnético terrestre, como das outras fontes magnéticas mais profundas. Para isso são subtraídas as variações magnéticas diurnas, a influência das tempestades solares, além do campo magnético da Terra. Os dois primeiros são medidos por um magnetômetro fixo nas proximidades da área pesquisada, e o último, obtido a partir de um modelo matemático chamado IGRF (*International Geomagnetic Reference Field*), que tem como parâmetros a data de aquisição dos dados, além da inclinação e declinação magnética do local da pesquisa. São ainda realizadas correções do erro de paralaxe, nivelamento e micronivelamento dos dados. Todo o processo será detalhado em seguida.

3.3.1.1 Correção do Erro de Paralaxe

O erro de paralaxe é a defasagem entre os tempos de medição do magnetômetro e altímetros em relação ao sistema de GPS (Ribeiro, 2011). A determinação deste erro é resolvida com a aeronave sobrevoando em direções opostas sobre uma mesma linha que contenha uma anomalia magnética conhecida.

Portanto a correção de paralaxe é o deslocamento do valor do tempo de amostragem para que as anomalias destas duas linhas opostas de voo se tornem coincidentes, dada pela equação (3):

$$C(t_0) = C(t_0 \pm I) \quad (3)$$

onde C é o valor do campo magnético total, t_0 é o tempo de amostragem e I o intervalo de tempo a ser deslocado no banco de dados.

Aplicando esta fórmula, entretanto, o campo magnético não sofre modificação em seus valores, mas apenas é deslocado em relação ao tempo em que os dados foram salvos no banco de dados.

3.3.1.2 Remoção da variação magnética diurna

A variação magnética diurna ocorre através de uma estação magnética fixada num ponto próximo ao local do aerolevante, registrando a variação do campo magnético do local do levantamento, ao longo do dia. As medidas são registradas com a hora da amostragem, para que depois possa ser subtraída dos dados aerolevantes de acordo do mesmo intervalo da aquisição das linhas de voo.

3.3.1.3 Remoção do Campo Geomagnético Internacional de Referência

O campo geomagnético internacional de referência, do inglês IGRF, é um modelo matemático do principal campo magnético terrestre. Este modelo é atualizado a cada cinco anos, portanto se refere a uma escala muito grande de anomalia quando comparada à variação magnética diurna. Porém, da mesma forma que esta variação diurna, o modelo do IGRF é subtraído dos valores amostrados durante o aerolevante.

3.3.1.4 Processamento dos dados aeromagnéticos

Os dados pré-processados pelas empresas LASA Engenharia e Prospecções S.A. e Prospectors Aerolevantes e Sistemas LTDA foram interpolados, simulando uma célula quadrada de 125 m de lado através da técnica de mínima curvatura, onde foi obtido o mapa de campo magnético total. A partir deste mapa foram filtradas as influências magnéticas de corpos profundos, com comprimento de ondas maiores, através do filtro de passa-banda (Spector &

Grant, 1970). Posteriormente foram processados através do filtro de Amplitude do Sinal Analítico (ASA) e Derivada Horizontal Total (THDR, do inglês *Total Horizontal Derivative*).

A amplitude do sinal analítico (ASA) é uma técnica definida pela soma das três derivadas direcionais do campo magnético, seguindo a equação (4) abaixo:

$$\overline{A_n}(x, y) = \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\partial^n M}{\partial z^n} \right) \hat{x} + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{\partial^n M}{\partial z^n} \right) \hat{y} + i \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{\partial^n M}{\partial z^n} \right) \hat{z} \quad (4)$$

sendo $n = 1, 2, 3, \dots$ que representa a ordem do sinal analítico, e M é o campo magnético (Nabighian, 1972 e 1974).

Segundo Macleod et al. (1993), a ASA depende apenas da intensidade observada do campo magnético, não sofrendo influência da direção da magnetização.

A ASA é uma importante ferramenta para o mapeamento de bordas de corpos que apresentam anomalias magnéticas, pois esta técnica atribui os valores de máximo nos limites destes corpos, principalmente quando se localizam próximos à superfície. Segundo Li (2006), o aumento da profundidade desloca os valores máximos, diminuindo a precisão da técnica. Blackely (1996) completa que não apenas a profundidade desloca os máximos, mas que a ASA também é influenciada pela extensão e ângulo de mergulho do corpo, além da direção do campo magnético terrestre.

A Derivada Horizontal Total (do inglês, THDR), é uma técnica também utilizada para detecção de bordas, porém utilizando duas derivadas direcionais. Essa técnica foi definida por Cordell e Grauch (1985) a partir da equação (5):

$$THDR = \sqrt{\left(\frac{\partial M}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial M}{\partial y} \right)^2} \quad (5)$$

Onde M é o campo magnético.

Apesar da principal função de detecção de bordas de corpos com anomalias magnéticas, Verduzco et al. (2004) afirmaram que esta técnica é bastante eficiente na identificação de centros de estruturas, quando estas possuem formas lineares como diques e falhas. Outro ponto importante citado por Verduzco et al. (2004) é que a inclinação magnética teoricamente não influencia no resultado do THDR.

3.3.2 Método gamaespectrométrico

Os dados gamaespectrométricos são obtidos medindo a radiação gama emitida pela desintegração natural dos elementos potássio (K), equivalente tório (eTh) e equivalente urânio (eU), que compõem diversos minerais formadores de rochas. Entretanto, segundo Silva (2006), a penetrabilidade da radiação é inversamente proporcional à densidade do meio, e qualquer matéria contida entre o emissor e o sensor afetará significativamente a captação dos raios gama. A energia emitida pela fonte radioativa pode ser consideravelmente perdida quando a espessura de rocha entre esta fonte e o sensor for superior a cerca de 45 cm (Minty, 1988). Contudo não apenas a espessura da camada de rocha pode atenuar a energia gama, mas outros fatores como espessura da camada de solo, umidade do solo, umidade relativa do ar, assim como vegetação densa, grande variação topográfica, entre outros (Minty, 1988; Silva, 2006).

O potássio é um dos elementos mais abundantes na crosta terrestre (cerca de 2,3%), sendo abundante em rochas félsicas como granitoides, mas escasso em rochas máficas como basaltos. É ainda um elemento bastante móvel, o que torna comum sua lixiviação em corpos próximos a rios ou em relevos de grandes inclinações.

O urânio é um elemento traço na crosta terrestre, com uma concentração de cerca de 3 ppm, e que pode ocorrer em rochas com minerais de óxidos ou silicatos. Possui certa mobilidade em relação à lixiviação. Segundo Dickson & Scott (1997), o urânio liberado de minerais através do intemperismo pode ser retido em óxidos de ferro autigênico e minerais de argila, ou precipitados em condições redutoras, formando depósitos de urânio sob condições favoráveis.

O tório é também um elemento traço na crosta terrestre, com concentração de aproximadamente 12 ppm, e possui uma mobilidade muito baixa, exceto em soluções ácidas (Langmuir & Herman, 1980). O tório pode ser encontrado em minerais como allanita, monazita, xenotímio e zircão, em concentrações maiores que 1000 ppm, ou como elemento traço em outros minerais formadores de rochas (Dickson & Scott, 1997). Quando em minerais resistentes ao intemperismo (monazita e zircão), pode se acumular em depósitos arenosos de minerais pesados ou, no caso de serem liberados durante intemperismo, podem ser retidos em minerais óxido-hidróxidos de Fe ou Ti e em argilas (Dickson & Scott, 1997).

Após a aquisição dos dados aerogamaespectrométricos, estes dados são pré-processados pela CPRM. São retiradas as influências do background da aeronave, cósmico e do radônio. São realizadas ainda o cálculo da altura efetiva do voo, correção do Efeito Compton, correção

altimétrica, de “tempo morto” e a correção do erro de paralaxe, que serão mais bem descritas em seguida.

3.3.2.1 Remoção dos *backgrounds* cósmico e da aeronave

Os *backgrounds* cósmico e da aeronave são as influências energéticas da energia de fundo dessas duas fontes nas janelas de captação de um gamaespectrômetro. O cálculo de suas contribuições é realizado a partir da equação (6), definida por IAEA (1991), posteriormente subtraído do aerolevanteamento. Os valores associados a estas influências são calculados durante o Voo Cósmico.

$$N = a + bC \quad (6)$$

onde N é a somatória das contribuições da aeronave e cósmica (em contagens por segundo – cps), a é o *background* da aeronave em cada janela (em cps), b é a razão entre a contagem em uma determinada janela e a contagem no canal cósmico, e C são as contagens observadas no canal de radiação cósmica (em cps).

Voo Cósmico, por sua vez, é como se denomina a calibração realizada a partir de voos sobre grandes superfícies de água, como oceanos ou grandes lagos, em diferentes altitudes (Ribeiro et al. 2013), visando obter apenas a radiação da aeronave e cósmica nos canais do gamaespectrômetro.

3.3.2.2 Remoção do *background* do radônio atmosférico

A remoção da contribuição do *background* do radônio atmosférico, também chamado de efeito da radiação de fundo, é determinada por IAEA (1991), realizada a partir de medições feitas na janela do urânio pelo detector apontado para cima (*upward looking*). O cálculo desta contribuição é definido a partir da equação (7) (IAEA, 1991):

$$U_r = \frac{u - a_1U - a_2Th + a_2b_t - b_u}{a_u - a_1 - a_2a_t} \quad (7)$$

onde U_r é o *background* do radônio observado no canal do urânio pelo detector apontado para o solo (*downward looking*); u a contagem medida no canal do urânio pelo detector *upward*, U a contagem medida no canal do urânio pelo detector *downward*, Th a contagem medida no

canal do tório pelo detector *downward*, e $a_1, a_2, a_u, a_t, b_u, b_t$ são os coeficientes de proporcionalidade obtidos da calibração adequada.

A relação entre as contagens associadas ao radônio atmosférico, observadas tanto na janela do urânio, como nas demais janelas dos sensores *downward*, podem ser determinadas através da regressão linear (Ribeiro et al., 2013). As relações entre as medidas dos sensores *downward* e *upward* são calculadas através das equações definidas por IAEA (1991):

$$u_r = a_u U_r + b_u \quad (8)$$

$$K_r = a_k U_r + b_k \quad (9)$$

$$T_r = a_t U_r + b_t \quad (10)$$

$$TC_r = a_{tc} U_r + b_{tc} \quad (11)$$

onde u_r é a componente do radônio no urânio *upward*, e U_r, K_r, T_r , e TC_r são as contribuições do elemento radônio nas janelas associadas aos detectores *downward*. Os coeficientes de calibração $a_u, a_k, a_t, a_{tc}, b_u, b_k, b_t$ e b_{tc} são calculados através da regressão linear dos valores obtidos pela subtração dos *backgrounds* da aeronave e cósmico, esses últimos adquiridos durante o Voo Cósmico (IAEA, 2003). Caso os componentes associados aos *backgrounds* da aeronave e cósmico forem removidos perfeitamente, as constantes b_u, b_k, b_t e b_{tc} podem ser consideradas nulas (IAEA, 1991).

Após esta etapa, é necessário relacionar as taxas de contagem medidas na janela de urânio *upward* às da janela de urânio *downward*, dada através da equação definida por IAEA (2003):

$$u_g = a_1 U_g + a_2 T_g \quad (12)$$

onde u_g, U_g e T_g são contribuições nas janelas originadas a partir do solo, enquanto os coeficientes a_1 e a_2 são fatores de calibração que necessitam ser determinados preferencialmente a partir do Voo Cósmico (IAEA, 2003). A diferença nas taxas de contagem entre as seções adjacentes fornece os valores de u_g, U_g e T_g (IAEA, 1991).

Por fim, os coeficientes a_1 e a_2 podem ser estimados a partir do sistema abaixo:

$$a_1 \sum (U_g)^2 + a_2 \sum U_g T_g = \sum u_g U_g \quad (13)$$

$$a_1 \sum U_g T_g + a_2 \sum (T_g)^2 = \sum u_g T_g \quad (14)$$

3.3.2.3 Correção do Efeito Compton

Esta correção visa eliminar a influência das radiações atribuídas a faixas de maior energia que influenciam canais de baixa energia, como, por exemplo, influências do tório no canal do urânio e potássio, assim como influência do urânio no potássio (Ribeiro, 2011). Ainda conforme a autora, nos atuais sistemas de alta resolução, são também consideradas as influências de faixas de menor energia nos canais de maior energia.

3.3.2.4 Correção altimétrica

Esta etapa tem como objetivo a eliminação de falsas anomalias devido a elevações topográficas da região estudada, realizada por meio do afastamento da fonte radiométrica, definida pela IAEA (1991) através da equação (15):

$$N_H = N_0 \cdot e^{-\mu H} \quad (15)$$

onde N_H é a radiação observada à altura H da fonte, N_0 é a radiação na superfície do terreno (onde H é considerado zero), e μ é o coeficiente de atenuação atmosférica.

3.3.2.5 Correção de tempo morto

Segundo Ribeiro et al. (2013), tempo morto é o tempo que o gamaespectrômetro grava as contagens medidas e, portanto, não registra novas medições. Esta correção é obtida através da divisão entre as contagens realizadas no período em que as medições são realizadas pelo valor do tempo total da medida, normalizando os valores em contagens por segundo (cps). Esta correção é também definida pela IAEA (2003) através da equação (16):

$$N = \frac{n}{1 - C_T \cdot t} \quad (16)$$

onde N é o valor corrigido das contagens em cps, n é o valor das contagens observadas em cps, C_T é a contagem total de todos os canais, e t o valor do tempo morto do equipamento por ciclo de medição e gravação.

Ainda segundo Ribeiro et al. (2013), em equipamentos modernos, esta defasagem pode ser considerada desprezível.

3.3.2.6 Correção da altura efetiva de voo

Devido ao fato de que a aeronave não se mantém em uma altitude constante durante todo o aerolevanteamento, principalmente devido à variação topográfica, faz-se necessária a correção desta variação. A IAEA (2003) define esta correção a partir da temperatura e pressão ambientais, segundo a equação (17):

$$H_e = h \cdot \left(\frac{273,15}{T} + 273,15 \right) \cdot \left(\frac{P}{1013,25} \right) \quad (17)$$

onde h é altura de voo medida pelo radar altímetro (em metros), T é a temperatura do ar medida (em °C) e P a pressão medida (em milibar), adquirida através do altímetro barométrico.

3.3.2.7 Processamento dos dados aerogamaespectrométricos

Os dados radiométricos pré-processados foram interpolados numa malha com células de 125 m de lado, através da técnica de mínima curvatura, gerando os mapas de K (%), eTh (ppm) e eU (ppm) (

Figura 5). A partir destes foram construídos os mapas de razões dos elementos (eTh/K e eU/K), além do mapa de Fator F (

Figura 5).

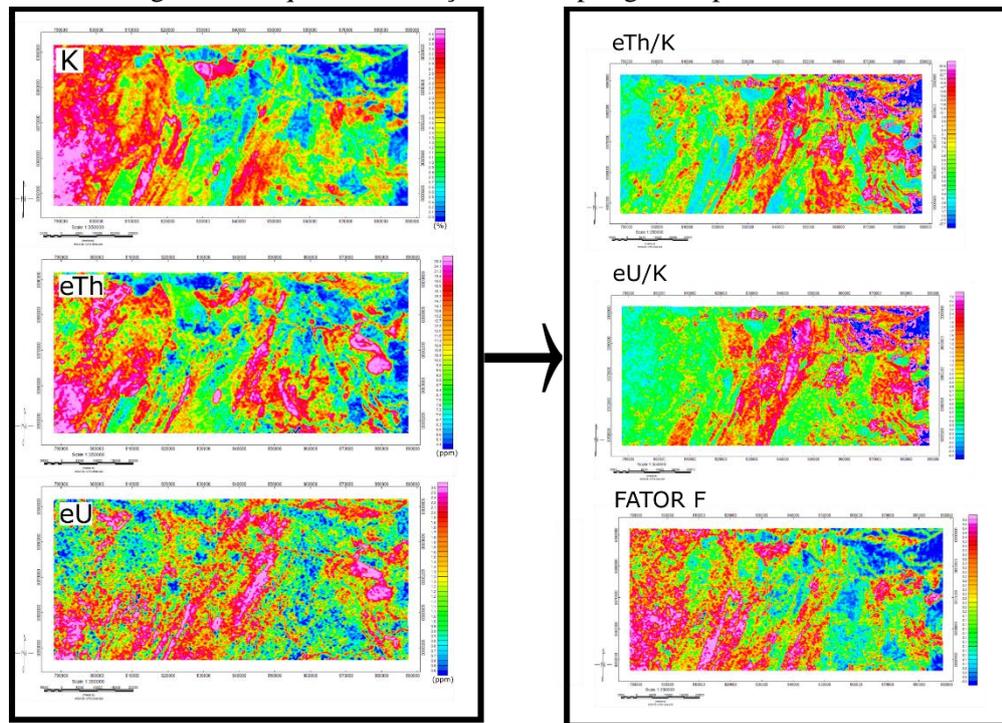
Os mapas de contagem individual permitem a análise de cada componente sem a interferência dos outros dois elementos. Os mapas de razões, entretanto, possuem a característica de ressaltar feições radiométricas através do contraste entre os teores dos elementos analisados. Segundo Dickson & Scott (1997), há uma tendência geral dos radioelementos aumentarem suas concentrações conforme o teor de sílica nas rochas aumenta. Porém, mesmo havendo um comportamento semelhante entre os três elementos, há uma variação que ainda permite uma boa resposta com os mapas de razões.

