



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

LÍLIA ALBUQUERQUE DA SILVA

**CARACTERIZAÇÃO ESPECTRAL DE SKARNS MINERALIZADOS EM W-Mo-
VESUVIANITA: o exemplo do *skarn* de Umbuzeiro Doce (PB)**

Recife

2022

LÍLIA ALBUQUERQUE DA SILVA

**CARACTERIZAÇÃO ESPECTRAL DE SKARNS MINERALIZADOS EM W-Mo-
VESUVIANITA: o exemplo do *skarn* de Umbuzeiro Doce (PB)**

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

Área de Concentração: Geoquímica, Geofísica e Evolução Crustal.

Orientadora: Profa. Dra. Thaís Andressa Carrino.

Coorientadora: Dra. Rosa Elvira Correa Pabón.

Recife

2022

Catálogo na fonte:
Bibliotecária Sandra Maria Neri Santiago, CRB-4 / 1267

S586c Silva, Lília Albuquerque da.
Caracterização espectral de skarns mineralizados em W-Mo-Vesuvianita: o exemplo do skarn de Umbuzeiro Doce (PB) / Lília Albuquerque da Silva. – 2022.
70 f.: il., fig., e tab.

Orientadora: Profa. Dra. Thaís Andressa Carrino.
Coorientadora: Dra. Rosa Elvira Correa Pabón.
Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal de Pernambuco. CTG. Programa de Pós-Graduação em Geociências. Recife, 2022.
Inclui referências.

1. Geociências. 2. Skarn. 3. Umbuzeiro doce. 4. Índice espectral. 5. Província Scheelitífera do Seridó. I. Carrino, Thaís Andressa (Orientadora). II. Correa Pabón, Rosa Elvira (Coorientadora). III. Título.

UFPE

551 CDD (22. ed.)

BCTG/2023-86

LÍLIA ALBUQUERQUE DA SILVA

**CARACTERIZAÇÃO ESPECTRAL DE SKARNS MINERALIZADOS EM W-Mo-
VESUVIANITA: o exemplo do *skarn* de Umbuzeiro Doce (PB)**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geociências da Universidade Federal de Pernambuco, Centro de Tecnologia e Geociências, como requisito parcial para a obtenção do título de Mestra em Geociências. Área de Concentração: Geoquímica, Geofísica e Evolução Crustal.

Aprovada em: 26/01/2022.

BANCA EXAMINADORA

Profa. Dra. Thais Andressa Carrino (Orientadora)
Universidade Federal de Pernambuco

Prof. Dr. Gustavo Macedo de Mello Baptista (Examinador Externo)
Universidade de Brasília

Prof. Dr. Sebastião Rodrigo Cortez de Souza (Examinador Externo)
Universidade Federal de Pernambuco

Dedico este trabalho aos meus queridos professores e orientadores Thaís Carrino e Lauro Montefalco sem os quais não teria concluído este projeto.

AGRADECIMENTOS

O presente trabalho foi realizado com apoio da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior Brasil (CAPES) - Código de Financiamento 001, considerando o período de agosto de 2017 a julho de 2019.

Agradeço imensamente ao apoio financeiro e emocional aos meus queridos professores Lauro Montefalco e Thaís Carrino, pelo qual sem os mesmos jamais teria conseguindo concluir este mestrado. Ficam aqui registrados as minhas eternas gratidões e boas lembranças adquiridas principalmente ao longo desses dois últimos anos. Não há como não falar e agradecer a imensa paciência da minha orientadora Thais Carrino em me estimular e me manter motivada com o trabalho. Além de uma grande orientadora uma grande amiga. Espero um dia poder retribuir tudo o que foi feito por mim.

Gostaria de agradecer a oportunidade dada pela minha coorientadora Rosa Pabón, dando todo o apoio técnico e pela disponibilidade em ajudar neste trabalho, viabilizando os estudos aqui presente com o incentivo do ITV (Instituto de Tecnologia da Vale).

Agradeço aos meus queridos amigos William Alexandre, Kátia Souza, Isis Gomes e Limeira que estiveram neste período difícil me dando força, ajudando e incentivando a me manter firme e não jamais desistir.

Agradeço o Departamento de Geologia por disponibilizar o LABGEM como apoio para a análises petrográficas. Em especial, agradeço a Neto por sempre ter ficado disponível para me acompanhar durante as análises microscópicas.

Agradeço aos meus familiares pelo apoio financeiro. Agradeço a Caroline Seabra por ter ajudado a me reinventar e a aprender a seguir pelos caminhos mais difíceis de forma leve e saudável.

Agradeço aos meus queridos colegas da “salinha dos pós” Douglas, Jefferson e Flávia, que compartilharam comigo bons momentos, além de sempre estarem disponíveis para bons conselhos acadêmicos e sempre estenderem a mão quando assim fosse necessário.

Por fim, agradeço a Deus por ter colocado pessoas maravilhosas em meu caminho, que a pesar de cada um passar por seus próprios desafios, não hesitaram em estender a mão e dedicar um pouco do seu tempo e paciência para me ajudar de

alguma forma. Sou extremamente grata por cada uma dessas almas que cruzaram meu caminho durante este período de pesquisa.

RESUMO

A Província scheelitífera do Seridó é conhecida pela ocorrência de depósitos minerais de *skarns* mineralizados principalmente em W, Mo e Au. Neste trabalho, estudou-se bolsões de *skarns* de Umbuzeiro Doce, localizado na cidade de Santa Luzia (PB). Para a caracterização mineral, foi utilizada a técnica de espectroscopia de reflectância associada à análise petrográfica. Foram utilizadas 61 curvas espectrais que foram normalizadas pela técnica de remoção do contínuo, onde foi possível individualizar as principais fases minerais, estabelecendo-se os seguintes zoneamentos minerais: (i) a zona de mármore, com feições de absorção em 2340 e 2475 nm (C-O); (ii) a zona de tremolita mármore, com absorções típicas em 1393 (OH) e 2313 nm (Mg-OH); (iii) a zona de granada-vesuvianita que apresenta absorção principal em 2215 nm (OH); (iv) a zona de diopsídio-hornblenda com feição de absorção característica em 1153 nm (Fe^{2+}); (v) a zona de wollastonita tardia, que não apresenta assinatura espectral diagnóstica. Cristais de molibdenita ocorrem na interface de mármore com zonas de alteração granada-vesuvianita e diopsídio-hornblenda. Apenas houve um registro de afloramento de mármore portador de cristais de vesuvianita violeta com potencial gemológico, diferenciada de outras variações por absorções de Cr^{3+} em ~548 e 680 nm. A partir das associações minerais e análise pontual da espectroscopia de reflectância, foram gerados índices espectrais, de forma a automatizar e otimizar a identificação de zonas potenciais à exploração de Mo, W e de vesuvianita gemológica. Os índices elaborados foram o índice espectral de mármore ($MI = \rho_{2414} \text{ nm} / \rho_{2475} \text{ nm}$), o índice espectral de tremolita mármore ($TMI = \rho_{1360} \text{ nm} / \rho_{1393} \text{ nm}$), o índice espectral da zona de granada-vesuvianita ($GVI = \rho_{2140} \text{ nm} / \rho_{2215} \text{ nm}$); o índice espectral da zona de diopsídio-hornblenda ($DHI = (\rho_{500} \text{ nm} / \rho_{1153} \text{ nm}) / \rho_{1380} \text{ nm}$), e o índice espectral de vesuvianita violeta ($VVI = \rho_{476} \text{ nm} / \rho_{548} \text{ nm}$). Esta metodologia baseada na caracterização espectral e criação de métricas espectrais pode ser usada como guia exploratório para ocorrências e depósitos de Mo e/ou W e vesuvianita violeta que apresentem um zoneamento mineral semelhante ao de Umbuzeiro Doce.