Em seu trabalho, Gnojek & Prichystal (1985) perceberam que em alguns casos os mapas de razões não eram suficientes para destacar a assinatura das anomalias radiométricas associadas a litotipos, pois os valores dos elementos não variavam o suficiente entre si para causar um contraste significativo. Por este motivo os autores justificam o uso da técnica de Fator F, por esta levar em consideração a abundância de potássio na razão eTh/eU, e a abundância de urânio na razão eTh/K, expressa através da equação (18). Estes autores ainda

citam vários artigos de estudos de anomalias onde o Fator F teve bastante êxito em ressaltar corpos relacionados a enriquecimento de potássio através de hidrotermalismo.

$$F = \frac{K \cdot eU}{eTh} \quad (18)$$

Figura 5 - Esquema de criação dos mapas gamaespectrométricos.



Fonte: O autor (2019).

3.4 LÓGICA DIFUSA

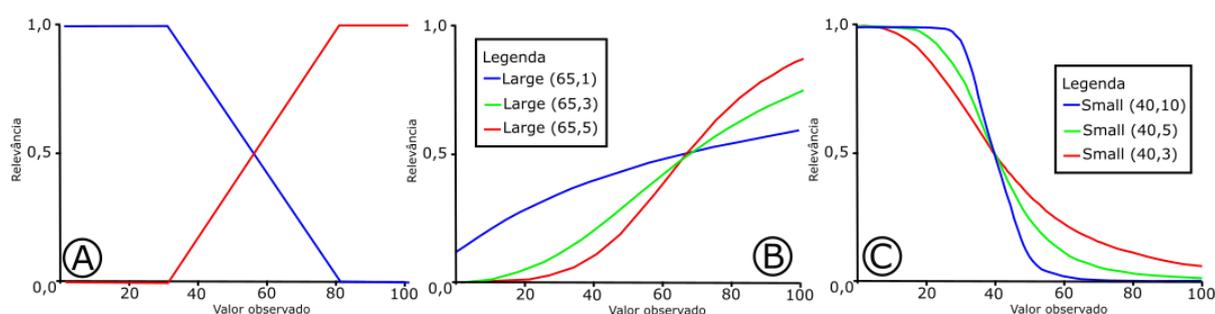
A lógica difusa (*fuzzy logic*) é uma forma de lógica multivalorada, ou seja, que possui mais de dois valores verdade. Estes valores lógicos podem ser quaisquer números reais entre o 0 (totalmente falso) e o 1 (totalmente verdadeiro), e por isso permite trabalhar com o conceito de verdade parcial (Missio, 2008). É uma metodologia conhecida como dirigida pelo conhecimento (Abedi et al., 2013), ou ainda chamada de supervisionada, pelo fato de ser necessário o conhecimento prévio do objeto de estudos, além da influência do pesquisador na caracterização e valoração dos pesos que cada informação possui.

As informações, antes de serem adicionadas à metodologia da lógica difusa, necessitam passar por uma normalização, para que nenhum dado seja considerado estatisticamente mais relevante que outro. São então atribuídos às características escolhidas um

valor entre 0 e 1. A atribuição destes valores pode ser arbitrada pelo pesquisador diretamente (classificação), ou ainda através do uso de funções de pertinência.

A classificação ocorre quando existem dados categóricos, ou seja, cujos valores não possibilitam que se hierarquize os dados. São exemplos deste trabalho dados litológicos e de lineamentos. Já a aplicação das funções de pertinência necessita da compreensão do padrão dos dados em relação às ocorrências conhecidas. Para a função linear, por exemplo, são arbitrados valores de mínimo e máximo onde, a partir destes marcos, todos os seguintes são assumidos respectivamente como totalmente falsos ou totalmente verdadeiros (Figura 6A), além de seu crescimento ser linear. Já as funções *large* (Figura 6B) e *small* (Figura 6C) têm como parâmetros o ponto de inflexão da curva, e sua inclinação. Estas últimas têm um crescimento semelhante a uma função raiz.

Figura 6 - Exemplos de funções de pertinência da Lógica Difusa.



Fonte: Environmental Systems Research Institute (ESRI).

A figura 6A mostra duas funções lineares: em azul uma função negativa, onde os valores de máximo e mínimo são respectivamente 30 e 80; e uma função positiva, cujos valores de máximo e mínimo são respectivamente 80 e 30. A figura 6B mostra gráficos típicos da função *Large*, todas com os mesmos pontos de inflexão em 64, e diferentes espalhamentos (1, 3 e 5). A figura 6C, por fim, mostra gráficos da função *Small*, todas com pontos de inflexão em 40 e diferentes espalhamentos (10, 5 e 3).

O cruzamento dos dados obtidos na normalização é obtido através dos operadores difusos. Estes operadores são chamados E, Ou, Produto Difuso (PD), Soma Difusa (SD) e Gamma. O operador E possui uma resposta bastante pessimista no sentido de que apenas retorna o menor valor dos dados (Equação 19). Já o operador Ou fornece uma resposta mais otimista, exibindo o maior dos valores informados (Equação 20). O Produto Difuso e a Soma Difusa também são opostos entre si. O PD retorna o resultado da multiplicação entre os termos comparados, que por serem valores entre 0 e 1, sempre terão o valor resultante menor do que os dados de entrada (Equação 21). Já a SD não deve ser confundida com a soma algébrica, mas

é definida a partir da Equação 22. Por fim, o operador Gamma é um intermediário entre a PD e a SD, sendo definido através da Equação 23.

$$E = \min (arg_1, arg_2, \dots , arg_n) \quad (19)$$

$$Ou = \max (arg_1, arg_2, \dots , arg_n) \quad (20)$$

$$PD = \text{produto}(arg_1, arg_2, \dots , arg_n) \quad (21)$$

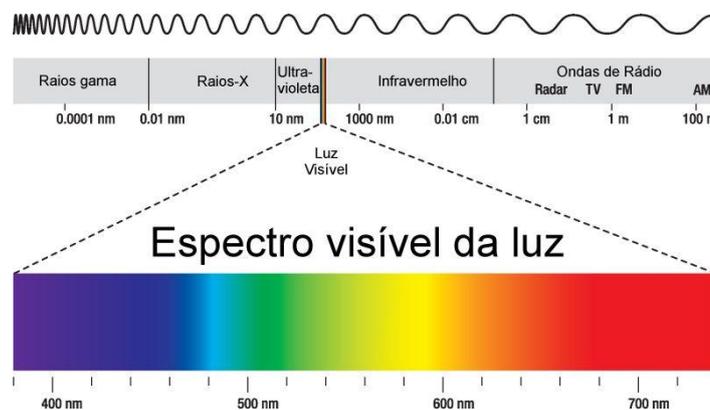
$$SD = 1 - \text{prod}(1 - arg_1, 1 - arg_2, \dots , arg_n) \quad (22)$$

$$\text{Gamma} = (PD)^y * (SD)^{1-y} \quad (23)$$

3.5 ESPECTROSCOPIA DE REFLECTÂNCIA

Clark (1999) define a espectroscopia como o estudo da luz em função do comprimento de onda emitido, refletido ou disperso a partir de um sólido, líquido ou gás. Porém, não somente a luz, mas todo o espectro eletromagnético (Figura 7) serve como ferramenta nesta metodologia devido à sua capacidade de interagir com a matéria, excitando seus átomos e/ou moléculas.

Figura 7 – Espectro eletromagnético, com detalhe para a faixa da luz visível.

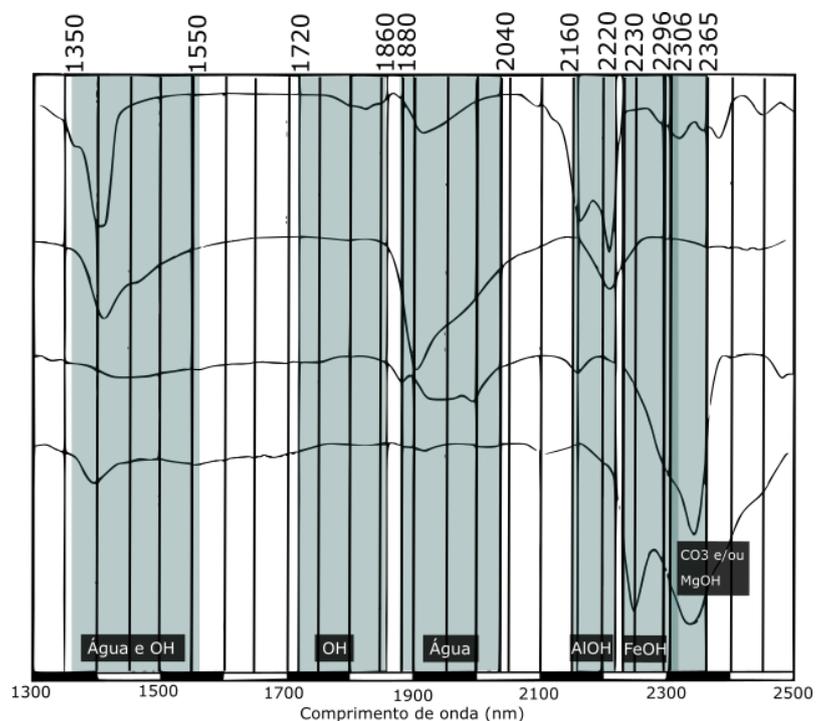


Fonte: Infoescola.

Para causar esta excitação, é necessário fornecer quantidades específicas de energia (unidade discreta), que variam de acordo com as configurações orbitais dos átomos ou das ligações químicas das moléculas que compõe o material. A energia que não é absorvida pela matéria é refletida, mas os trechos absorvidos apresentam uma espécie de assinatura química do material (feição de absorção).

A interação de uma onda eletromagnética com a matéria é mediada pela proporcionalidade entre as ordens de grandeza do comprimento de onda com o que ela interage. Para a geologia, as faixas de radiação de maior interesse estão entre a luz visível (entre 350 nm e 760 nm) até as micro-ondas (entre 1 mm e 1 m). Através deste intervalo é possível analisar minerais a nível atômico e molecular, até relevos e estruturas geológicas. A Figura 8 apresenta parte do espectro eletromagnético, entre 1300 e 2500 nm) e o relaciona algumas bandas à absorção de moléculas, cátions e ânions de ocorrência comum em minerais.

Figura 8 - Principais bandas de absorção na faixa do infravermelho de ondas curtas (1300 a 2500nm).



Fonte: Adaptado de Pontual et al. (2008).

Essas características, portanto, possibilitam a análise sobre a composição química de minerais e rochas de maneira remota, não destrutiva, rápida e barata, pois igualmente aos sensores geofísicos, esses sensores podem equipar aeronaves e mesmo satélites. Em seu trabalho, Hunt (1977) interpretou quais características químicas dos minerais provocavam determinadas feições de absorção no espectro eletromagnético. Clark (1999), por sua vez, realizou um estudo bastante extenso onde apresentou feições de absorção características não só de minerais, mas de vegetais, hidrocarbonetos e misturas entre hidrocarbonetos e minerais, criando uma biblioteca espectral para vários ramos de pesquisa. Já autores como Carrino et al (2017) utilizaram a espectroscopia de reflectância para, a partir de medições de amostras de campo, caracterizar mineralogicamente uma grande área com dados espectrais adquiridos por

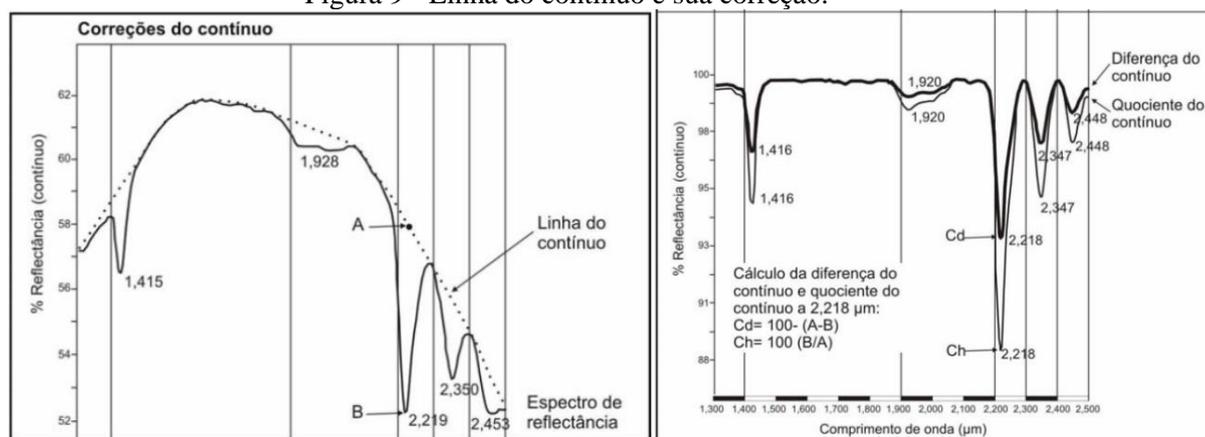
aerolevanteamento. Thomas & Walter (2002) analisaram depósitos de alteração hidrotermal na Austrália, com o objetivo de aplicar ao mapeamento de alterações hidrotermais em Marte.

Hunt (1979), entretanto, percebeu como, adicionalmente à composição química do material estudado, suas condições físicas proveem diferentes aparências aos seus espectros. Segundo o autor, a intensidade das características dos minerais que aparecem em um espectro de rocha não somente reflete a concentração do mineral, mas a sua acessibilidade à radiação. Hunt (1979) também afirma que um mineral de interesse incorporado em componentes minerais transparentes fornecerá recursos mais intensos de um espectro de rochas do que quando envolvido por componentes opacos. Por fim, que o grau de nitidez (*sharpness*) de uma feição depende do quanto uma amostra é cristalina ou amorfa: amostras mais cristalinas produzem bandas mais bem definidas do que amostras amorfas.

Os elementos químicos mais comuns na constituição dos minerais (Si, Al, Mg, e O) não absorvem energia no espectro do visível e infravermelho próximo (entre cerca de 350 e 1000 nm), segundo Hunt (1977). Hecker et al. (2010) completa que frequências fundamentais do silicato são muito fracas para serem detectados nesta região, ocorrendo em alguns casos devido a sobreposição de harmônicos. Estes elementos são mais bem observados quando utilizadas frequências menores, na faixa do infravermelho termal (a partir de 3000 nm).

Para melhor comparar os espectros das amostras, utilizou-se uma técnica denominada Remoção do Contínuo. Segundo Pontual et al. (2008), a linha do contínuo, ou simplesmente contínuo, pode ser definida como uma linha-base de geometria convexa e que toca o máximo número possível de pontos da curva de reflectância espectral sem, no entanto, cruzá-la (Figura 9). A remoção do contínuo é realizada com o objetivo de normalizar espectros de reflectância para permitir a comparação de feições individuais, a partir de uma linha do contínuo em comum (Ducart, 2004). Segundo Pontual et al. (2008), esta técnica de filtragem traz benefícios como ressaltar assinaturas espectrais pequenas, que antes poderiam passar despercebidas. Entretanto, estes autores afirmam que a remoção do contínuo possui desvantagens como a remoção do efeito do Fe^{2+} no espectro. A remoção do contínuo pode ser realizada através da técnica da diferença do contínuo e do quociente do contínuo, conforme equações na Figura 9.

Figura 9 - Linha do contínuo e sua correção.



Fonte: Adaptado de Pontual et al. (2008).

Na esquerda, um espectro de reflectância e, pontilhada, a representação da linha do contínuo. Na direita temos o mesmo espectro, já corrigido. Também na direita observam-se duas fórmulas para esta correção: através da diferença e do quociente do contínuo.

O espectrorradiômetro utilizado na aquisição dos dados em amostras de campo foi o ASD-FieldSpec™ 3 Hi-Resolution. Este aparelho possui 2151 bandas entre as faixas do visível e infravermelho de ondas curtas (350 nm até 2500 nm), sediado no Instituto de Geociências da Universidade de Campinas (Unicamp). Foram realizadas 289 medições em 21 amostras.

Os dados obtidos a partir das amostras foram comparados visualmente com espectros de outras publicações, como Pontual et al. (2008), além de bancos dos dados espectrais de referência Salisbury et al. (1991) e Clark et al. (1993), disponibilizados pela *United States Geological Survey* (USGS). Estes resultados foram ainda validados através da análise petrográfica de quatorze lâminas confeccionadas no Laboratório de Laminação da Universidade Federal de Pernambuco (UFPE).

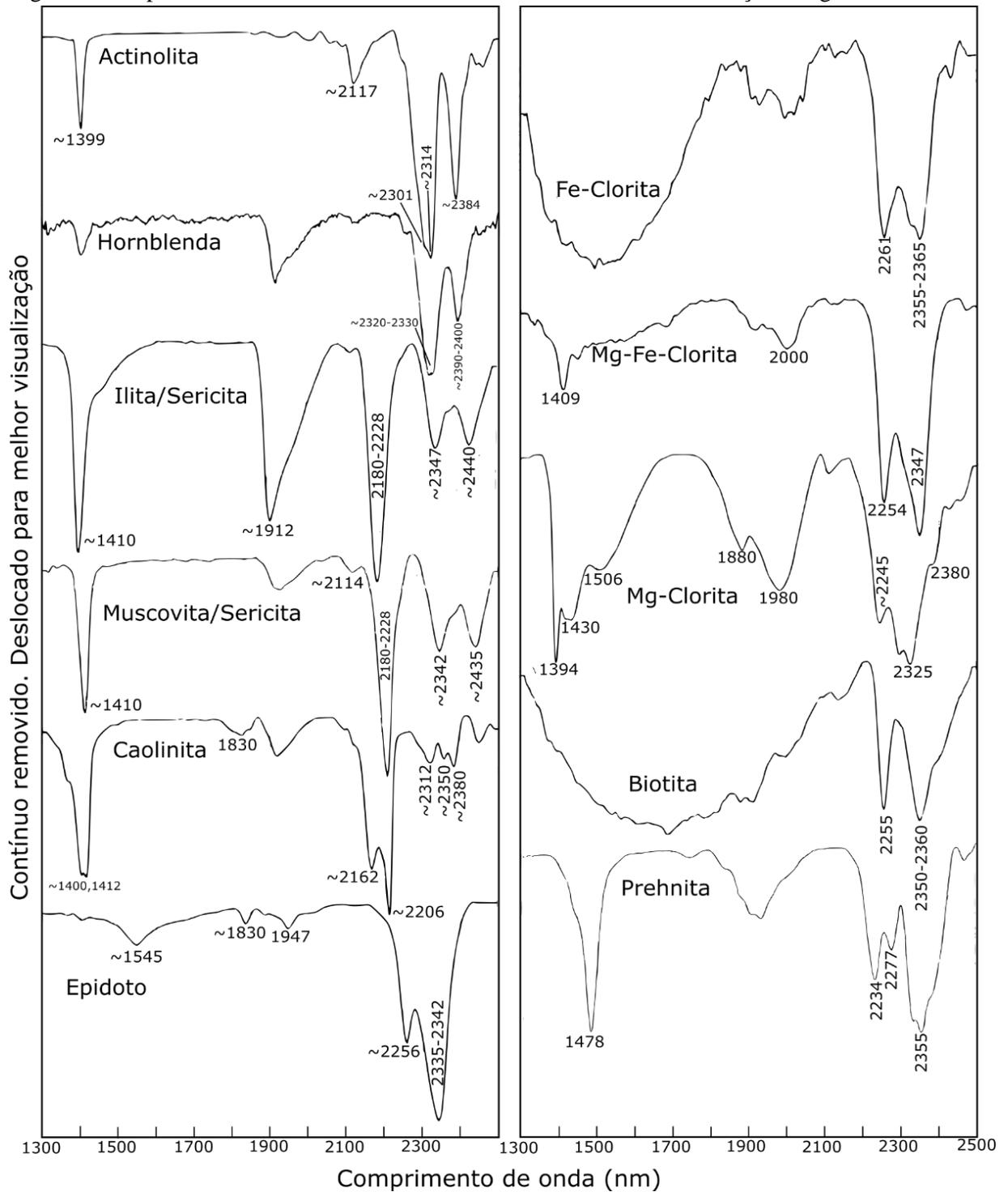
3.5.1 Bibliotecas espectrais utilizadas na identificação mineralógica

Diante do propósito de realizar a caracterização mineralógica das rochas do entorno da Mina Bonfim, utilizando a técnica de espectroscopia de reflectância, foi necessário comparar a bibliotecas espectrais de outros autores. Estas bibliotecas espectrais são criadas através de medições de rochas e minerais conhecidos, podendo ou não ter a descrição das feições disponível para consulta.

Conforme citado anteriormente, este trabalho utilizou espectros de reflectância publicados por Salisbury et al. (1991), Clark et al. (1993) e Pontual et al. (2008), utilizados para comparação visual com as medições de amostras coletadas em campo. As feições listadas nos

espectros deste trabalho concordaram com uma ou mais feições mostradas na Figura 10, além de serem coerentes com a petrografia ou, quando ausentes nas lâminas, com a mineralogia contida em trabalhos sobre os skarns da FS.

Figura 10 - Espectros dos minerais identificados neste trabalho, com suas feições diagnósticas.



Fonte: Adaptado de Pontual et al. (2008)

4 RESULTADOS E DISCUSSÃO

Os resultados deste trabalho foram agrupados em duas partes:

1. a caracterização espectral das rochas na região da MNSB: através da descrição petrográfica das lâminas confeccionadas a partir da amostragem de campo, foram identificadas assinaturas espectrais referentes aos minerais contidos nas rochas aflorantes. Como resultado foi gerada uma biblioteca espectral que poderá ser consultada em futuros levantamentos na região;
2. mapa de favorabilidade mineral: mapa gerado através dos dados de aerogeofísica, estruturais e mapas geológicos, através da lógica difusa, com o objetivo de identificar potenciais áreas com assinaturas semelhantes às da MNSB, dando embasamento a pesquisas de novos alvos exploratórios.

4.1 CARACTERIZAÇÃO ESPECTRAL DAS ROCHAS DA REGIÃO DA MNSB: ESPECTROSCOPIA DE REFLECTÂNCIA E PETROGRAFIA

A seguir serão apresentadas as caracterizações espectrais das rochas do entorno da Mina Bonfim. Entretanto, por se tratar de rochas superficiais, foi necessário entender, a princípio, a influência do intemperismo nas feições de identificação mineralógica.

Após esta primeira etapa, foram analisados os espectros de reflectância e comparados a bibliotecas de referência, à luz da petrografia das amostras coletadas em campo.

4.1.1 Efeitos do intemperismo nos gráficos de reflectância

Ao comparar os espectros das amostras com as anotações de campo e sua petrografia, percebeu-se que amostras com mineralogias semelhantes apresentavam diferenças nos seus espectros ou uma atenuação em suas feições. Por isso foi preciso entender o papel do intemperismo nos gráficos de espectroscopia de reflectância.

Uma característica observada em campo foi a constante ocorrência de diopsídio e actinolita fibrosa nos skarns visitados. A actinolita ocorria em cristais centimétricos, já o diopsídio com cerca de até um metro de extensão (Figura 11). Apesar da abundância destes minerais, a sua identificação através da espectroscopia de reflectância pode ser dificultada pelo intemperismo, que atenua as feições distintivas entre os minerais. O diopsídio é um caso ainda

mais complicado, pois além do intemperismo, a sua feição se localiza em uma região do espectro que reage à absorção do Fe^{2+} e, portanto, todos os minerais que contenham este íon em sua composição, como a biotita, podem mascarar sua presença.

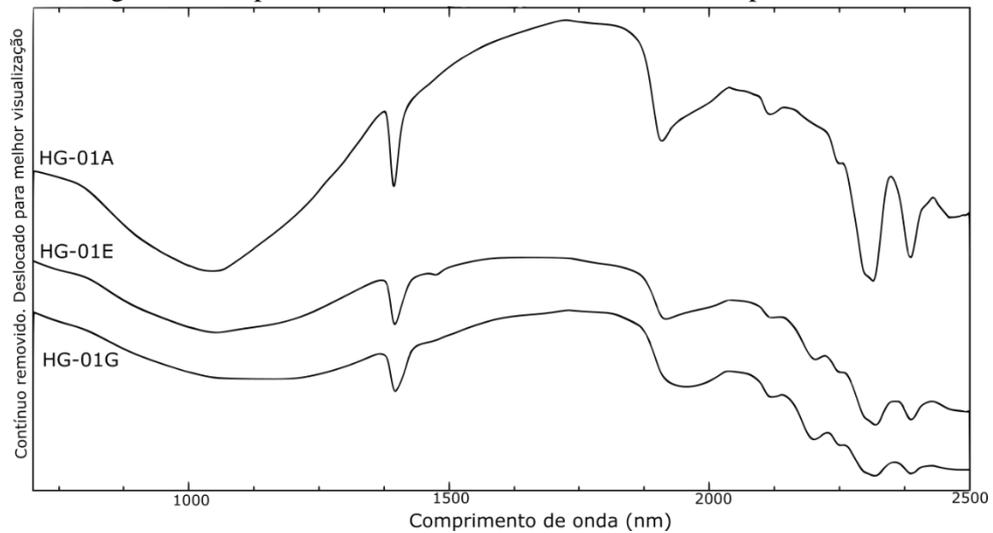
Figura 11 - Cristal de diopsídio de escala métrica em skarn, localizado no ponto HG-14B.



Fonte: O autor (2019).

Primeiramente foram comparados espectros de amostras retiradas em sequência do ponto HG-01 (Figura 12), porém com condições de alteração devido intemperismo diferentes, com o objetivo de avaliar as mudanças resultantes do intemperismo. As amostras HG-01A, E e G macroscopicamente mostram uma predominância de actinolita, porém também ocorrem cristais de diopsídio. A amostra HG-01A é mais fresca, enquanto a G está visivelmente alterada e a HG-01E já se encontra em estado avançado de intemperismo. Ao analisar seus espectros de reflectância (Figura 12) nota-se a atenuação do sinal tanto na região de 1040 nm, que se encontra na faixa de absorção do ferro ferroso, quanto em 1392, 1910 nm, além de todo o trecho entre 2160 e 2500 nm.

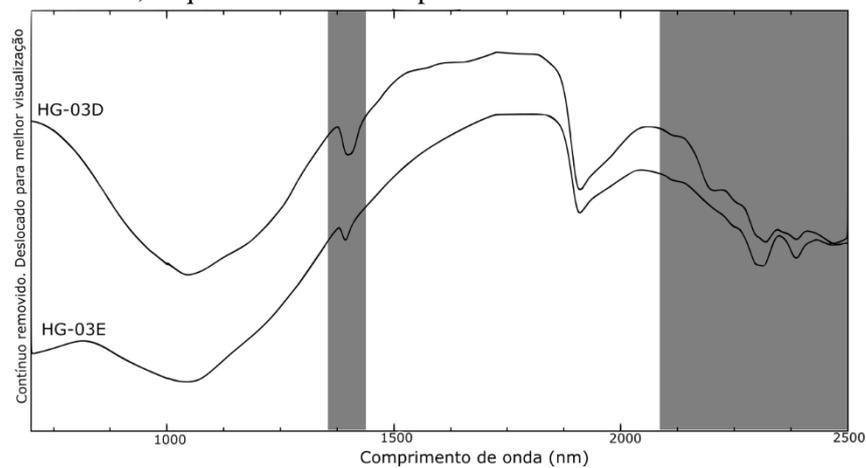
Figura 12 - Espectro de reflectância de três amostras do ponto HG-01.



Fonte: O autor (2019).

Na Figura 13 também se observa como a alteração dos minerais constituintes da rocha podem atenuar assinaturas dos minerais no espectro de reflectância. As amostras D e E (Figura 13) possuem uma mineralogia semelhante, porém nota-se uma suavização das curvas espectrais em trechos como a curva em cerca de 1059 nm, assim como todo o trecho entre 2200 e 2500 nm. A feição próxima de 1400 nm também se encontra com menor profundidade e aparentemente deslocada de sua posição.

Figura 13 - Espectro de reflectância de duas amostras, onde HG-03D representa a amostra mais alterada, enquanto a HG-03E representa a amostra mais fresca.



Fonte: O autor (2019).

4.1.2 Anfibolitos

Os anfibolitos analisados possuem uma mineralogia bastante semelhante entre si, sendo constituídas por anfibólio (Figura 14A e B), por vezes actinolita (Figura 14C e D), e

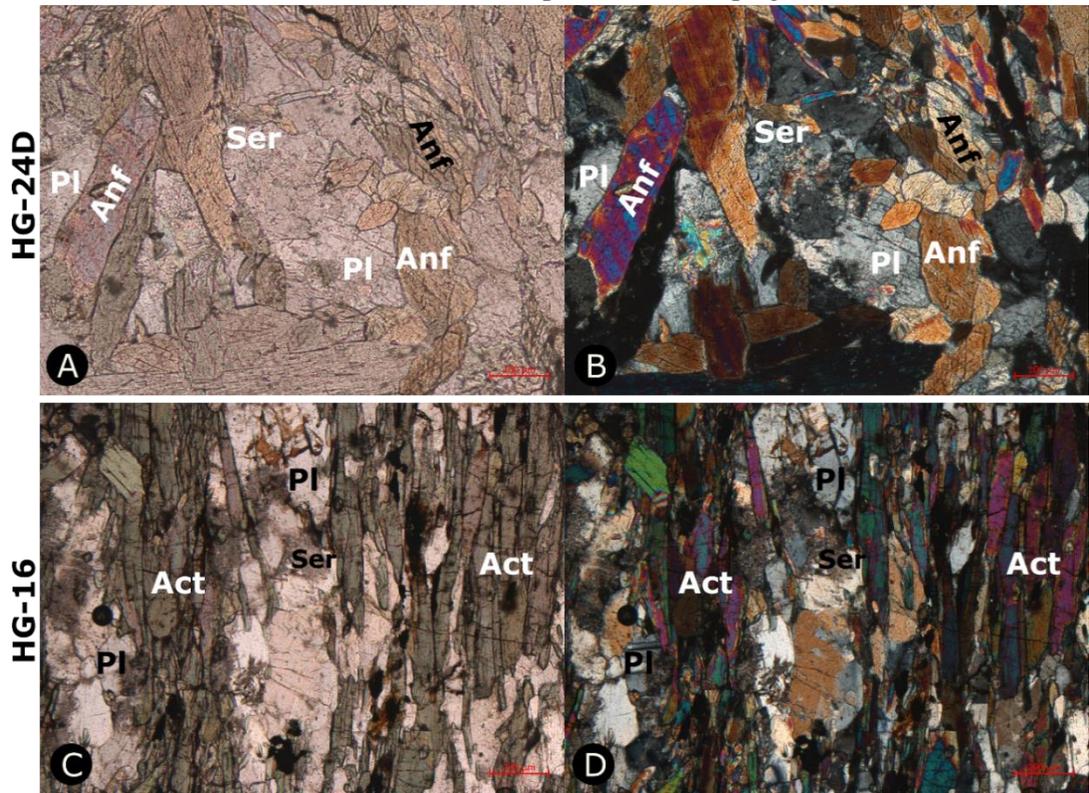
plagioclásio como minerais principais, além de clorita e minerais opacos como acessórios. Por vezes os cristais de plagioclásio se encontram sericitizados (Figura 14A, B, C e D).

Os espectros de reflectância das ocorrências de anfibolitos (Figura 15) apresentam feições de actinolita nas duas amostras em 1399 nm, 2301 nm, 2314 nm e 2384 nm devido à presença de Mg-OH (Pontual et al., 2008). Na lâmina HG-24D não foi possível confirmar a presença de hornblenda, porém este mineral é identificado pelas feições de absorção em 2320 e 2391 nm, também devido à presença de MgOH em sua estrutura (Pontual et al., 2008). Como minerais de alteração, são observadas feições de clorita (1394 nm), sericita (1912 nm) e possível caolinitização (2206 nm).

4.1.3 Mármore

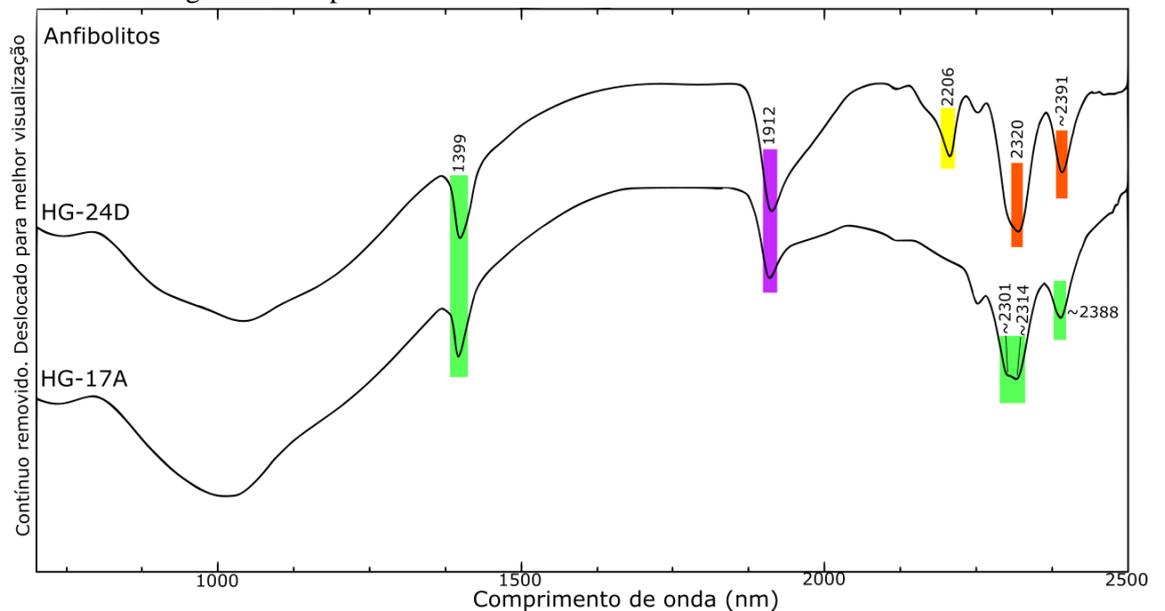
Os mármore do entorno da Mina Bonfim mostram uma variedade mineralógica a depender de sua proximidade com locais onde os fluidos metassomáticos alcançaram. As calcitas possuem diferentes cores de acordo com a distância destas rochas encaixantes com os skarns. Das porções mais distantes para as mais próximas do metamorfismo, as calcitas são brancas, cinzas e alaranjadas.