Palavras-chave: *skarn*; umbuzeiro doce; índice espectral; província Scheelitífera do Seridó.

ABSTRACT

The Seridó Scheelitiferous Province is known for the occurrence of W-, Wo- and Au-bearing skarn deposits. In this work, skarn pockets of Umbuzeiro Doce, located in the municipality of Santa Luzia (PB), were studied. For the mineral characterization, the reflectance spectroscopy technique was used, in association with petrographic analysis. Sixty-one reflectance spectra were obtained and normalized by the continuum removal technique. It was possible to discriminate the main mineral phases, and establish the following mineral zones: (i) the marble zone, with main absorption features at 2340 and 2475 nm (C-O); (ii) the tremolite marble zone, with main absorption features at 1393 (OH) and 2313 nm (Mg- OH); (iii) the garnet-vesuvianite zone, with main absorption feature at 2215 nm (OH); (iv) the diopside-hornblende zone, marked by a broad absorption feature at 1153 nm (Fe^{2+}); (v) the late wollastonite zone, which does not present a diagnostic spectral signature. Molybdenite crystals occur at the interface of marble with garnet-vesuvianite and diopside- hornblende alteration zones. Only one record of a violet vesuvianite-bearing marble outcrop was observed, attesting the presence of attractive crystals for gemological use; these vesuvianite are scarce and marked by Cr^{3+} absorption features at ~548 and 680 nm. Based on the mineral associations and the point spectral analysis, spectral indices were produced to automate and optimize the identification of potential zones for the exploration of Mo, W and gemological vesuvianite. The indices created in this work comprise the marble spectral index ($\text{MI} = \rho_{2414 \text{ nm}}/\rho_{2475 \text{ nm}}$), the tremolite marble spectral index ($\text{TMI} = \rho_{1360 \text{ nm}}/\rho_{1393 \text{ nm}}$), the garnet-vesuvianite zone index ($\text{GVI} = \rho_{2140 \text{ nm}}/\rho_{2215 \text{ nm}}$), the diopside-hornblende zone index ($\text{DHI} = (\rho_{500 \text{ nm}}/\rho_{1153 \text{ nm}})/\rho_{1380 \text{ nm}}$), and the violet vesuvianite index ($\text{VVI} = \rho_{476 \text{ nm}}/\rho_{548 \text{ nm}}$). This methodology based on spectral characterization and creation of spectral metrics can be used as an exploratory guide for Mo and/or W and violet vesuvianite occurrences and deposits that present a mineral zoning like the Umbuzeiro Doce target.

Keywords: skarn; umbuzeiro doce; spectral index; Scheelitiferous Province.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

- Figura 1 – Mapa de localização da área de estudo na região Santa Luzia (PB). 19
- Figura 2 – Mapa simplificado da Província Borborema (A), e (B) mapa do Domínio Seridó e da Província Scheelitífera do Seridó, localizadas no Domínio Rio Grande do Norte. Retângulo azul mostra a região de Santa Luzia (PB), onde está localizada o *skarn* de Umbuzeiro Doce. 25
- Figura 3 – Mapa geológico da região de Santa Luzia (PB), e indicação da área de ocorrência do *skarn* de Umbuzeiro Doce. 29
- Figura 4 – Aspecto geral de três bolsões de *skarns* inseridos em mármore, na região de Santa Luzia (PB), investigados nesse trabalho. 34
- Figura 5 – (A) Exemplo de afloramento de micaxisto fortemente intemperizado da Formação Seridó, com ocorrência de incipiente zona de alteração hidrotermal no contato com mármore da Formação Jucurutu (retângulos pontilhados). (B) Detalhe de zona de alteração composta, majoritariamente, por diopsídio-hornblenda (Di-Hbl) e granada-vesuvianita (Grt-Ves) 35
- Figura 6 – Exemplo de afloramento de mármore bandado e curvas espectrais de refletância marcadas por feições de C-O, Mg-OH e Fe²⁺. 36
- Figura 7 – (A) Detalhe de cristal de calcita com inclusão de apatita. (B) Cristais de calcita com contato sinuoso entre si. (C) Cristal de calcita com minerais opacos ocupando os interstícios de suas clivagens. (D) Detalhe em luz transmitida do cristal de pirita que se cristalizou a partir de fraturas existentes nos cristais de calcita. 37
- Figura 8 – Exemplo de tremolita mármore, em proximidade com bolsões de *skarn*, e curvas de refletância mostrando a presença de tremolita. 38
- Figura 9 – (A) Cristais de calcita, a nicóis cruzados, de primeira e segunda geração. Os cristais de segunda geração apresentam contato 39

poligonal definindo um ponto tríplice que indica recristalização intensa deste mineral. Os cristais de calcita apresentam pockets de quartzo inclusos. (B) Transição entre a textura nematoblástica definida pelos cristais de tremolita, e a granoblástica definida pelos cristais de calcita a nicóis cruzados. (C) Cristais de tremolita a nicóis cruzados definindo a textura nematoblástica e apresentando alta birrefringência. (D) Cristal de calcita à luz transmitida com inclusões de pirita.

Figura 10 – (A) Aspecto geral do afloramento da zona de alteração granada-vesuvianita de coloração castanha (zona de alteração), (B) espectros de refletância típicos deste zoneamento hidrotermal, e (C) detalhe de ocorrência de molibdenita na interface de zonas alteradas. 40

Figura 11 – (A) Detalhe de cristal de granada em contato com cristal de vesuvianita com inclusões de pequenos cristais de diopsídio anédricos a nicóis paralelos em luz transmitida. (B) Detalhe de cristal de granada em contato com cristal de vesuvianita com inclusões de pequenos cristais de diopsídio anédricos a nicóis cruzados em luz transmitida. (C) Detalhe da textura poiquiloblástica em vesuvianita e granada com inclusões de diopsídio à nicóis cruzados em luz transmitida. (D) Contato reto entre cristal de vesuvianita e cristal de granada. A vesuvianita ocorre inclusa dentro da granada. Imagem a nicóis cruzados em luz transmitida 41

Figura 12 – (A) Aspecto do afloramento da zona de diopsídio-hornblenda do alvo Umbuzeiro Doce. Setas indicam a zona de alteração tardia, composta de wollastonita. (B) Caracterização espectral da zona rica em diopsídio-hornblenda. 42

Figura 13 – (A) Detalhe dos cristais de quartzo que formam entre si contato poligonal definindo um ponto tríplice (ver seta) que indica recristalização intensa deste mineral a nicóis paralelos e (B) a nicóis cruzados. (C) Visão geral da lâmina mostrando cristais de hornblenda anédricos e a presença de microclima. (D) Detalhe 44

dos cristais de quartzo que ocorrem com a presença de diopsídio e hornblenda no seu entorno com contatos poligonais ou não. (E) Diopsídio com clivagem, em contato com o cristal de quartzo. (F) Cristal de hornblenda com sua clivagem de 120° em contato com cristal de quartzo.

- Figura 14 – (A) Exemplo de ocorrência de zona rica em wollastonita, com presença de cristais de vesuvianita na interface dessa zona com outras. (B) Curva espectral de refletância representativa da zona de alteração da wollastonita, com feições de absorção de vesuvianita que ocorrem pontualmente. 46
- Figura 15 – Aspecto de único afloramento visitado de mármore portador de cristais de vesuvianita violeta. 47
- Figura 16 – (A) Detalhe de cristais de tremolita em hábito fibroso em contato com cristais de hornblenda subédricos a nicóis paralelos e (B) cruzados, em luz transmitida. (C) Detalhe de inclusões da calcita em cristais de vesuvianita a nicóis paralelos e (D) cruzados, em luz transmitida. 47
- Figura 17 – (A) Curva espectral de refletância de cristais de vesuvianita violeta. (B) Fotografia de cristal de vesuvianita violeta usando microscópio gemológico Schneider (Stemi 2000-C). Notar a presença de feições de absorção em cerca de 548 e 680 nm, causadas pela transição eletrônica em íons de Cr^{3+} . 48
- Figura 18 – Curvas espectrais de refletância normalizadas das principais zonas minerais encontradas em Umbuzeiro Doce, para fins de comparação e interpretação do potencial para diferenciação entre elas usando a espectroscopia de refletância. 52
- Figura 19 – (A) Aplicação piloto de índices espectrais de mármore e (B) tremolita mármore, em 61 espectros de refletância representativos de cada principal zona mineral de Umbuzeiro Doce. 58
- Figura 20 – (A) Aplicação piloto de índices espectrais da zona da granada-vesuvianita e (B) diopsídio-hornblenda, em 61 espectros de refletância representativos de cada principal zona mineral de 59

Umbuzeiro Doce.

Figura 21 – (A) Aplicação piloto de índices espectrais da zona de alteração 60
com vesuvianita violeta e (B) comparação gráfica da resposta
entre o índice da zona da granada-vesuvianita e o índice da
zona da vesuvianita violeta.

LISTA DE TABELAS

- Tabela 1 – Principais associações minerais dos depósitos de *skarns* em relação à fase do metamorfismo. 23
- Tabela 2 – Lista de minerais com feições espectrais diagnósticas usando um ASD-FieldSpec e potenciais índices espectrais propostos. 53

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	16
1.1	JUSTIFICATIVA E RELEVÂNCIA	17
1.2	OBJETIVOS	18
1.3	LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO	18
1.4	MATERIAL E MÉTODO	20
1.4.1	Petrografia	20
1.4.2	Espectroscopia de refletância e integração com dados mineralógicos	20
2	DEPÓSITOS DE SKARNS	22
3	CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	24
3.1	PROVÍNCIA BORBOREMA	24
3.1.1	A Faixa Seridó e as mineralizações skarníferas associadas	26
3.2	TRABALHOS PRÉVIOS NA OCORRÊNCIA DE SKARN DE UMBUZEIRO DOCE	28
4	A ESPECTROSCOPIA DE REFLECTÂNCIA E APLICAÇÕES EM EXPLORAÇÃO MINERAL	31
4.1	PRINCIPAIS TRABALHOS EM SKARNS UTILIZANDO SENSORIAMENTO REMOTO	31
5	RESULTADOS	34
5.1	MICAXISTO	34
5.2	MÁRMORE	35
5.3	TREMOLITA MÁRMORE	37
5.4	ZONA DE ALTERAÇÃO GRANADA-VESUVIANITA	39
5.5	ZONA DE ALTERAÇÃO DIOPSÍDIO-HORNBLENDA	41
5.6	ZONA DE ALTERAÇÃO DA WOLLASTONITA	45
5.7	OCORRÊNCIA LOCAL DE VESUVIANITA VIOLETA	46
6	DISCUSSÃO	49
6.1	O USO DA ESPECTROSCOPIA DE REFLETÂNCIA COMO FERRAMENTA PROSPECTIVA EM OCORRÊNCIAS OU DEPÓSITOS SKARNÍFEROS SIMILARES AO ALVO UMBUZEIRO DOCE	50

7	CONSIDERAÇÕES FINAIS	62
	REFERÊNCIAS	64

1 INTRODUÇÃO

Skarns são rochas formadas por processos metassomáticos em ambientes metamórficos, através de metamorfismo regional e de contato (MEINERT, 1992). Sua importância se dá pelo fato de hospedarem minerais de importância econômica como Au, W, Cu, Mo e Wo. No nordeste brasileiro, importantes depósitos de *skarns* são explorados desde a década de 40 para fins metalúrgicos com a extração de tungstênio em scheelitas (SOUZA NETO *et al.*, 2008). Estes depósitos são localizados no domínio norte da Província Borborema, onde extensas zonas de cisalhamento se desenvolveram e intenso magmatismo brasileiro/cambriano é registrado. Os depósitos mais conhecidos são localizados nas minas Brejuí, Bodó e Bonfim, localizados no estado do Rio Grande do Norte (SOUZA NETO *et al.*, 2008).