Figura 14 – Fotomicrografias de lâminas delgadas de anfibolitos: em nicóis paralelos (A) e cruzados (B) cristais de anfibólio (Anf) e plagioclásio (Pl), além de sericita (Ser); em nicóis paralelos (C) e cruzados (D) cristais de actinolita (act) prismática com plagioclásio e sericita.



Fonte: O autor (2019).

Figura 15 - Espectros de reflectância das amostras de anfibolitos.

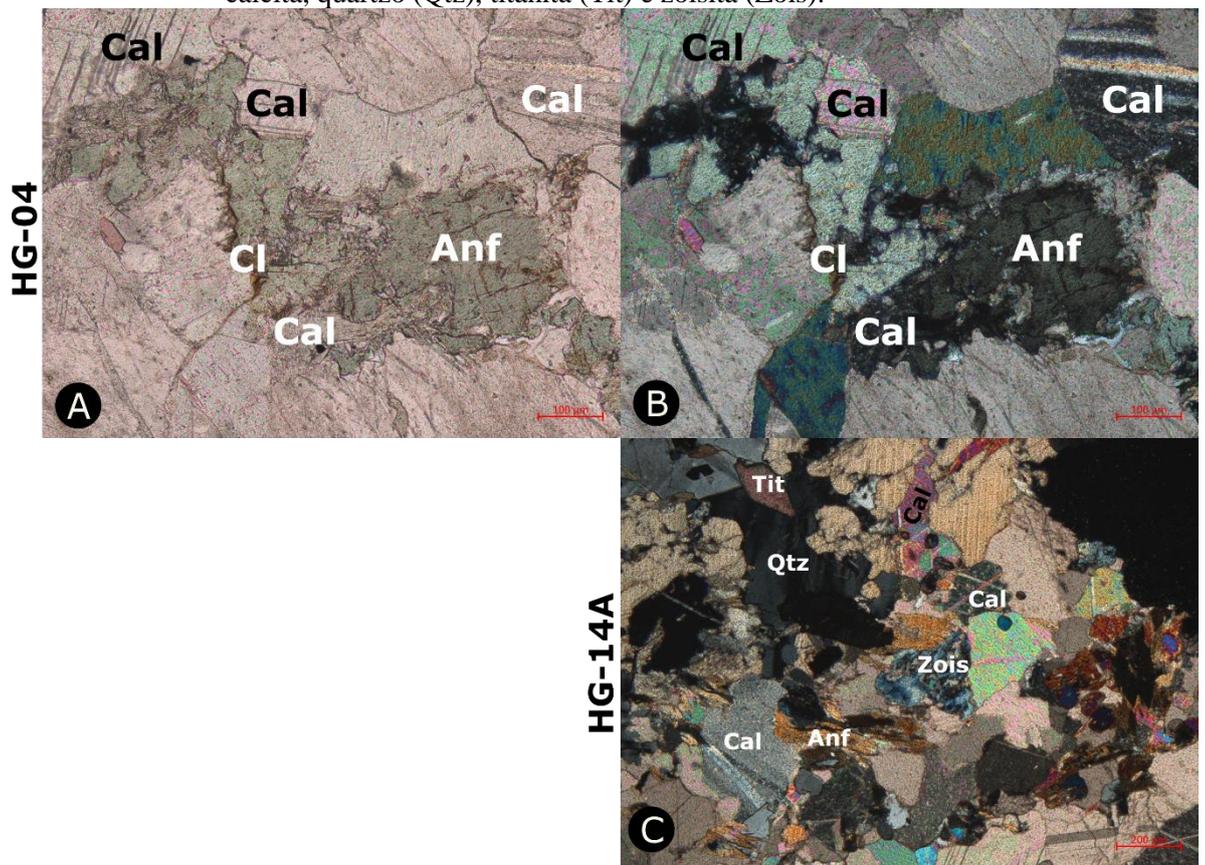


Fonte: O autor (2019).

A amostra HG-04A (Figura 16A e B) possui uma predominância de calcita (90%) de granulação fina a média, com finas lamelas de flogopita definindo sua foliação, além de anfibólio, clorita e epidoto como minerais acessórios. Localizada cerca de 1 km de distância da

amostra do ponto anterior, a amostra HG-14A (Figura 16C) possui uma mineralogia mais diversa, contendo calcita, plagioclásio, quartzo e actinolita, e como minerais acessórios zoisita, titanita, epidoto, biotita cloritizada, além de outros anfibólios. Ao comparar estas duas ocorrências de mármore percebe-se uma maior influência do metassomatismo na segunda amostra em relação à primeira.

Figura 16 - Fotomicrografias de lâminas delgadas de mármore: em nicóis paralelos (A) e cruzados (B), cristais de anfibólio (Anf) e calcita (Cal); (C) em nicóis cruzados, presença de cristais de calcita, quartzo (Qtz), titanita (Tit) e zoisita (Zois).

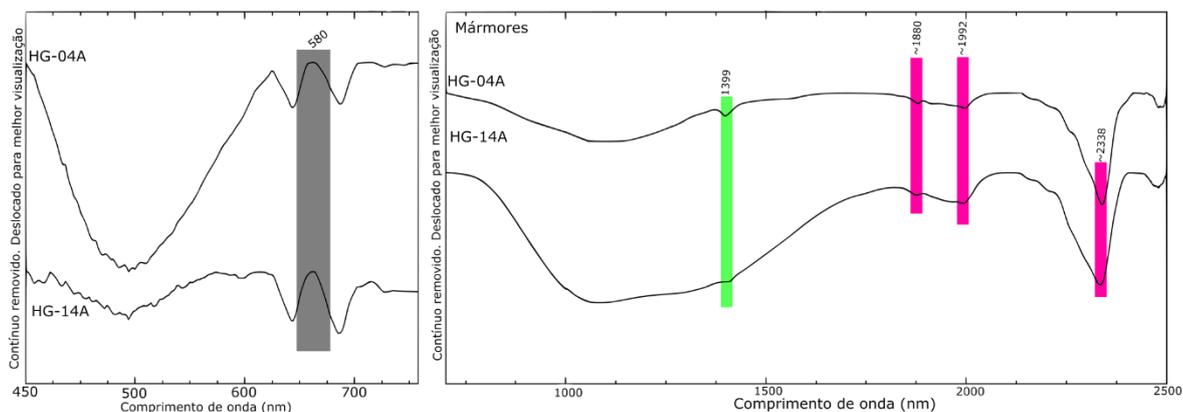


Fonte: O autor (2019).

Analisando os espectros das duas amostras (Figura 17), não se percebe uma diferença significativa nas feições apresentadas. As assinaturas de calcita ocorrem nas duas amostras em 1880, 1992 e 2338 nm. Ocorre também uma pequena feição em 1339 nm possivelmente devido à presença de actinolita em suas composições. Costa et al. (2017) afirmam ser possível, a partir dos espectros de reflectância, diferenciar mármore afetados por eventos metassomáticos. Esta característica se apresenta através do alto de reflectância entre 580 e 620 nm (Figura 17), causado pela sua cor alaranjada, assim como um aumento na profundidade da feição de

absorção relativa a carbonatos (2338 nm), segundo o autor, relacionada ao aumento dos cristais de calcita após o evento metamórfico.

Figura 17 – Espectros de reflectância das amostras HG-04A e HG-14A, com realce na região do visível (esquerda).



Fonte: O autor (2019).

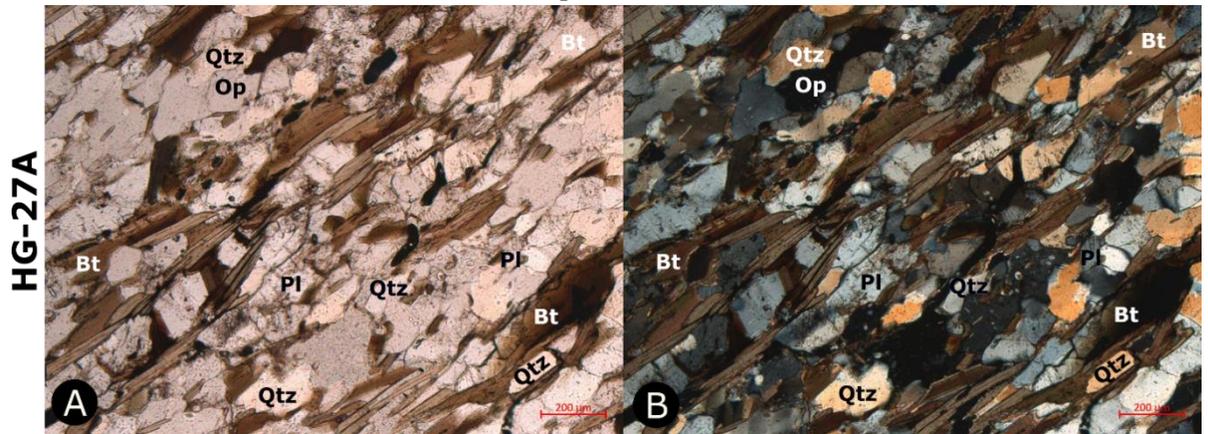
4.1.4 Xistos

Foi descrita apenas uma lâmina de xisto, pois as amostras coletadas em campo apresentavam um intenso estado de alteração por intemperismo. Esta rocha é composta por biotita, quartzo e plagioclásio (Figura 18), porém devido à ausência de feições para o quartzo e feldspatos nesta faixa do espectro (Salisbury et al., 1991), foram detectadas apenas feições relativas à biotita em 2345 nm e 2390 nm, além de assinaturas de minerais de alteração como clorita (1394 nm) e sericita (1912 nm). Foi marcada também uma absorção em 2250 nm, podendo ocorrer devido à presença da actinolita, biotita ou clorita ou outros minerais com FeOH (Pontual et al., 2008 – Figura 19).

Os espectros das amostras HG-06A e B (Figura 19) apresentam feições mais profundas em 1410 e 2200 nm, relativos à sericita. Esta diferença das outras amostras pode surgir a partir da sericitização derivada do hidrotermalismo causado pela intrusão de um pegmatito (Figura 20).

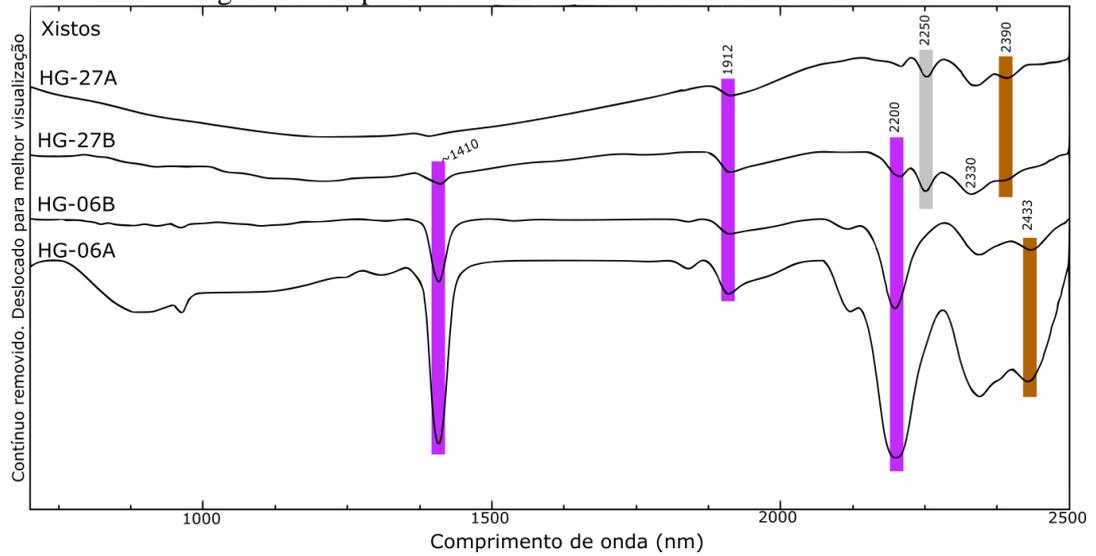
Uma feição absorção identificada em 2330 nm, mostradas no espectro de HG-27B (Figura 19), é interpretada como a provinda da mistura entre carbonatos e minerais máficos (Gaffey, 1986), podendo ocorrer devido alguma influência dos fluidos hidrotermais após se enriquecerem de carbonatos.

Figura 18 - Fotomicrografias de lâminas delgadas de xistos: em nicóis paralelos (A) e cruzados (B) são observados biotita (Bt definindo a foliação da rocha), quartzo (Qtz), plagioclásio (Pl) e minerais opacos.



Fonte: O autor (2019).

Figura 19 - Espectros de reflectância das amostras de xistos.



Fonte: O autor (2019).

Figura 20 - Pegmatito intrudindo xisto no ponto HG-06.



Fonte: O autor (2019).

4.1.5 Skarns

Foram realizadas amostragens em cinco afloramentos de skarns, que forneceram material para a produção de seis lâminas petrográficas. Alguns destes afloramentos tiveram uma amostragem em pontos que apresentavam uma mineralogia diferente em análise macroscópica, visando entender o comportamento destes níveis na espectroscopia de reflectância.

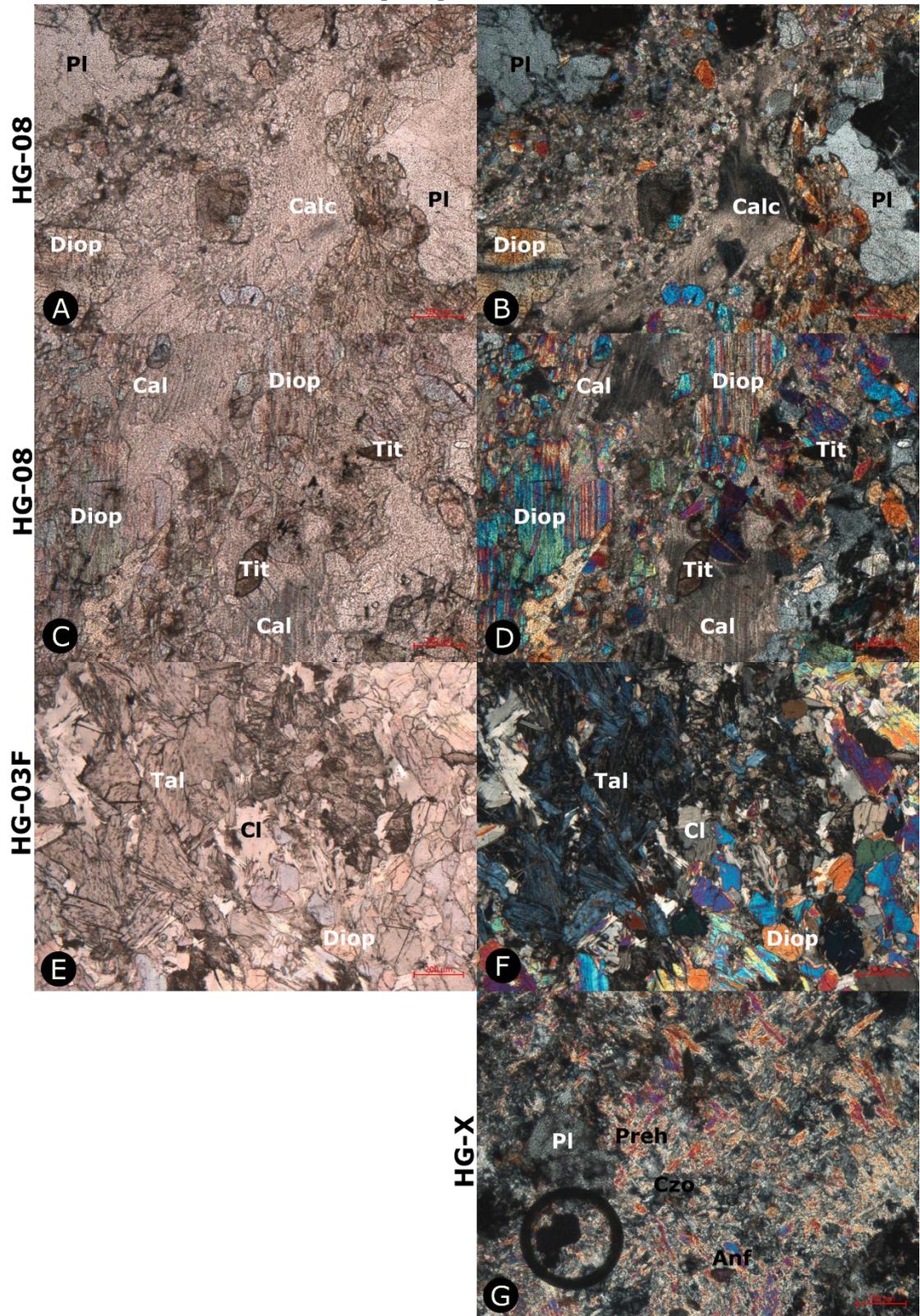
A mineralogia em comum deste litotipo é formada por diopsídio e plagioclásio (Figura 21A e B), podendo conter actinolita, carbonato (Figura 21G), clorita (Figura 21E e F), titanita (Figura 21C e D), clinozoisita (Figura 21G), epidoto, zircão e minerais opacos. São observados também processos de sericitização e saussuritização nas lâminas analisadas.