Neste trabalho, optou-se por utilizar a técnica de espectroscopia de refletância para se obter uma caracterização da ocorrência de *skarn* de Umbuzeiro Doce, localizado no Estado da Paraíba, no nordeste brasileiro. Este *skarn* é conhecido por apresentar ocorrência principalmente de vesuvianitas violetas. Tal ocorrência não é observada, até o momento, em outros depósitos de *skarns* próximos a este. Sendo por isto, uma ocorrência única e que pode nos fornecer informações sobre sua gênese, que venham facilitar a identificação de outros depósitos semelhantes com potencial econômico.

A caracterização de depósitos ou ocorrências minerais por meio da técnica de espectroscopia nos ajuda não apenas na caracterização mineralógica, mas também pode nos fornecer informações sobre possíveis minerais guias, que estejam presente neste depósito/ocorrência, e que podem indicar e caracterizar a ocorrência deste tipo de mineral. É uma técnica que já vem sendo utilizada em diversos depósitos, com o objetivo de definir padrões espectrais que indiquem a presença de minerais de interesse para o mercado. Primeiro são realizadas medições espectrais, onde a partir dessas é desenvolvido um modelo espectral, que ajudará a identificar as ocorrências minerais de outra ocorrência ou jazida que apresente o mesmo tipo de mineralogia, facilitando atividades de exploração mineral semelhantes ao redor do mundo.

Desta forma, este trabalho apresenta um estudo sobre a caracterização das assinaturas espectrais obtidas por meio da técnica de espectroscopia de refletância

com o auxílio de lâminas delgadas petrográficas, onde foi elaborado um modelo espectral da mineralização da ocorrência de Umbuzeiro Doce.

1.1 JUSTIFICATIVA E RELEVÂNCIA

Por terem uma grande variação composicional, textural e mineral, os *skarns* possuem uma vasta gama de associações minerais que podem ser encontradas relacionadas a ele. O que pode influenciar no tipo de ocorrência mineral são características como tipo de protólito, profundidade de formação, composição de fluidos hidrotermais, razão fluido/rocha (MEINERT *et al.*, 2005). Assim sendo, vários tipos de *skarns* podem ser encontrados ao redor do mundo, sendo importante a caracterização de cada depósito já conhecido para que sejam comparados a outros depósitos de gêneses semelhantes e assim facilitar o trabalho de futuras pesquisas.

A aplicação da espectroscopia de reflectância para a caracterização dos depósitos minerais mostra uma tendência de crescimento. Isso ocorre porque a caracterização espectromineralógica nos dá uma relação não só composicional, mas também pode indicar minerais guias que ocorrem geralmente associados ao mineral de interesse econômico; esses minerais guias podem indicar/vetorizar locais mais prováveis em que o mineral de interesse econômico poderá ocorrer.

No Brasil, COSTA *et al.* (2017) e MESQUITA *et al.* (2019) aplicaram a técnica de espectroscopia de reflectância no estudo de rochas alteradas dos depósitos Brejuí e Bonfim (RN), respectivamente, determinando-se, como guia espectral para setorização das mineralizações, as assinaturas espectrais de ilita fengítica, clorita e gipso (minerais estes associados à zona mineralizada em W-Mo no depósito Brejuí), e da prehnita (filossilicato cálcico geneticamente relacionado com ouro, bismutinina e outros sulfetos, no caso da mineralização de Au-Bi-Te no depósito Bonfim). No exterior, destacam-se estudos sistemáticos feitos no *skarn* Ludwig (Nevada, Estados Unidos), que permitiram a caracterização espectral de dolomitos metassomatizados associados com o minério de Cu (WINDELER; LYON, 1991, CUDAHY *et al.*, 2001), além de estudos espectrais feitos em outras localidades mundiais (e.g. GUO *et al.*, 2019; TIAN *et al.*, 2019).

A aplicação da técnica de espectroscopia de reflectância para estudos de ocorrências e depósitos de *skarns* mineralizados em molibdenita e/ou scheelita-vesuvianita cuja mineralogia difere, em partes, de alvos skarníferos previamente

estudados na literatura, nos mostra a necessidade do emprego sistemático de tecnologias espectrais para caracterizar o depósito ou a ocorrência skarnífera a fim de se criar guias ou vetores espectrais das zonas de alteração distal à proximal. O uso desta técnica espectroscópica pode favorecer a determinação de novas informações e guias espectrais para uso na exploração de alvos similares ao de Umbuzeiro Doce, objeto de estudo deste trabalho, que possam ocorrer na Província Scheelífera do Seridó e em outras localidades mundiais.

1.2 OBJETIVOS

Realizar a caracterização espectral da ocorrência skarnífera de Umbuzeiro Doce, de forma a acrescentar uma nova metodologia para a prospecção de W-Mo-vesuvianita na região do nordeste brasileiro.

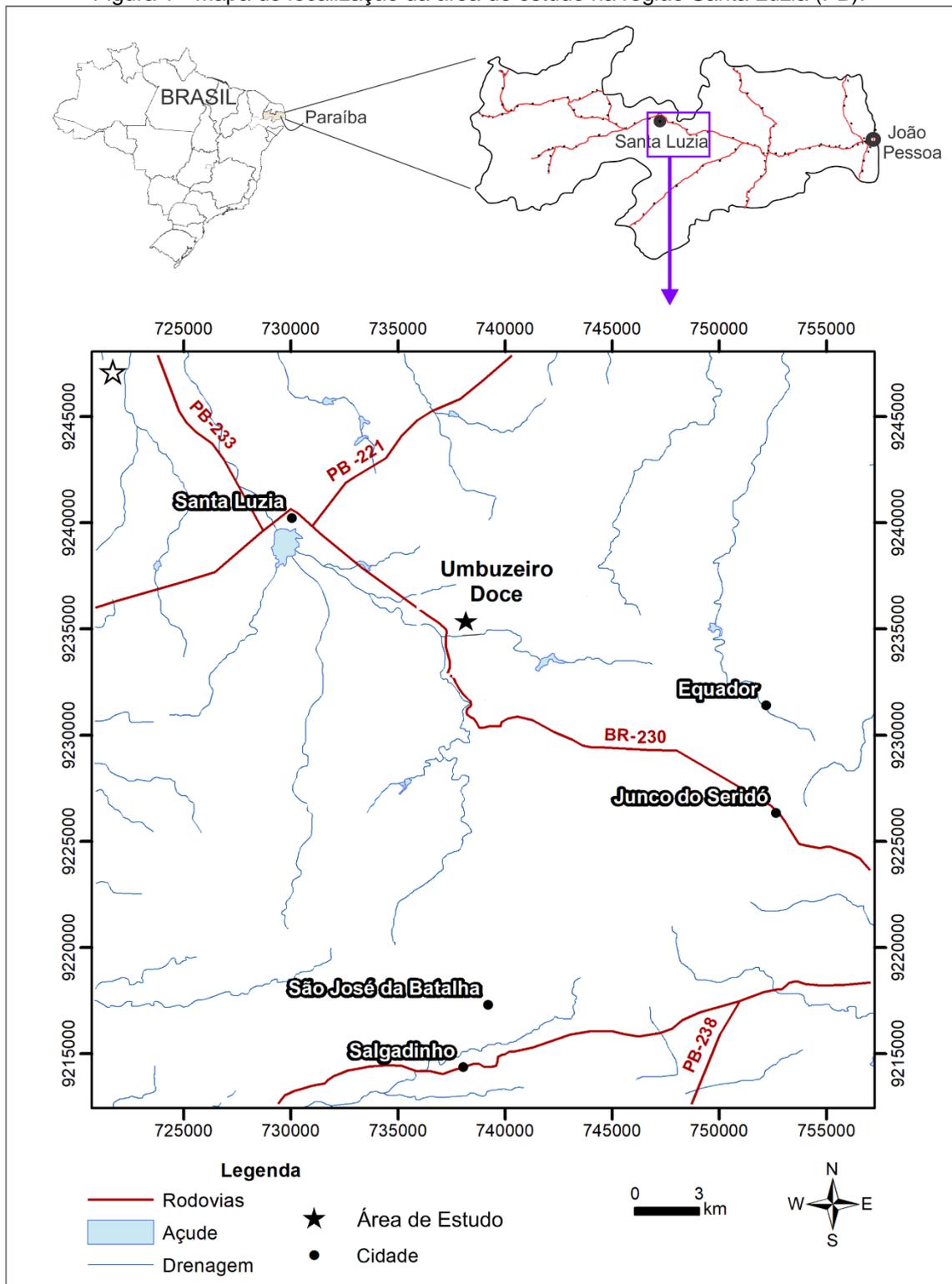
Os objetivos específicos são:

1. Produzir uma biblioteca espectral de rochas encaixantes e do zoneamento hidrotermal de bolsões de *skarn* de Umbuzeiro Doce, para servir de referência para estudos deste tipo de *skarn*;
2. Identificar as assinaturas espectrais de minerais guias de cada zona de alteração que auxiliem na vetorização da proximidade de ocorrências de minério (e.g., W, Mo e/ou vesuvianita gemológica);
3. Criar um modelo espectral de exploração de mineralização do tipo scheelitamolibdenita-vesuvianita gemológica, baseado na formulação de índices espectrais que possam automatizar e otimizar a setorização zonas potenciais à prospecção.

1.3 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo está localizada no estado da Paraíba, no nordeste brasileiro, próximo à cidade de Santa Luzia. O acesso à localidade de Umbuzeiro Doce se dá pela BR-230 com sentido à Santa Luzia, e em seguida por uma estrada de terra. A área está situada nas coordenadas, 0738494 W e 9235114 S do sistema de projeção Universal Transversa de Mercator (UTM), zona 24 sul (Figura 1).

Figura 1 - Mapa de localização da área de estudo na região Santa Luzia (PB).



Fonte: O Autor (2022).

1.4 MATERIAL E MÉTODO

Para este estudo, foi visitado um afloramento representativo do *skarn* do Umbuzeiro Doce, localizado no município de Santa Luzia (PB), sob as coordenadas: zona 24S UTM 0738494 W; UTM 9235114 S. Este afloramento consiste em uma antiga cava garimpeira, atualmente abandonada. Foi coletado um total de 28 amostras, desde rochas encaixantes (xisto e mármore) às zonas de alteração do *skarn* e uma ocorrência rica em vesuvianita violeta. As amostras coletadas foram destinadas à confecção de lâminas petrográficas e análises espectrais por espectroscopia de reflectância.

1.4.1 Petrografia

Foram confeccionadas 16 seções delgadas e polidas para análise mineralógica e textural. As seções delgadas foram analisadas em um microscópio petrográfico marca Olympus modelo BX51 com câmera acoplada Olympus DP26, sob luz transmitida ou refletida, do Laboratório de Gemologia e Evolução Crustal (LABGEM) do Departamento de Geologia da UFPE. As seções foram descritas sobre seu conteúdo mineralógico, percentual de minerais (método da visada), e aspectos texturais. Amostras milimétricas de cristais de vesuvianita violeta foram fotografadas utilizando um microscópio gemológico Schneider (Stemi 2000-C), com câmera fotográfica acoplada, do mesmo laboratório.

1.4.2 Espectroscopia de reflectância e integração com dados mineralógicos

Foram encaminhadas para análise de espectroscopia de reflectância cerca de 28 amostras, abrangendo desde rochas como mármore, até bolsões skarníferos e ocorrência de vesuvianita violeta. As medidas espectroscópicas foram executadas no Instituto Tecnológico Vale (ITV), localizado em Ouro Preto (MG), utilizando um espectrorradiômetro FieldSpec®4 *High Resolution Next Generation*, que é marcado por 2151 canais na faixa de 350 a 2500 nm (MALVERN PANALYTICAL, 2019). Além disto, foi realizada a leitura do branco analítico utilizando uma placa de referência Spectralon® para a calibração do instrumento analítico. Para a interpretação dos espectros de reflectância, foi empregado o *software* gratuito Hyperspectral Python

(HypPy; <https://blog.utwente.nl/bakker/hyppy/>) para a visualização e interpretação qualitativa de curvas espectrais de refletância (HECKER *et al.*, 2019). O *software* licenciado Excel (Microsoft Office®) foi usado para organizar os dados espectrais em formato *ascii* e para se testar o cálculo de índices espectrais, enquanto o *software* livre Orange Data Mining v.3.23.1 foi empregado para a confecção de gráficos de espalhamento das medidas espectrais e índices criados. Estes índices são explicados em detalhe na seção Discussão.

Por fim, foi realizada uma integração entre os aspectos mineralógicos através da petrografia e espectroscopia de reflectância, a fim de se resumir as assinaturas espectrais de diferentes zonas de alteração e criar um modelo exploratório regional para a scheelita e/ou molibdenita e vesuvianita violeta.

2 DEPÓSITOS DE SKARNS

Depósitos e ocorrências skarníferas são geradas em larga faixa de idades geológicas e hospedadas em diversos tipos de rochas encaixantes (e.g. mármore, xistos e quartzitos). A combinação dos processos metamórficos, metassomáticos e hidrotermais com as características composicionais das rochas encaixantes, confere, aos *skarns*, uma variedade de minerais e elementos químicos passíveis de serem explorados economicamente (e.g. W, Sn, Cu, Pb, Au, Ag, ETRs, F, B; MEINERT, 1992; MEINERT *et al.*, 2005).

Em geral, os *skarns* se encontram alojados ao longo de zonas de cisalhamento adjacentes à intrusões ígneas. Ocorrem em sistemas geotermiais rasos, no assoalho oceânico, e em regiões crustais metamórficas profundas. Sua composição primária inclui a presença de granada e piroxênio, porém há ocorrência de variedade de minerais acessórios calciossilicáticos (e.g. anfibólios, epidoto, plagioclásio, olivina, escapolita, flogopita, talco e calcita; MEINERT *et al.*, 2005).

Observando os depósitos de *skarns* ao redor do mundo, MEINERT (1992) e MEINERT *et al.* (2005) descrevem um zoneamento mineral e textural nos *skarns* que vai desde à intrusão ígnea até a rocha encaixante. De modo geral, regiões próximas à intrusão são caracterizadas pelo predomínio de piroxênio e em seguida granada, e a formação de *hornfels*. Regiões intermediárias apresentam predomínio de granada e o piroxênio em seguida. Nas regiões de contato com a encaixante (mármore) ocorre o predomínio de minerais como wollastonita, vesuvianita, óxidos e sulfetos.

MEINERT *et al.* (2005) classificam os depósitos de *skarns* em sete tipos, em relação ao seu potencial econômico, sendo classificados com relação ao mineral/elemento minério, tais como: Au, Fe, Cu, Mo, W, Zn e Sn. Essa relação tem influência direta com a composição mineralógica da intrusão ígnea que influencia a formação do *skarn* estudado.

Os *skarns* podem ser classificados de acordo com seu protólitos, podendo ser divididos em exoskarns e endoskarns. Os exoskarns estão relacionados as rochas encaixantes de protólitos sedimentares, ricas em cálcio e magnésio (e.g. carbonatos), formando forsterita e diopsídio como minerais característicos. Por outro lado, os endoskarns são formados em protólitos de origem ígnea, principalmente, básica (gabros e dioritos) (MEINERT *et al.*, 2005).

As associações minerais dos *skarns* são divididas de acordo com a progressão do metamorfismo (fases progressiva e retrógrada; Tabela 1). Na fase progressiva, predominam os piroxênios ricos em hedenbergita (Ca) e granadas tipo grossulária. Na fase retrógrada do metamorfismo, são caracterizados anfibólios do tipo actinolita-tremolita e minerais hidratados como: sericita, phrenita, vesuvianita, dentre outros (MEINERT *et al.*, 2005).

Tabela 1 - Principais associações minerais dos depósitos de *skarns* em relação à fase do metamorfismo.

Fase	Progressiva	Retrógrada
Mineralogia	Px, Grt, Pl, Hbl, Wo, Ttn, Mc, Ap, Aln, Ol	Ep, Act-Tr, Chl, Phl, Ves, Zeo, Prh

Fonte: Adaptada de SOUZA NETO *et al.* (2008). Ap, apatita; Aln, alanita; Act, actinolita; chl, clorita; Ep, epidoto; Hbl, hornblenda; Grt, granada; Mc, microclima. Pl, plagioclásio; Px, piroxênio; Phl, flogopita; PrH: prehnita; Ol, olivina; Ttn, titanita; Tr: tremolita; Ves, vesuvianita; Zeo, zeólita; Wo, wollastonita.

3 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

A área de estudo se encontra no contexto geotectônico da Província Borborema, especificamente na Faixa Seridó. Essas compartimentações serão descritas a seguir.

3.1 PROVÍNCIA BORBOREMA

Situada na porção nordeste da Plataforma Sul-Americana, a Província Borborema consiste em uma das principais faixas móveis neoproterozoicas brasileiras, ocupando uma área equivalente a 400.000 km² (ALMEIDA *et al.*, 1981).

A província é composta de fragmentos ou blocos arqueanos e paleoproterozoicos, e rochas metassedimentares e metavulcânicas neoproterozoicas que foram aglutinados, deformados e metamorizados em torno de ca. 600 Ma (VAN SCHMUS *et al.*, 2003), durante a Orogênese Brasileira/Pan-Africana. Esta constitui um dos principais eventos tectonotermiais responsável pela colagem do continente Gondwana Ocidental (BRITO NEVES *et al.*, 2014 e referências ali contidas). A compartimentação tectônica da Província Borborema é marcada pelo desenvolvimento de um complexo sistema orogênico entre os cratóns São Luís-Oeste África e São Francisco-Congo, com intenso plutonismo ediacarano-cambriano associado a extensas zonas de cisalhamento (VAN SCHMUS *et al.*, 1995; BRITO NEVES *et al.*, 2000).

VAN SCHMUS *et al.* (1995) subdividiram a Província Borborema em três subprovíncias denominadas Norte, Central/Transversal e Sul, com base em importantes zonas de cisalhamento transcorrentes de direção E-W e NE-SW que ocorrem em escala crustal. BRITO NEVES *et al.* (2000), por sua vez, com base em outras estruturas de caráter regional, definiram a divisão da Província Borborema em cinco subprovíncias ou domínios geotectônicos denominados, de norte para sul: Médio Coreaú, Ceará Central, Rio Grande do Norte, Transversal e Meridional (Figura 2 A). Os limites dos domínios são controlados por lineamentos e zonas de cisalhamento que possuem continuação no continente africano e são denominadas de norte para sul: Lineamento Transbrasiliano, Zona de Cisalhamento Senador Pompeu, Lineamento Patos e Lineamento Pernambuco (Figura 2A) (BRITO NEVES *et al.*, 2000; SANTOS, 2000).

paleoproterozoico), na Faixa Seridó (rochas metassupracrustais neoproterozoicas), e no núcleo arqueano São José do Campestre, marcado por gnaisses e intrusões ígneas (DANTAS *et al.*, 2004), cujas idades mais antigas são da ordem de 3,5 Ga (VELÁSQUEZ RUIZ *et al.*, 2019; SANTOS *et al.*, 2020). Intrusões graníticas, com variações composicionais (e.g. mozograníticas, sieníticas e pegmatíticas) compreendem eventos posteriores (Ediacarano-Cambriano) que afetaram as unidades supracitadas do Domínio Rio Grande do Norte (SOUZA *et al.*, 2016) (Figura 2B).

Considerando que a área de estudo desta pesquisa se encontra associada com a interface do embasamento paleoproterozoico com rochas metassupracrustais da Faixa Seridó e intrusões ígneas ediacaranas-cambrianas, as principais características geológicas destas unidades são apresentadas a seguir.