Comparando os espectros das amostras de skarns do ponto HG-03, que substituem xistos da Formação Seridó, observa-se o resultado uma maior absorção em 1069 nm na amostra B, possivelmente relacionada a uma maior quantidade de diopsídio, enquanto as feições relativas à actinolita (2301, 2314 e 2384 nm) ocorrem somente na amostra B, assim como a assinatura da prehnita em 1478 nm. As feições em 1912 e 2114 nm, relacionada à sericita, ocorrem nas duas amostras (Figura 22).

Mesmo ocorrendo em substituição a mármore da Formação Jucurutu, os skarns do ponto HG-14B e C possuem assinaturas espectrais de uma mineralogia semelhante aos do ponto HG-03 (Figura 23), com feições de diopsídio (1969 nm), actinolita (1399, 2117, 2301 e 2314 nm), sericita (1912 nm), além de clorita (2254 nm) e biotita (2390 nm).

Analisando-se mais amplamente a mineralogia encontrada nas ocorrências de skarns à luz da espectroscopia de reflectância, foi identificada a presença das assinaturas espectrais de diopsídio, actinolita, clinzoisita/epidoto, clorita, sericita, biotita e prehnita (Figura 24). Contudo não foi possível dividi-los entre skarns formados a partir de mármore ou xistos, pois suas mineralogias não possuem uma assinatura que as diferencie entre si. Portanto, estes skarns, mesmo com diferentes rochas encaixantes, podem se confundir em sua análise espectral.

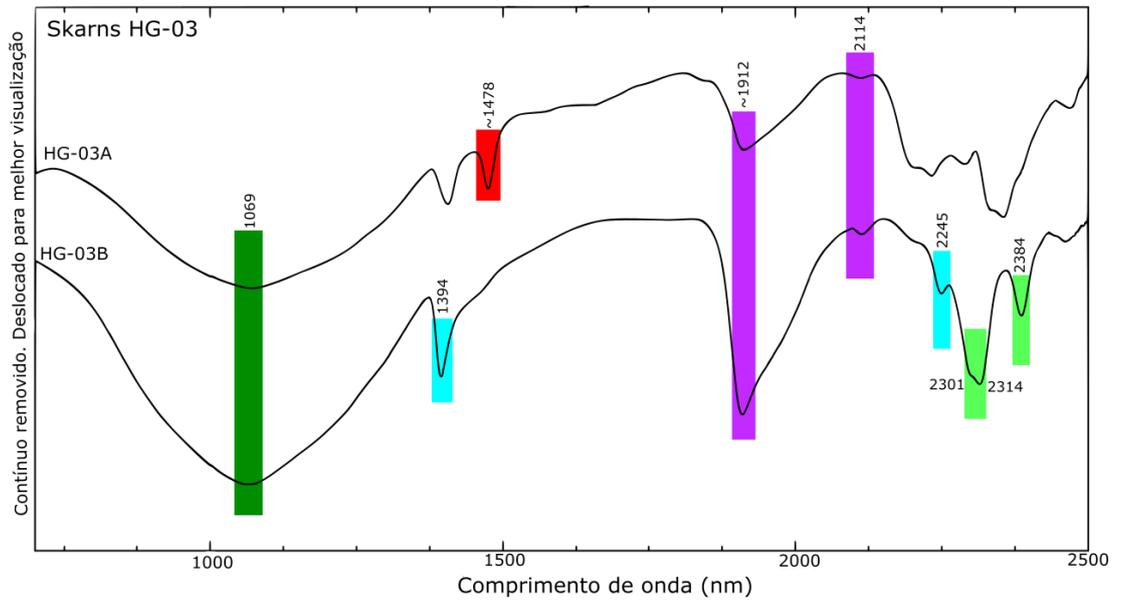
Figura 21 - Fotomicrografias de lâminas delgadas de skarns, apresentando mineralogia principal.



Fonte: O autor (2019).

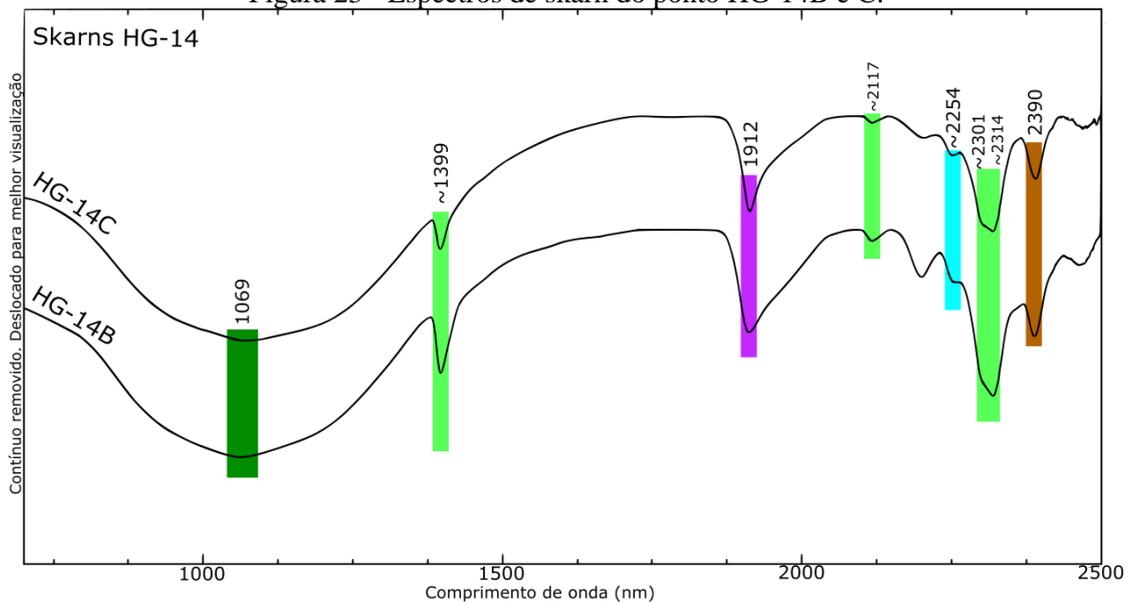
A coluna da esquerda apresenta as lâminas em nicóis paralelos enquanto a coluna da direita, em nicóis cruzados. São observados cristais de anfibólio (Anf), calcita (Cal), clinozoisita (Czo), clorita (Cl), diopsídio (Diop), plagioclásio (Pl), prehnita (Preh), talco (Tal) e titanita (Tit).

Figura 22 - Espectro de reflectância com duas amostras do mesmo skarn: HG-03A e HG-03B.



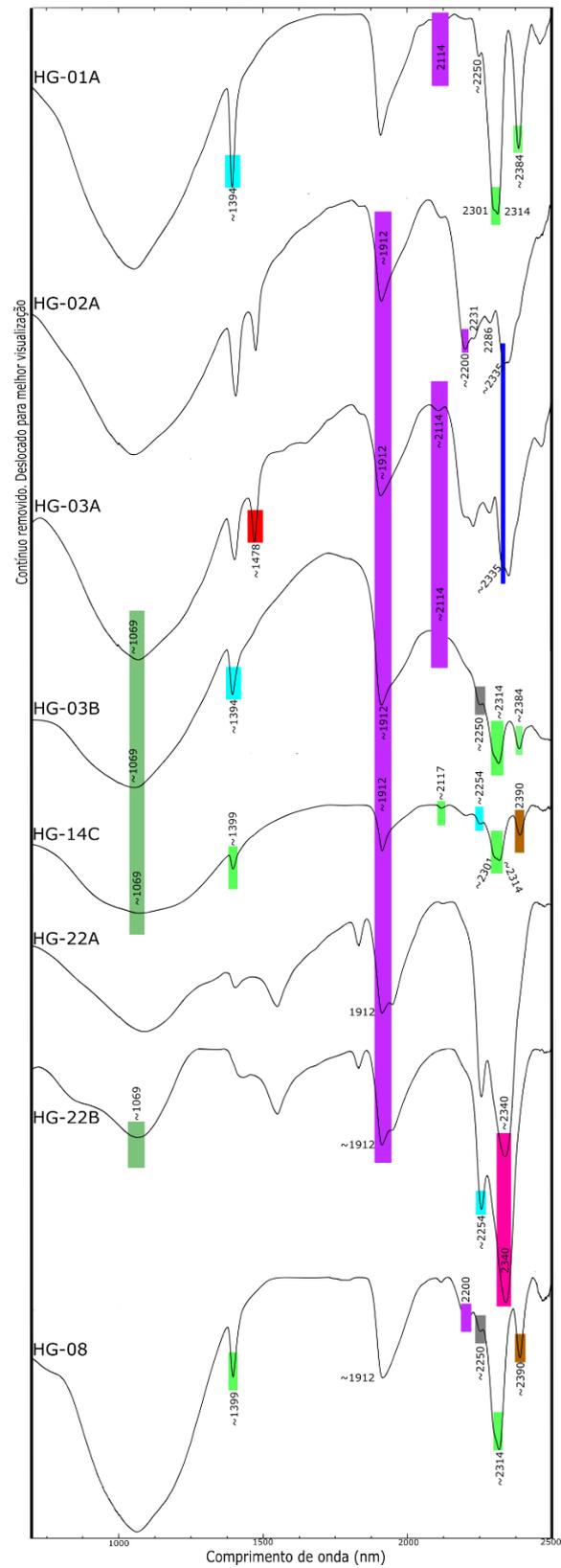
Fonte: O autor (2019).

Figura 23 - Espectros de skarn do ponto HG-14B e C.



Fonte: O autor (2019).

Figura 24 - Mineralogia dos skarns mapeados através da espectroscopia de reflectância.

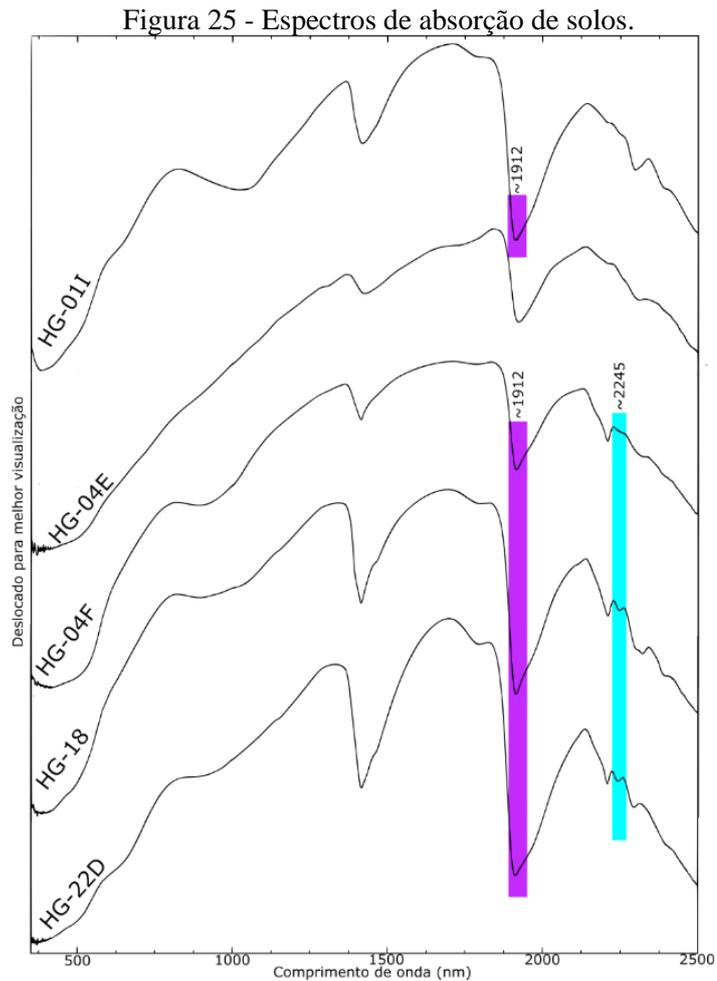


Fonte: O autor (2019).

4.1.6 Solos

Foram também coletadas amostras de solo para medição pelo espectrorradiômetro, com o objetivo de identificar feições que pudessem auxiliar no reconhecimento da rocha que o originou. Esta coleta se deu em quatro pontos, escolhidos pela coloração marrom escura e em conjunto com a sua proximidade de xistos e mármore, potenciais hospedeiras dos skarns.

A primeira característica que se observa nas feições de solo é a grande feição de absorção que ocorre dentro espectro do visível (Figura 25), entre cerca de 350 nm até próximo de 500 nm. Esta absorção está relacionada à tonalidade escura do solo. Além desta assinatura, pode-se visualizar mais duas relacionadas à presença de sericita (1912 nm) e clorita (2245 nm). Ao comparar este gráfico com os espectros de outras rochas, nota-se uma semelhança na forma, porém as feições de absorção se encontram deslocadas, não sendo possível a identificação com exatidão destes outros componentes minerais.



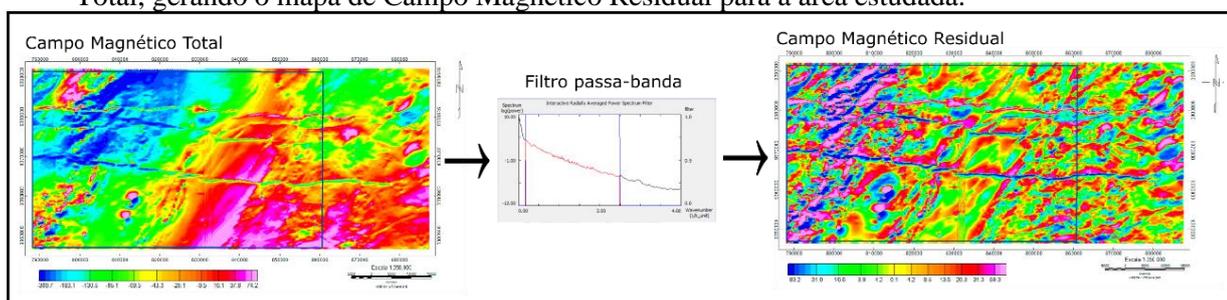
4.2 AEROGEOFÍSICA

Neste tópico serão apresentados os resultados obtidos através dos dados aerogeofísicos, os quais estão divididos em magnetometria e gamaespectrometria.

4.2.1 Magnetometria

O mapa magnetométrico residual foi obtido a partir da transformação do campo magnético total em domínio do número de onda através da Transformada de Fourier, conforme proposto por Bhattacharyya (1966). Através deste gráfico de espectro de potência (Figura 26) foi possível filtrar a influência de corpos profundos, de comprimentos de onda maiores, e as fontes muito rasas, de comprimento de ondas menores (Spector & Grant, 1970), através do filtro de passa-banda.

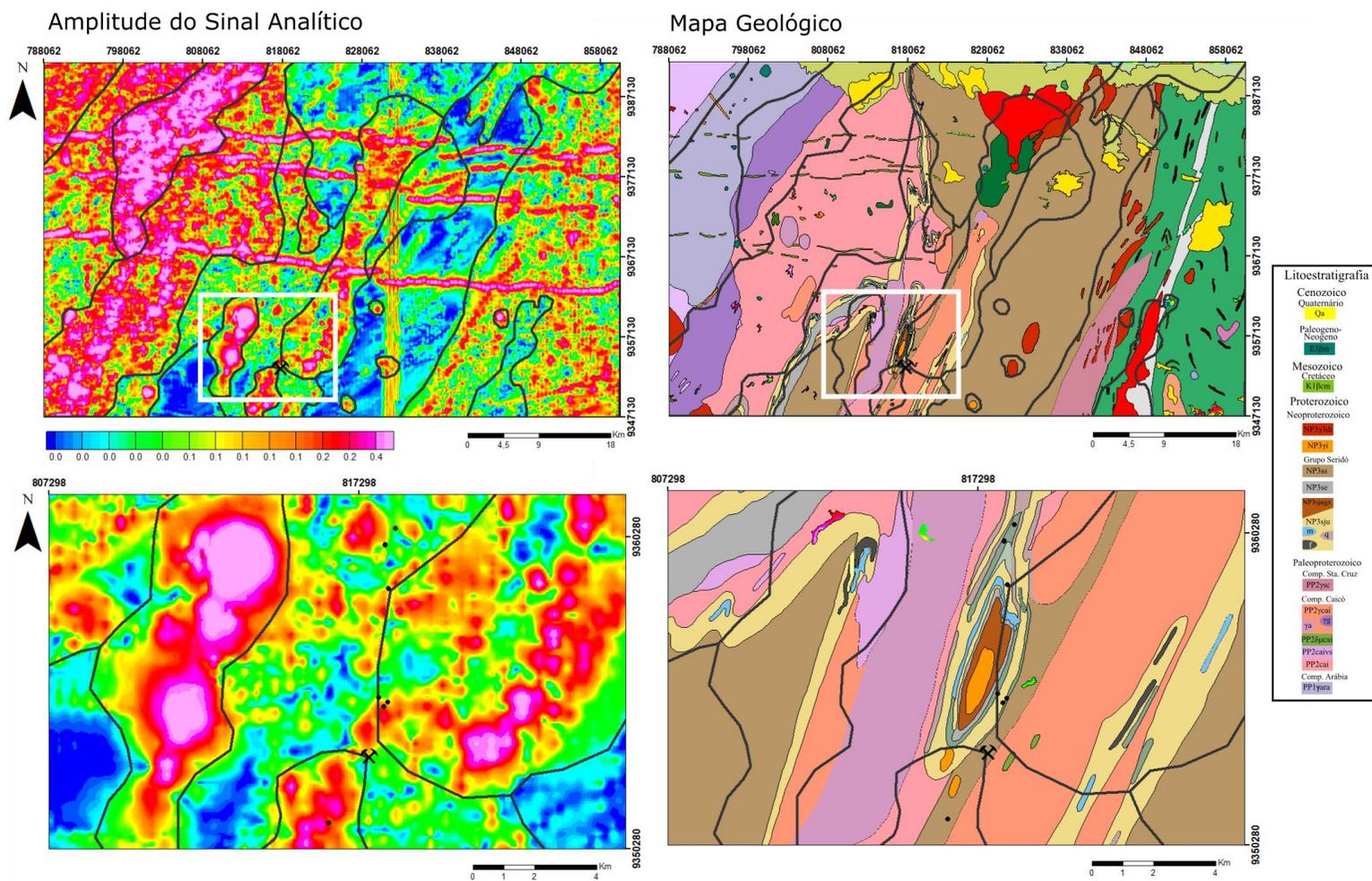
Figura 26 - Metodologia de aplicação do filtro passa-banda no mapa de Campo Magnético Total, gerando o mapa de Campo Magnético Residual para a área estudada.



Fonte: O autor (2019).

Com o auxílio da ASA foram identificados padrões magnéticos (Figura 27) que permitiram a identificação de domínios e sua relação com as litologias mapeadas por Costa et al. (2018). Os altos gradientes magnéticos estão, em sua maioria, associados a rochas ígneas como o Complexo Caicó. Já os baixos gradientes magnéticos normalmente estão associados a rochas de origem sedimentar, como as rochas do Grupo Seridó (Figura 3). São ainda possíveis de observar anomalias com altos gradientes magnéticos e forma arredondada, possivelmente representando corpos graníticos intrusivos, frequentes na região da FS.

Figura 27 - Domínios magnéticos identificados através do filtro de Amplitude do Sinal Analítico.

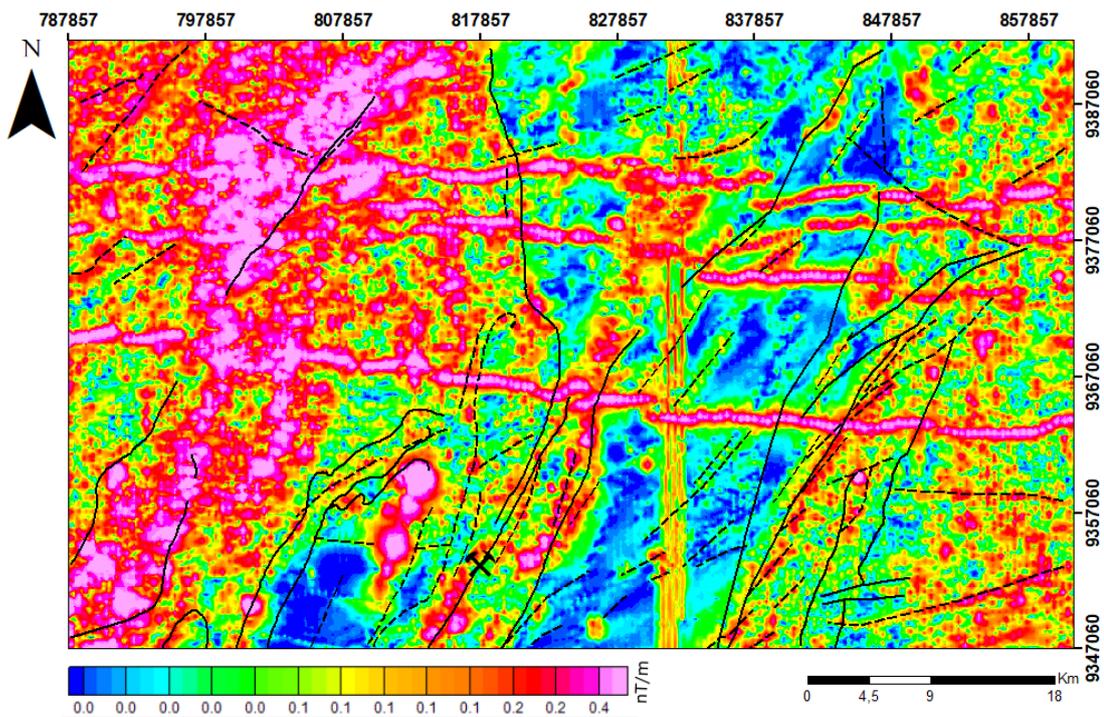


Fonte: O autor (2019).

Apesar de corpos de origem sedimentar geralmente mostrarem uma associação a regiões com gradientes magnéticos mais baixos, em detalhe é possível notar que as ocorrências de skarns se localizam em altos magnéticos (Figura 27), podendo refletir a presença de minerais magnéticos em sua composição, como magnetita e pirrotita. Essa interpretação está de acordo com descrição mineralógica em Souza Neto et al. (2008) dos skarns presentes na região.

A partir do mapa de THDR (Figura 28) foram traçados os lineamentos estruturais da região. Pode-se perceber uma tendência do alinhamento destas estruturas na direção NE-SW. Os lineamentos com altos gradientes magnéticos na direção ESE-WNW, entretanto, não foram marcados por se tratar de intrusões máficas de idade cretácea, originadas após as mineralizações de skarns da FS, e por isso não seriam relevantes.

Figura 28 - Mapa de THDR com lineamentos magnéticos e lineamentos estruturais.



Fonte: O autor (2019).

As linhas pretas tracejadas representam os lineamentos magnéticos, enquanto as linhas pretas representam os lineamentos estruturais, obtidos a partir de Costa et al. (2018). A Mina Bonfim está representada pelos martelos cruzados.

4.2.2 Gamaespectrometria

Os dados gamaespectrométricos foram analisados visualmente, buscando entender como as ocorrências de skarns mapeadas em campo se relacionam quimicamente com estes três elementos.

Foi verificada uma associação destes skarns com baixos valores das razões U/K, Th/K, e altos valores do Fator F (Figura 29), coerente com o a origem hidrotermal dos skarns que possibilita a concentração de elementos móveis como o potássio.

4.3 LÓGICA DIFUSA

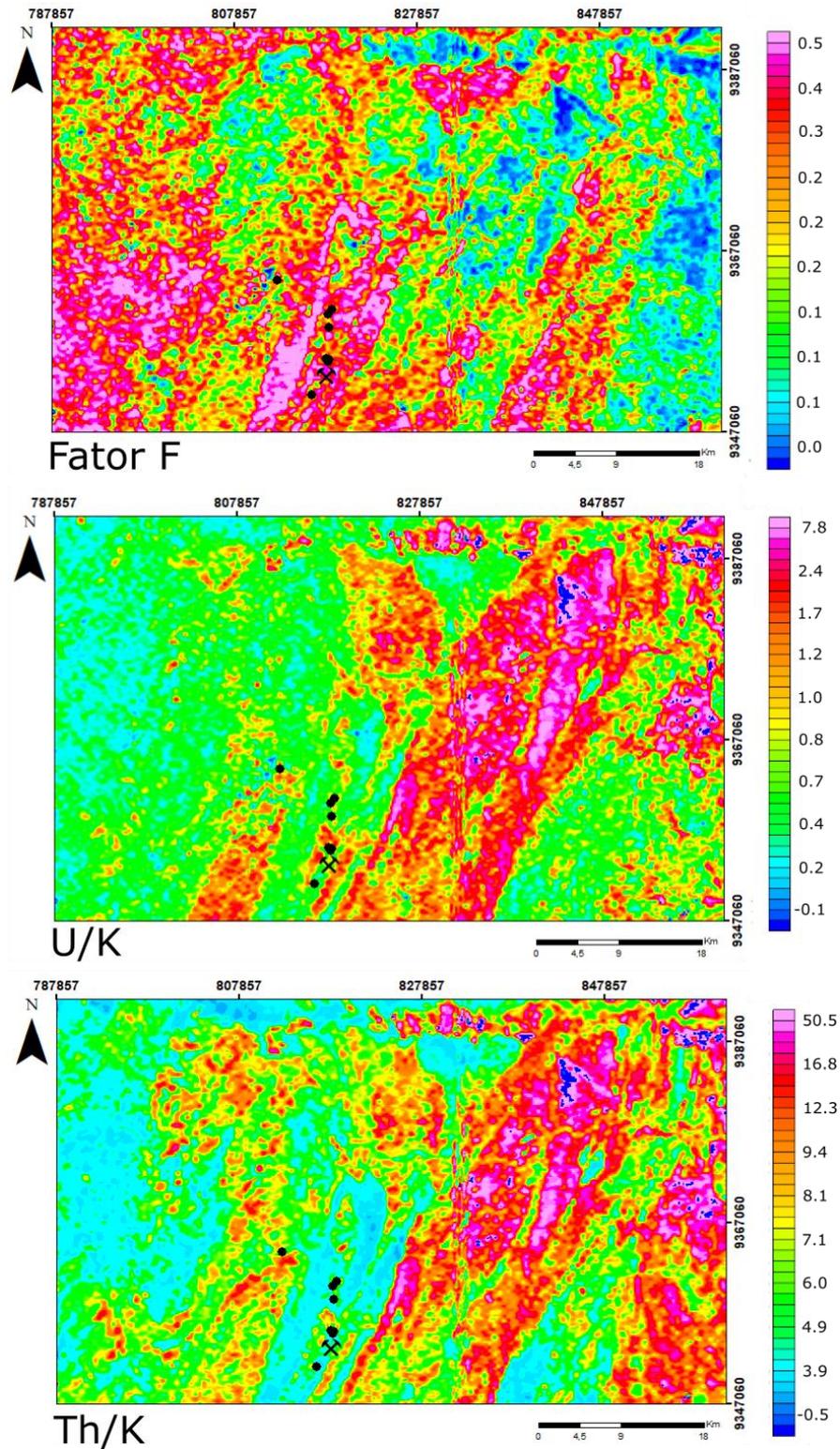
O mapa litológico foi categorizado segundo a probabilidade da ocorrência de skarns em cada litotipo (Figura 30). Foram atribuídos maiores valores para litotipos que continham lentes e camadas de mármore descritas em sua estratigrafia. Em seguida, foram atribuídos valores medianos a litotipos que não possuíam a presença de mármore na descrição de Costa et al. (2018), mas que havia ocorrências conhecidas, descritas em trabalhos como os de Souza Neto et al. (2008). Por fim, foram atribuídos valores mais baixos aos granitoides e rochas de origem ígnea da região.

Os lineamentos estruturais, por serem representados por linhas, foram também categorizados pela atribuição de uma área em seu entorno com 3,6 km de distância do seu centro. Cada área foi ainda dividida em trechos menores, com 400m cada, aos quais foram atribuídos pesos que iam decrescendo conforme aumentava a distância do centro do lineamento estrutural (Figura 31). Estes valores de área e suas subdivisões foram escolhidos de forma que fossem as menores possíveis, para tornar relevantes a associação com os lineamentos estruturais e geofísicos, porém abrangendo todos os pontos visitados em campo.

Aos valores geofísicos, que são dados contínuos, foram aplicadas funções de pertinência para o seu processo de normalização. Os dois mapas de razão, que possuíam uma correlação inversa, tiveram aplicadas funções do tipo *small*, para associar baixos valores às maiores probabilidades de ocorrências de skarns. O mapa de Fator F, assim como o de ASA, tinham uma relação direta com as ocorrências, e por isso foi utilizada a função de pertinência *large* em suas normalizações.

Após a etapa de parametrização e normalização, os seis dados foram cruzados a partir do operador difuso E, conforme esquema apresentado na Figura 32. Esta escolha ocorreu por este operador apresentar apenas os valores mais baixos do conjunto de dados, conforme a Equação (17). Logo, áreas associadas a regiões de altas probabilidades no mapa prospectivo, após normalização, possuem também altos valores em todos os dados utilizados como parâmetros na etapa de cruzamento, pois o menor valor do conjunto de dados é ainda muito alto.

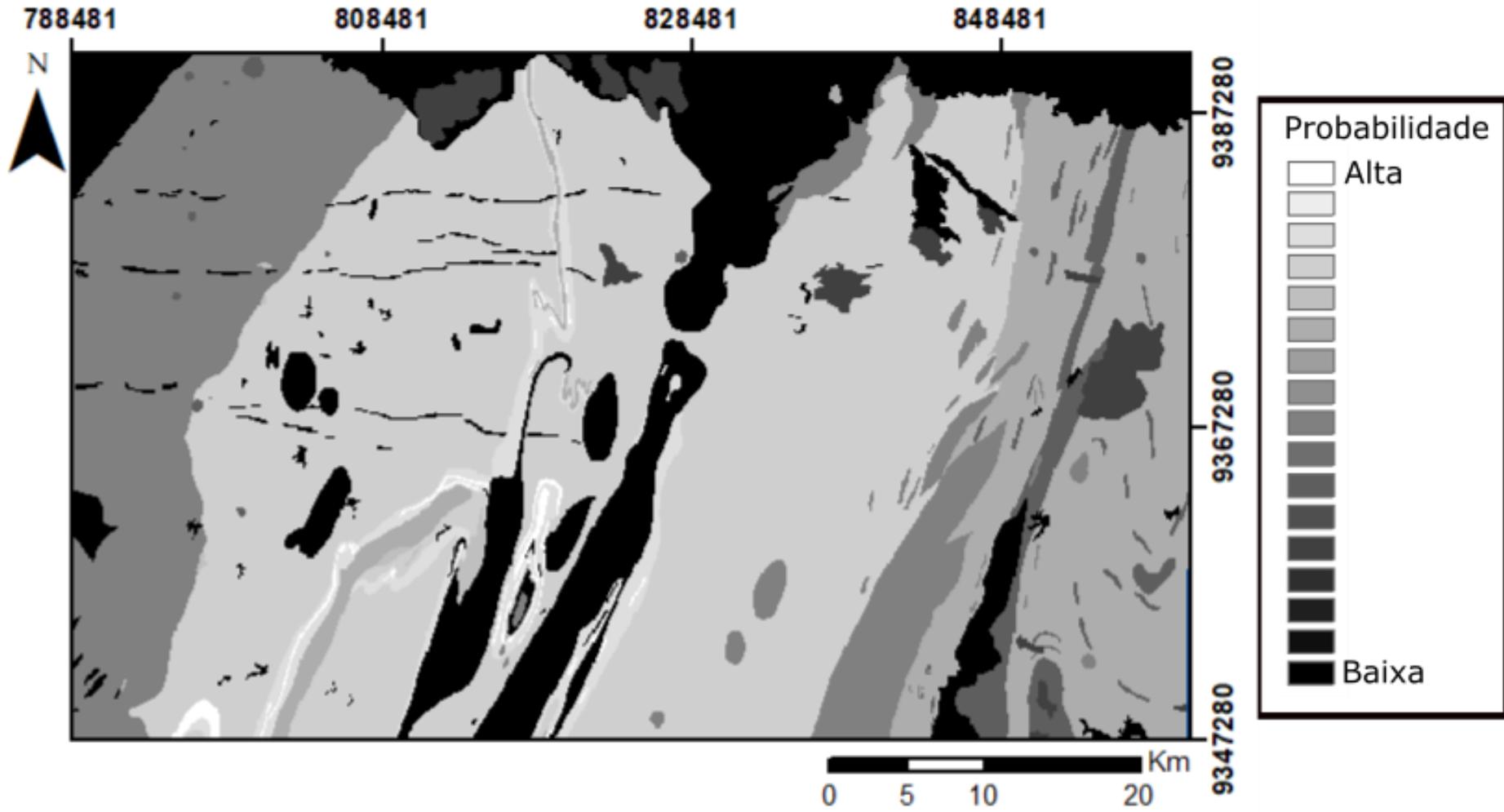
Figura 29 - Mapas gamaespectrométricos de Fator F e razões U/K e Th/K, com localização dos skarns e da Mina Bonfim.



Fonte: O autor (2019).