3.1.1 A Faixa Seridó e as mineralizações skarníferas associadas

A Faixa Seridó compreende um cinturão de rochas metamorfizadas e estruturadas na direção NNE-SSW, composto por rochas metassedimentares neoproterozoicas, e que está localizada na porção centro-leste do Domínio Rio Grande do Norte (Figura 3A e 3B). O embasamento paleoproterozoico desta faixa é composto de ortognaisses graníticos e migmatitos tonalíticos que definem, majoritariamente, o Complexo Caicó do Terreno Rio Piranhas. A idade deste complexo varia entre 2,25 Ga e 2,17 Ga (SOUZA *et al.*, 2007; HOLLANDA *et al.*, 2011). Em contato discordante com o Complexo Caicó, encontram-se as rochas metassedimentares de idade neoproterozoica pertencentes ao Grupo Seridó (650-610 Ma; VAN SCHMUS *et al.*, 2003). De acordo com VAN SCHMUS *et al.* (2003), um ciclo tectônico extensional e contraccional, entre cerca de 700 e 600 Ma, permitiu a geração da Paleobacia Seridó e sua subsequente deformação. Neste cenário, postula-se a existência de um ambiente do tipo retro-arco adjacente a uma margem continental, ou de um sistema de rifteamento intracratônico seguido do fechamento de pequena bacia oceânica (VAN SCHMUS *et al.*, 2003).

O Grupo Seridó é composto, da base para o topo, pelas formações Serra dos Quintos (rochas metavulcanossedimentares), Jucurutu (rochas meta-pelíticas e carbonáticas plataformais), Equador (quartzitos e metaconglomerados) e Seridó (micaxistos de natureza turbidítica) (SANTOS *et al.*, 2014).

Centenas de ocorrências de *skarns* e alguns depósitos portadores de W, W-Mo e WMo-Au-Te-Bi ocorrem em mármore da Formação Jucurutu, ou em contatos de micaxistos da Formação Seridó com mármore e/ou paragneisses (SOUZA NETO *et al.*, 2008; SANTOS *et al.*, 2014). A região de ocorrência dos chamados *skarns* polimetálicos compõe a Província Scheelitífera do Seridó (Figura 2B) (SOUZA NETO *et al.*, 2008).

A Orogenia Brasileira foi responsável por eventos metamórficos de baixo a alto grau da região (fácies xisto verde a anfíbolito), pelo desenvolvimento de zonas de cisalhamento transcorrentes de escala quilométrica e alojamento de grande quantidade de intrusões graníticas (SANTOS *et al.*, 2014). Falhas de empurrão geraram foliação com mergulhos suaves e dobras recumbentes, sendo tais feições estruturais superpostas por dobras verticais a inclinadas, abertas a fechadas, e xistosidade com mergulhos variáveis (ARCHANJO & BOUCHEZ, 1991; CABY *et al.*, 1995), durante deformação transpressiva dextral relacionada ao pico metamórfico de alta temperatura em ca. 575 Ma (ARCHANJO *et al.*, 2013; NASCIMENTO *et al.*, 2015; SOUZA *et al.*, 2016).

A maior ocorrência de rochas metamórficas de alto grau (fácies anfíbolito) ocorre na porção central da Faixa Seridó, sendo estas marcadas por minerais índices como andaluzita, sillimanita e cordierita, em proximidade com intrusões ígneas (ARCHANJO *et al.*, 2013). Ainda de acordo com esses autores, as extensas zonas de cisalhamento geradas controlaram a ocorrência de intrusões graníticas ediacaranas a cambrianas representadas por batólitos, *stocks* e diques e que estão associadas com eventos plutônicos registrados em 600-593, 575-560, 548-533, 528-510 e 495-450 Ma (SOUZA *et al.*, 2016) (Figura 3B). Estas intrusões incluem gabros, dioritos, monzogranito porfiríticos a equigranulares cálcio-alcálicos de alto K, e granitos alcálicos a peralcalinos, além de sienogranitos, sendo que existe o predomínio de intrusões cristalizadas em torno de 575 Ma (ARCHANJO *et al.*, 2013; NASCIMENTO *et al.*, 2015; SOUZA *et al.*, 2016).

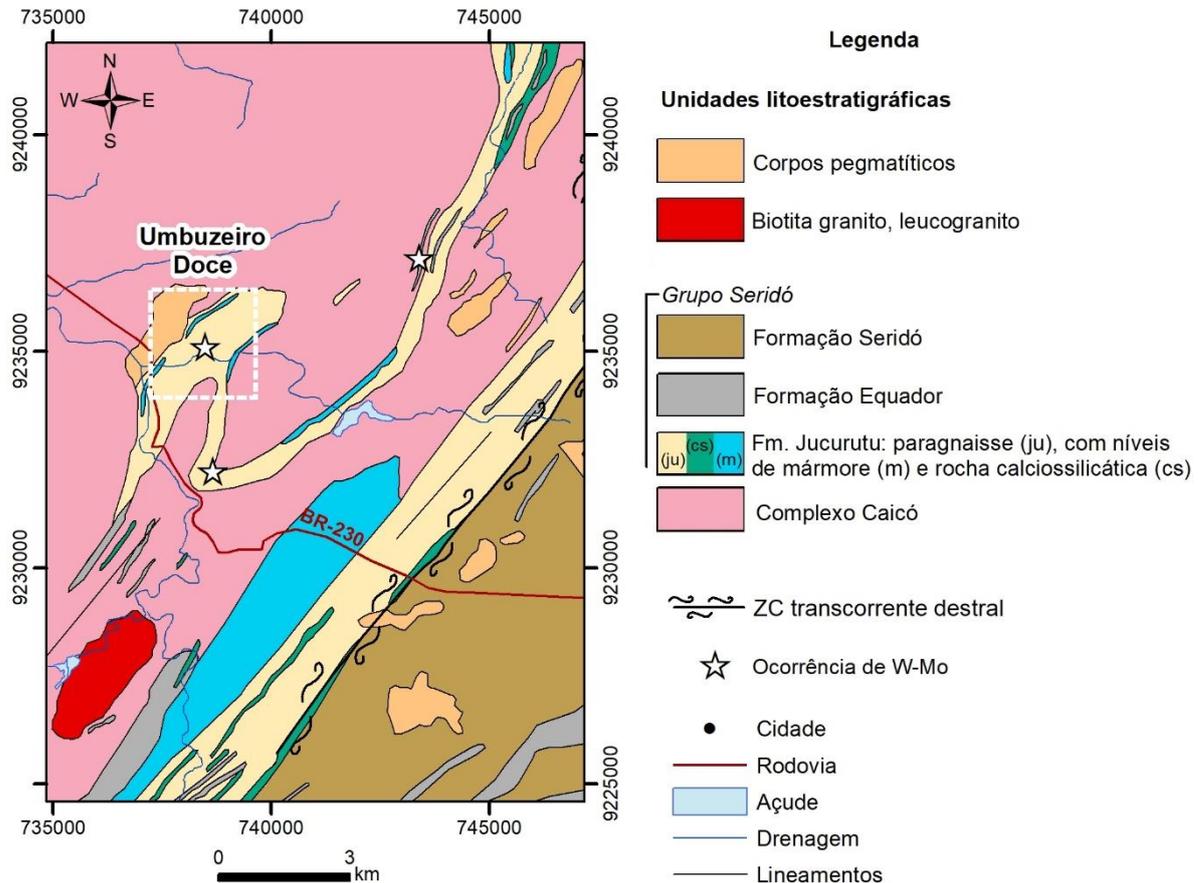
Concomitantemente ao alojamento de intrusões ígneas, foram gerados *skarns* mineralizados em W e W-Mo em função de reações metassomáticas derivadas da atividade plutônico-metamórfica, principalmente, entre aproximadamente 600 e 525 Ma (HOLLANDA *et al.*, 2017). A scheelita compreende o principal mineral-minério da região, seguida pela molibdenita, enquanto a ocorrência ouro corresponde a uma mineralização tardia constatada no Depósito Bonfim por SOUZA NETO *et al.* (2008).