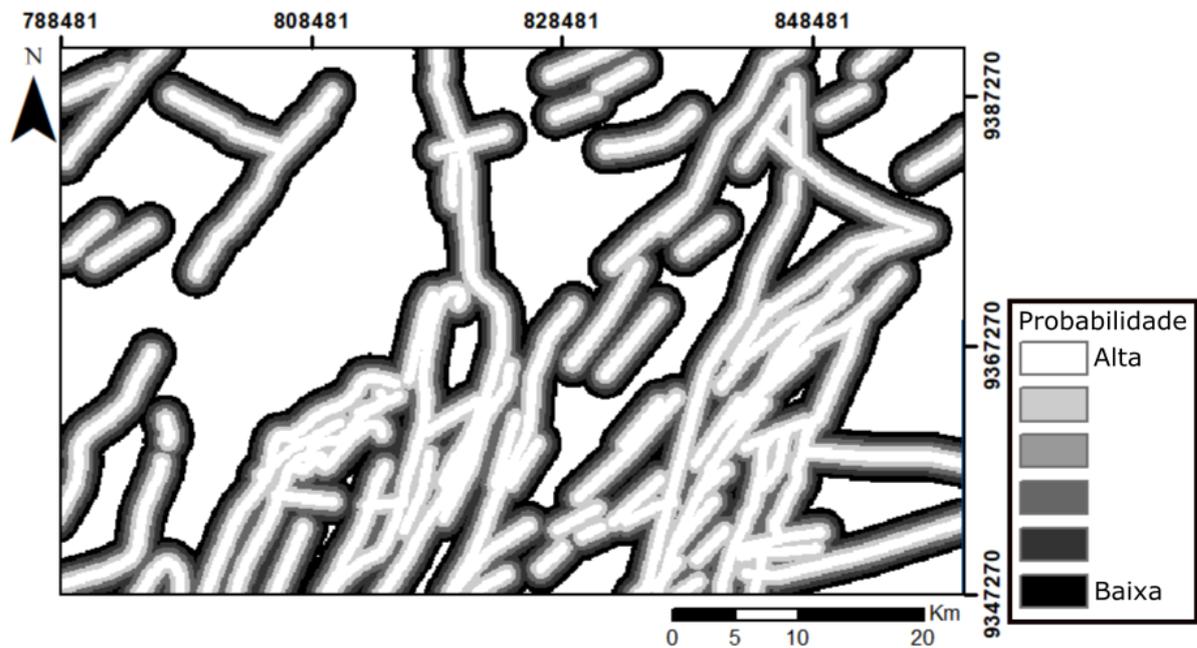
Os pontos pretos representam os pontos mapeados em campo. A Mina Bonfim está representada pelos martelos cruzados.

Figura 30 - Mapa litológico categorizado.



Fonte: O autor (2019).

Figura 31 - Mapa de lineamentos geofísicos e estruturais.



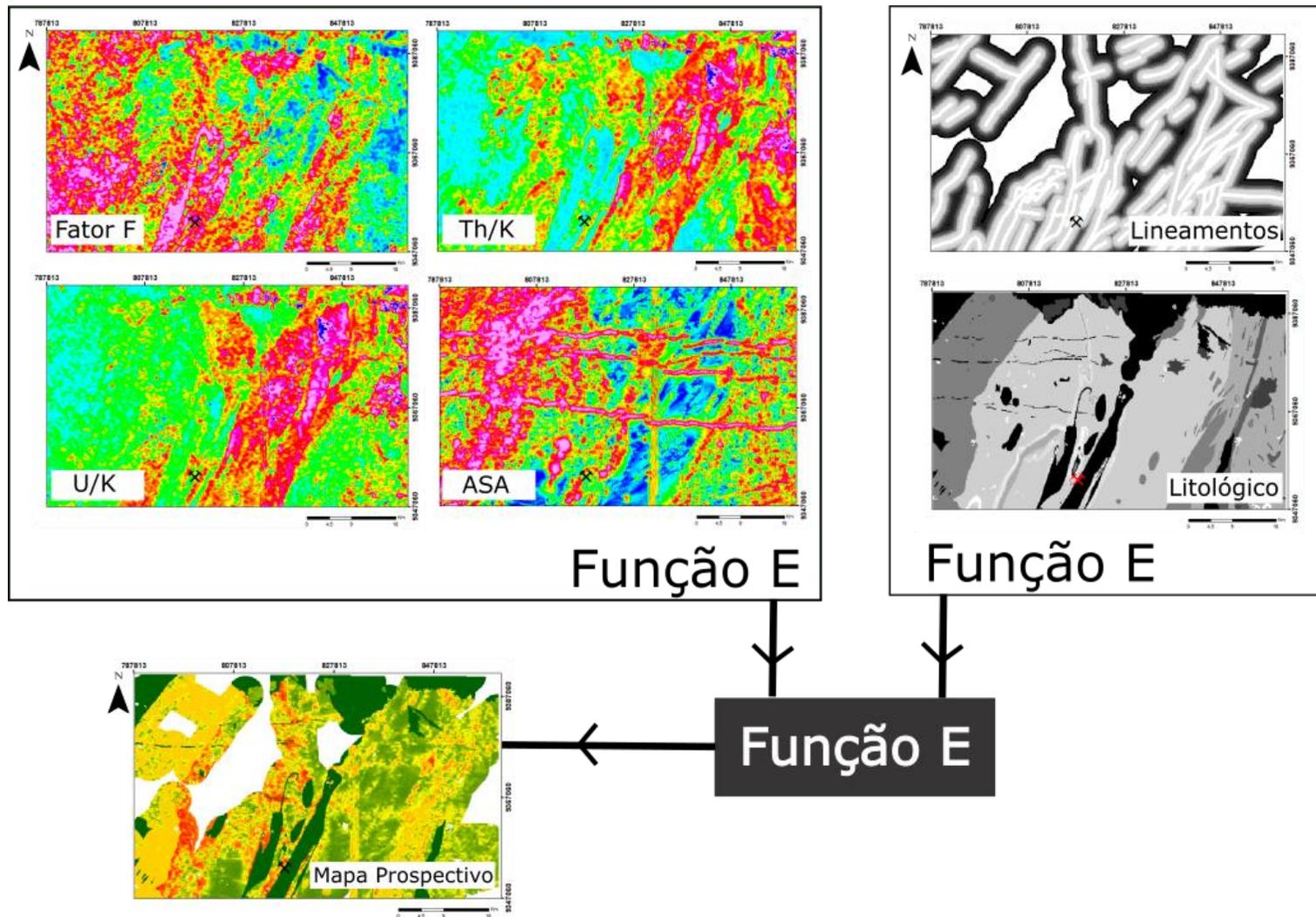
Fonte: O autor (2019).

A aplicação do operador em todos os dados gerou, enfim, o mapa de favorabilidade de skarns, conforme pode-se ver na Figura 33.

Para avaliar o percentual de acertos do mapa de favorabilidade resultante da metodologia apresentada neste trabalho, foram utilizados 77 pontos referentes a skarns do banco de dados cedido pela CPRM (Figura 33). Esta análise foi realizada visualmente, e a classificação foi feita a partir da coloração do mapa, sendo esta dividida em três categorias: alta, média e baixa probabilidades.

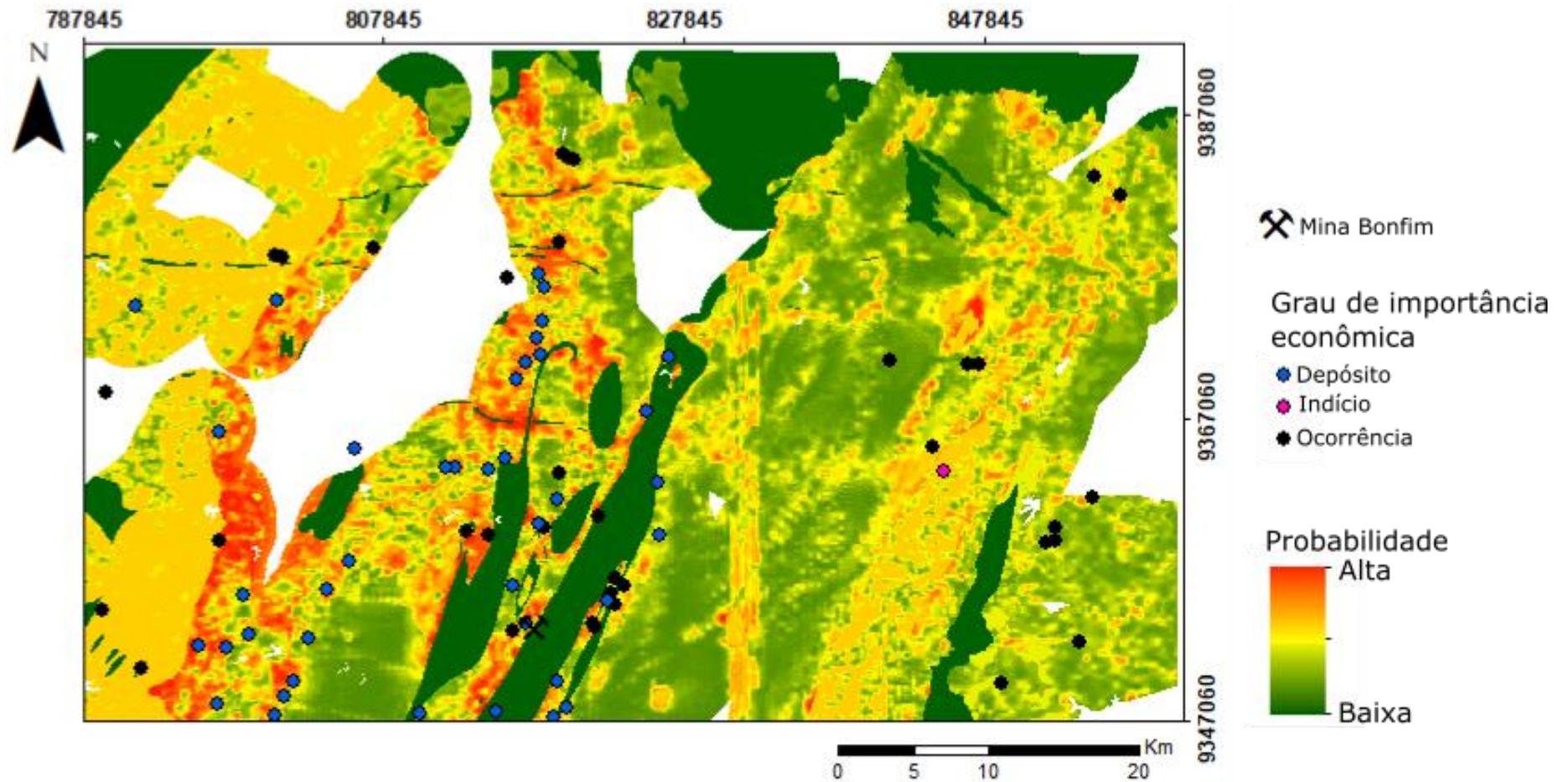
Quantitativamente, foi possível verificar que 78% dos skarns ocorrem em áreas de alta e média probabilidade, enquanto as ocorrências em áreas de baixa probabilidade são apenas 22% conforme gráfico na Figura 34A. Entretanto quando categorizados por importância econômica (divididos entre depósitos, ocorrências e indícios minerais), os depósitos possuem uma grande taxa de concordância com 63% de altas probabilidades, e apenas 16% de baixas probabilidades (Figura 34B).

Figura 32 - Esquema gráfico mostrando os mapas utilizados e os todos os passos para a criação do mapa de favorabilidade de ocorrência de skarns da região no entorno da Mina Bonfim.



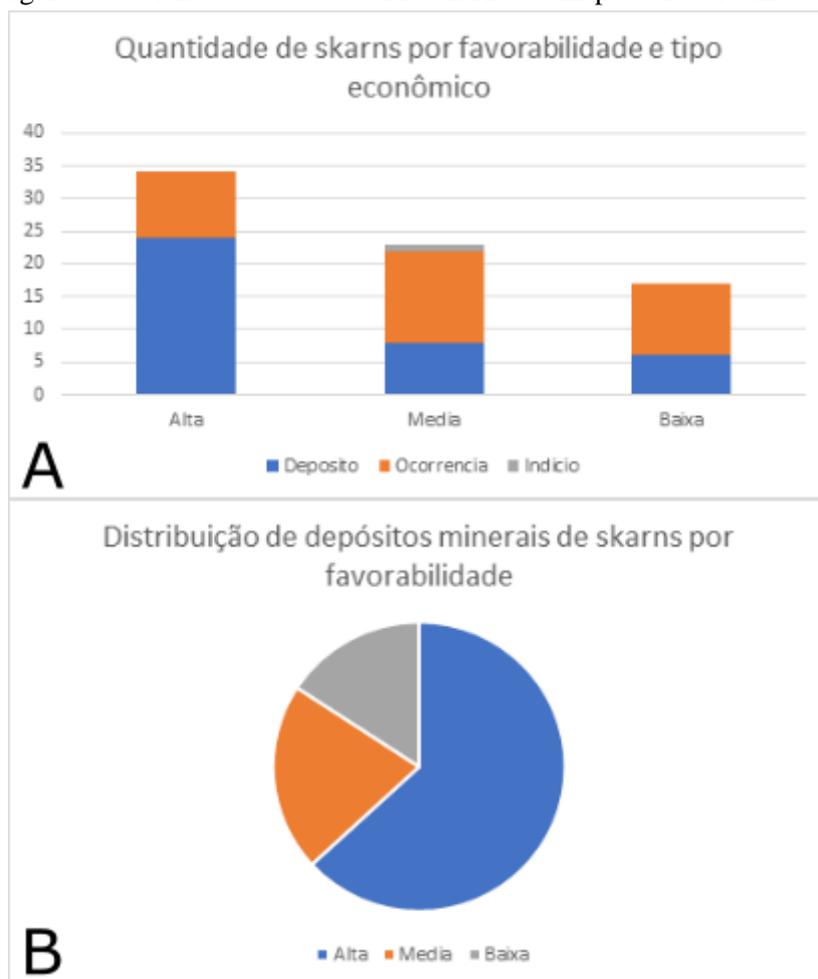
Fonte: O autor (2019).

Figura 33 - Mapa prospectivo de skarns com pontos utilizados na verificação do percentual de acerto do modelo.



Fonte: O autor (2019).

Figura 34 - Gráficos dos dados entre skarns e o mapa de favorabilidade.



Fonte: O autor (2019).

A) quantidade de skarns divididos por sua classificação econômica (depósito, ocorrência ou indício) e pela favorabilidade. B) quantidade de depósitos do tipo skarn divididos pela favorabilidade.

5 CONCLUSÕES

As conclusões do presente trabalho foram divididas entre a caracterização petrográfica e espectral, e o mapa prospectivo

5.1 CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA E ESPECTRAL DAS ROCHAS DO ENTORNO DA MINA BONFIM

Foram constatadas grandes mudanças nos espectros de reflectância em rochas expostas ao clima. Se tratando rochas intemperizadas, esta alteração pode causar uma atenuação das assinaturas espectrais dos minerais que compõe a rocha, dificultando sua identificação, conforme visto nas figuras Figura 12 e Figura 13.

Foi possível observar a partir da espectroscopia de reflectância a feição característica do hidrotermalismo através do pico na região do espectro entre 580 e 620 nm.

Além dessa característica que permite determinar a influência de hidrotermalismo nos mármores, a comparação dos três espectros do ponto HG-14 permitiu a diferenciação de skarns das suas rochas hospedeira. Neste ponto ocorrem mármores (HG-14A, Figura 17) e skarns (pontos HG-14B e C, Figura 23) distantes entre si algumas dezenas de metros. Analisando seus espectros é possível perceber a variação mineralógica entre os dois litotipos. É possível então que, através de dados de aerolevanteamento de boa resolução espacial, sejam delimitados os possíveis corpos mineralizados separando-os de sua rocha hospedeira, ou ainda detectar a presença de influência hidrotermal em determinados mármores, para posterior análise mais detalhada.

Foi também observada um aumento no tamanho das feições em 1410 e 2200 nm, relacionadas à sericita, em amostras de xisto do ponto HG-06 (Figura 19). Este aumento pode estar relacionado a hidrotermalismo causado pela intrusão de um corpo pegmatítico.

A avaliação espectral neste trabalho mostrou como típica a seguinte mineralogia para cada litotipo:

- Anfibólitos: actinolita, hornblenda, sericita e, pontualmente, caulinita;
- Mármores: calcita e actinolita;
- Xistos: sericita e biotita;

- Skarns: sericita, \pm diopsídio, \pm actinolita, \pm clorita, \pm epidoto, \pm biotita, \pm calcita, \pm prehnita;
- Solos: sericita, \pm clorita

Ficou clara, por isso, a diferenciação entre skarns e as rochas do entorno da MNSB através da análise espectral. Esta classificação é possibilitada pela diferença mineralógica entre os litotipos presentes na área, e com isso torna-se possível focar a pesquisa apenas em áreas com maior potencial exploratório.

Foi também verificado que os solos analisados possuem uma assinatura espectral onde são discriminados minerais de alteração como a clorita e a sericita. Existe, portanto, um bom potencial de estudo para determinar a associação entre feições do solo com a litologia da rocha subjacente a partir de semelhanças em suas assinaturas espectrais.

Por fim, há um aspecto relevante caracterizado por uma feição de reflectância em 2250 nm que pode se tratar de uma resposta à mistura entre minerais máficos e material carbonático, bastante coerente com a gênese deste tipo de corpo metassomático.

5.2 MAPA DE PROSPECTIVIDADE ATRAVÉS DE LÓGICA DIFUSA

Existe uma grande variedade de metodologias de aprendizagem de máquina sendo aplicadas nas geociências, cada uma com pontos fortes e fracos em relação a todas as etapas do processo. Devido às características do estudo e a quantidade de dados referentes aos aspectos geológicos dos skarns, foi escolhida a lógica difusa por seu caráter assistido e dirigido pelo conhecimento.

É importante, contudo, avaliar bem os pesos dados às informações disponíveis, assim como o tratamento dos dados e funções utilizadas para seu cruzamento, já que a escolha equivocada pode distorcer os resultados.

Apesar de contar com poucas ocorrências de skarns para classificar os dados geofísicos e adequá-los ao modelo, a técnica mostra-se bastante eficiente para o tipo de análise. O elevado índice de acertos, principalmente quando considerados apenas os depósitos em skarns, demonstra que apesar de ser um modelo preditivo baseado em favorabilidade, possui relevância e pode ser utilizado, em associação a outras técnicas, como um mapa prospectivo da região da FS no entorno da Mina Bonfim.

REFERÊNCIAS

- ABEDI, M.; NOROUZI, G.H.; FATHIANPOUR, N. Fuzzy outranking approach: A knowledge-driven method for mineral prospectivity mapping. **International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation**, v. 21, p. 556-567, 2013.
- ALMEIDA, F.M.M.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B.B.; FUCK, R.A. Brazilian structural provinces: an introduction. **Earth-Sciences Reviews**, v. 17, p. 1-29, 1981.
- ARCHANJO, C.J.; SALIM, J. Posição estratigráfica da Formação Seridó no contexto estratigráfico regional (RN-PB). In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 12., 1986, João Pessoa. **Anais...** João Pessoa, 1986. p. 270-281.
- BEZERRA, F.H.R.; AMARAL, R.F.; SILVA F.O.; SOUSA, M.O.L.; da FONSECA, V.P.; VIEIRA, M.M. Nota explicativa da folha Jardim do Seridó - SB-24-Z-B-V. 2007.
- BHATTACHARYYA, B.K. Continuous spectrum of the total-magnetic-field anomaly due to a rectangular prismatic body. **Geophysics**, v. 31, n. 1, p. 97-121, 1966.
- BLAKELY, R.J. **Potential theory in gravity and magnetic applications**. Cambridge University Press, 1996.
- BRITO NEVES, B.B. **Regionalização geotectônica do precambriano nordestino**. 1975. Tese de Doutorado. Universidade de São Paulo – Instituto de Geociências.
- BRITO NEVES, B.B.; SANTOS, E.J.; VAN SCHMUS, W.R. Tectonic history of the Borborema Province. In: CORDANI, U.G.; MILANI, E.J.; THOMAZ FILHO, A.; CAMPOS, D.A. (Eds.), **Tectonic evolution of South America**. 31st International Geological Congress. International Union of Geological Sciences, Rio de Janeiro, 2000.
- BROWN, W.; GROVES, D.; GEDEON, T. Use of fuzzy membership input layers to combine subjective geological knowledge and empirical data in a neural network method for mineral-potential mapping. **Natural Resources Research**, v. 12, n. 3, p. 183-200, 2003.
- CARRINO, T.A.; CRÓSTA, A.P.; TOLEDO, C.L.P.; SILVA, A.M. Hyperspectral remote sensing applied to mineral exploration in southern Peru: a multiple data integration approach in the Chapi Chiara gold prospect. **International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation**, v. 64, p. 287-300, 2017.
- CAXITO, F.; UHLEIN, A.; STEVENSON, R.; UHLEIN, G.J. Neoproterozoic oceanic crust remnants in northeast Brazil. **Geology**, v. 42, n. 5, p. 387-390, 2014.
- CHUNG, C.-J. F. Use of airborne geophysical surveys for constructing mineral potential maps. In: GOODFELLOW, W.D.; MCCUTCHEON, S.R.; PETER, J.M. (Org.). **Massive sulfide deposits of the Bathurst Mining Camp, New Brunswick, and Northern Maine**. Society of Exploration Geophysicists, v. 11, p. 879-891, 2003.

CLARK, R.N. Spectroscopy of rocks and minerals, and principles of spectroscopy. In: RENCZ, A.N. (Ed.). **Remote sensing for the Earth Sciences: Manual of remote sensing**, 3. ed., v. 3, p. 3-52, 1999.

CLARK, R.N.; SWAYZE, G.A.; GALLAGHER A.J.; KING, T.V.V.; CALVIN, W.M. The U.S. Geological Survey Digital Spectral Library: Version 1: 0.2 to 3.0 microns. **U.S. Geological Survey Open File Report**, n. 93, v. 1, 209 pp, 1993.

CORDELL, L.; GRAUCH, V.J.S. Mapping basement magnetization zones from aeromagnetic data in the San Juan Basin, New Mexico. In: HINZE, W.J. **The utility of regional gravity and magnetic anomaly maps**. Society of Exploration Geophysicists, p. 181-197, 1985.

COSTA, A.P.; CAVALCANTE, R.; DANTAS A.R.; CUNHA A.C.; BITTENCOURT, R.C.; SPISILA, A.L. Mapa geológico Província Mineral do Seridó: estados da Paraíba e Rio Grande do Norte. Recife: CPRM – Serviço Geológico do Brasil, 2018. 1 mapa color. 133 cm X 90 cm. Escala 1:350.000. Programa Geologia, Mineração e Transformação Mineral. Ação: Avaliação dos Recursos Minerais.

COSTA, A.P.; DANTAS, A.R. Folha Lajes – SB.24-X-D-VI, 2014. Recife: CPRM, 2014. Escala 1:100.000.

COSTA, M.A.C.; PERROTTA, M.M.; SOUZA FILHO, C.R. Resultados preliminares de espectroscopia de reflectância e imageamento hiperespectral na região da mina de scheelita de Brejuí (RN), Faixa Seridó, Província Borborema. **Anais do Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto**. Santos, 2017.

DANTAS, E.L.; ROIG, H.L. Folha João Câmara - SB.25-V-C-IV. Recife: CPRM, 2013. Escala 1:100.000.

DICKSON, B.L.; SCOTT, K.M. Interpretation of aerial gamma-ray surveys-adding the geochemical factors. **Journal of Australian Geology & Geophysics**, v. 17, p. 187-200, 1997.

DUCART, D.F. **Caracterização da alteração hidrotermal associada às ocorrências auríferas de Los Menucos, Argentina, por meio de técnicas de sensoriamento remoto e espectroscopia de reflectância**. 2004. 86 f. Tese de Doutorado. Universidade de Campinas – Instituto de Geociências, Campinas, 2004.

EBERT, H. The precambrian geology of the Borborema belt (states of Paraíba and Rio Grande do Norte, northeastern Brazil), and the origin of mineral resources. **Geologische Rundschau**, v. 59, n. 3, p. 1292-1326, 1970.

ENVIRONMENTAL SYSTEMS RESEARCH INSTITUTE. ArcMap: How fuzzy membership works, 2016. Disponível em: <<http://desktop.arcgis.com/en/arcmap/10.3/tools/spatial-analyst-toolbox/how-fuzzy-membership-works.htm>>. Acesso em: 13 de maio de 2019.

FERREIRA, C.A.; SANTOS, E.J. Folha Jaguaribe SE – SC-24.Z. Recife: CPRM, 2000. Escala 1:500.000.

GAFFEY, S.J. Spectral reflectance of carbonate minerals in the visible and near infrared (0.3-2.55 microns): calcite, aragonite, and dolomite. **American Mineralogist**, v. 71, n 1-2, p. 151-162, 1986.

GNOJEK, I.; PRICHYSTAL, A. A new zinc-mineralization detected by airborne gamma-ray spectrometry in Northern Moravia (Czechoslovakia). **Geoexploration**, v. 23, n. 4, p. 491-502, 1985.

HECKER, C.; MEIJDE, M.V.D.; MEER, F.D.V.D. Thermal infrared spectroscopy on feldspars – successes, limitations and their implications for remote sensing. **Earth-Science Reviews**, v. 103, n. 1-2, p. 60-70, 2010.

HOLLANDA, M.H.B.M.; SOUZA NETO, J.A.; ARCHANJO, C.J.; STEIN, H.; MAIA, A.C.S. Age of the granitic magmatism and the W-Mo mineralizations in skarns of the Seridó belt (NE Brazil) based on zircon U-Pb (SHRIMP) and Re-Os determinations. **Journal of South America Earth Sciences**, v. 79, p. 1-11, 2017.

HOLDEN E.-J.; DENTITH, M.; KOVESI, P. Towards the automated analysis of regional aeromagnetic data to identify regions prospective for gold deposits. **Computers & Geosciences**, v. 34, n. 11, p. 1505-1513, 2008.

HUNT, G.R. Near-infrared (1.3-2.4 μ m) spectra of alteration minerals – Potential for use in remote sensing. **Geophysics**, v. 44, n. 12, p. 1974-1986, 1979.

HUNT, G.R., Spectral signatures of particulate minerals in the visible and near infrared. **Geophysics**, v. 42, n. 3, p. 501-513, 1977.

IAEA. Guidelines for radioelement mapping using gamma ray spectrometry data. Technical Report Serie, n. 1363, 173p. International Atomic Energy Agency, Viena, 2003.

IAEA. Airborne gamma ray spectrometer surveying. Technical Report Serie, n. 323, 97p. International Atomic Energy Agency, Viena, 1991.

INFOESCOLA. Espectro eletromagnético. s/d. Disponível em: <<https://www.infoescola.com/fisica/espectro-eletromagnetico/>>. Acesso em 13 jun. 2019.

JARDIM DE SÁ, E.F.; SALIM, J. Reavaliação dos conceitos estratigráficos na região do Seridó (RN-PB). **Mineração e Metalurgia**, v. 80, n. 421, p. 16-28, 1980.

JARDIM DE SÁ, E.F.J. **A Faixa Seridó (Província Borborema, NE do Brasil) e o seu significado geodinâmico na Cadeira Brasileira/Pan-Africana**. 1994. 804 f. Tese de Doutorado. Universidade de Brasília – Instituto de Geociências, Brasília, 1994.

LANGMUIR, D.; HERMAN, J.S. The mobility of thorium in natural waters at low temperatures. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 44, p. 1753-1766, 1980.

LI, X. Understanding 3D analytic signal amplitude. **Geophysics**, v. 71, n. 2, p. 13-16, 2006.

MACLEOD, I.N.; VIEIRA, S.; CHAVES, A.C. Analytic signal and reduction-to-the-pole in the interpretation of total magnetic field data at low magnetic latitudes. *In: Anais do International Congress of the Brazilian Geophysical Society*, v. 3, p. 830-835. Rio de Janeiro, 1993.

MEDEIROS, V.C.; CAVALCANTE, R.; CUNHA, A.L.C.; DANTAS, A.R.; COSTA, A.P.; BRITO, A.A.; RODRIGUES, J.B.; SILVA, M.A. O furo estratigráfico de Riacho Fechado (Currais Novos/RN), Domínio Rio Piranhas-Seridó (Província Borborema, NE Brasil): Procedimentos e resultados. **Estudos Geológicos**, v. 27, n. 3, p. 3-44, 2017.

MINTY, B.R.S. A review of airborne gamma-ray spectrometric data-processing techniques. **Australian Government Publishing Service**, 48 p., Canberra, 1988.

MISSIO, M. **Modelos de EDP integrados à Lógica Fuzzy e Métodos Probabilísticos no tratamento de incertezas: uma aplicação à febre aftosa em bovinos**. 2008. 187 f. Tese de Doutorado. Universidade de Campinas – Instituto de Matemática, Estatística e Computação Científica, Campinas, 2008.

NABIGHIAN, M.N. Additional comments on the Analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section. **Geophysics**, v. 39, n. 1, p. 86-92, 1974.

NABIGHIAN, M.N. The analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section: it's properties and use for automated anomaly interpretation. **Geophysics**, v. 37, p. 507-517, 1972.

NEVES, S.P. Atlantica revisited: New data and thoughts on the formation and evolution of a long-lived continent. **International Geology Review**, v. 53, n. 11-12, p. 1377-1391, 2011.

NEVES, S.P. Proterozoic history of Borborema Province (NE Brazil): Correlations with neighboring crátons and Pan-African belts and implications for the evolution of western Gondwana. **Tectonics**, v. 22, n. 4, 2003.

NIKANEN, V.M.; OJALA, V.J.; SARAPAA, O.; HULKKI, H.; SARALA, P. Spatial modelling techniques and data integration using GIS for target scale gold exploration in Finland. **Proceedings of exploration**, p. 911-917, 2007.

PONTUAL, S.; MERRY, N.; GRAMSON, P. Spectral Interpretation Field Manual. GMEC. Spectral analysis guides for mineral exploration, 3ª Ed.: AusSpec International Ltda, v. III, 2008.

RIBEIRO, V.B. **Modelagem geofísica do Complexo Tapira - MG**. 2011. 117 f. Tese de Doutorado. Universidade de São Paulo – Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, São Paulo, 2011.

RIBEIRO, V.B.; MANTOVANI, M.S.M.; LOURO, V.H.A. Aerogamaespectrometria e suas aplicações no mapeamento geológico. **Terra Didática**, n. 10, p. 29-51, 2013.

- RIVARD, B.; TAPPERT, M.C.; TAPPERT, R.; FENG, J. Using reflectance spectroscopy to estimate the orientation of quartz crystals in rocks. **The Canadian Mineralogist**, v. 51, p. 405-413, 2013.
- ROEST, W.R.; PILKINGTON, M. Identifying remanent magnetization effects in magnetic data. **Geophysics**, v. 58, n. 5, p. 653-659, 1993.
- SALISBURY, J.W.; WALTER, L.S.; VERGO, N.; D'ARIA, D.M. Infrared (2.1-25 micrometers) spectra of minerals. **Johns Hopkins University Press**, 1991.
- SANTOS, E.J.; SOUZA NETO, J.A.; SILVA, M.R.R.; BEURLLEN, H.; CAVALCANTI, J.A.D.; SILVA, M.G.; DIAS, V.M.; COSTA, A.F.; SANTOS, L.C.M.L.; SANTOS, R.B. Metalogênese das porções norte e central da Província Borborema. In: SILVA, M.G.; NETO, M.B.R.; JOST, H.; KUYUMIAN, R.M. (Org.). **Metalogênese das Províncias Tectônicas Brasileiras**. 1ª ed. Brasília: CPRM, v. 1, p. 343-388, 2014.
- SANTOS, E.J. Contexto tectônico regional. In: MEDEIROS, V.C. (Org.). **Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Folha Aracaju/NE – SC.24-X**, Brasília: CPRM, p. 3-7, 2000.
- SILVA, S.M.P.; CRÓSTA, A.P.; FERREIRA, F.J.F.; BEURLLEN, H.; SILVA, A.M.; SILVA, M.R.R. Identificação gamaespectrométrica de pláceres rutilo-monazíticos neoproterozoicos no sul da Faixa Seridó, Nordeste do Brasil. **Revista Brasileira de Geofísica**, v. 28, n. 1, p. 61-77, 2010.
- SILVA, L.G. **Metodologia geofísica para discriminação de corpos intrusivos da Província Alcalina do Alto Parnaíba – MG**. 2006. 78 f. Dissertação de Mestrado. Universidade de Brasília – Instituto de Geociências, Brasília, 2006.
- SOUZA NETO, J.A.; LEGRAND, J.M.; VOLFINGER, M.; PASCAL, M.L.; SONNET, P. W-Au skarns in the Neo-Proterozoic Seridó Mobile Belt, Borborema Province in northeastern Brazil: an overview with emphasis on the Bonfim deposit. **Mineralium Deposita**, n. 43, n. 2, p. 185-208, 2008.
- SPECTOR, A.; GRANT, F.S. Statistical models for interpreting aeromagnetic data. **Geophysics**, v. 35, n. 2, p. 293-302, 1970.
- TAUXE, L. Essentials of paleomagnetism: Fifth web edition. Disponível em: <<https://earthref.org/MagIC/books/Tauxe/Essentials/>>. Acesso em: 28 de junho de 2019.
- THOMAS, M.; WALTER, M.R. Application of hyperspectral infrared analysis of hydrothermal alteration on Earth and Mars. **Astrobiology**, v. 2, n. 3, p. 335-351, 2002.
- VAN SCHMUS, W.R.; KOZUCH, M.; BRITO NEVES, B.B. Precambrian story of the Zona Transversal of the Borborema Province, NE Brazil: Insights from Sm-Nd and U-Pb geochronology. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 31, p. 227-252, 2011.

VERDUZCO, B.; FAIRHEAD, J.D.; GREEN, C.M.; MACKENZIE, C. New insights into magnetic derivatives for structural mapping. **The Leading Edge**, v. 23, p. 116-119, 2004.