HOLLANDA *et al.* (2017) obtiveram idades de molibdenita de 554 ± 2 Ma (Depósito Brejuí), 524 ± 2 Ma (Depósito Bonfim) e 510 ± 2 Ma (Depósito Bodó) a partir do método Re-Os, implicando que as mineralizações skarníferas são ediacaranas tardias a cambrianas, e são posteriores à fase de pico metamórfico de alta temperatura (ARCHANJO *et al.*, 2013; NASCIMENTO *et al.*, 2015; SOUZA *et al.*, 2016). As idades obtidas de molibdenita indicam que algumas mineralizações de W-Mo podem estar relacionadas com o alojamento de intrusões ígneas félsicas (e.g. leucogranitos), entre 550 e 525 Ma, e pegmatitos portadores de Be-Ta deste mesmo período (HOLLANDA *et al.*, 2017).

3.2 TRABALHOS PRÉVIOS NA OCORRÊNCIA DE SKARN DE UMBUZEIRO DOCE

Em termos de geologia local, poucos trabalhos foram feitos na região de Santa Luzia (PB), que se encontra inserida na Província Scheelitífera do Seridó (Figura 2B), e é caracterizada, majoritariamente, por rochas do Complexo Caicó, metassupracrustais do Grupo Seridó, com predomínio de paragneisses, mármore e rochas calciossilicáticas da Formação Jucurutu, micaxistos da Formação Seridó e intrusões ígneas ediacaranascambrianas em associação com zonas de cisalhamento NE-SW (CAVALCANTE *et al.*, 2015). Esta região possui potencial econômico para exploração de calcário e mármore, além de ocorrências de *skarns* portadores de W e Mo (FERREIRA; SANTOS, 2000; FERREIRA *et al.*, 2014) (Figura 3).

Figura 3 - Mapa geológico da região de Santa Luzia (PB), e indicação da área de ocorrência do *skarn* de Umbuzeiro Doce.



Fonte: Modificado de CAVALCANTE *et al.* (2015). ZC: zona de cisalhamento.

Nesta região, ocorrem bolsões abrangendo rochas skarníferas centimétricas a métricas (~2-3 m), encaixadas principalmente em mármore da Formação Jucurutu ou em xistos da Formação Seridó (FERREIRA *et al.*, 2014; PAIXÃO *et al.*, 2019). São caracterizados pela presença de scheelita, molibdenita e da singular ocorrência de vesuvianita violeta (FERREIRA *et al.*, 2014; PAIXÃO *et al.*, 2019).

PAIXÃO *et al.* (2019) destacam que, na região de Santa Luzia, os bolsões de *skarns* ocorrem de forma espaçadas, e não há evidências de intensa deformação relacionada com a proximidade do Lineamento Patos. Todavia, as rochas apresentam um padrão de faturamento com mergulhos subverticais a verticais e direção E-W e NW-SE. Estes autores definiram três zoneamentos de alteração hidrotermal no sítio Umbuzeiro Doce. A zona I é caracterizada por mármore pouco alterado, composto de calcita romboédrica, grafita intersticial, e ocorrência restrita de calcopirita e pirita. A zona II, caracterizada por intenso processo metassomático, é marcada por níveis de ricos em diopsídios envolvidos por cristais de hornblenda (uralitização), e ocorrência de flogopita, magnetita, granada (possivelmente

grossulária), scheelita e molibdenita. Esta zona é representada por bolsões skarníferos com 2 a 3 m de diâmetro. A zona III compreende uma auréola que circunda os bolsões skarníferos, de coloração esbranquiçada, composta, principalmente, de calcita e wollastonita radial e fibrosa (FERREIRA *et al.*, 2014). Cristais de vesuvianita com coloração violeta, verde lodo a vermelho-amarronzada ocorrem nas zonas II e III.

Especificamente, a vesuvianita violeta apresenta potencial gemológico e foi identificada por FERREIRA *et al.* (2014) de forma restrita em Umbuzeiro Doce, em áreas não superiores a cerca de 5 m². Segundo estes autores, a vesuvianita violeta pode ocorrer na forma de cristais prismáticos grossos, transparentes, com zoneamento com núcleo de cor violeta e bordas amarelo-mel, ou associada com calcita azul, pirita, calcopirita e molibdenita. FERREIRA *et al.* (2014) realizaram a identificação mineralógica e química deste silicato por meio das técnicas de difratometria de raios-X, microscopia eletrônica de varredura (MEVEDS) e espectroscopia UV-VIS. A cor violeta é explicada pela presença de bandas de absorção de Cr³⁺ na região de 575 e 690 nm, além de bandas menos intensas de absorção derivadas de processos de transição eletrônica de ferro ferroso em 725 e 1100 nm (FERREIRA *et al.*, 2014).

4 A ESPECTROSCOPIA DE REFLECTÂNCIA E APLICAÇÕES EM EXPLORAÇÃO MINERAL

A técnica de espectroscopia de reflectância é baseada na interação entre a energia eletromagnética e alvos (e.g. rochas e minerais), com uso geral de sensores portáteis, proporcionando o registro da energia refletida destes alvos a fim de gerar dados e gráficos de curvas de reflectância (CLARK *et al.* 1990; CLARK, 1999).

A partir da interação da radiação eletromagnética com alvos terrestres, pode ocorrer a absorção de certos comprimentos de onda em função da composição química e estrutura cristalina do alvo, culminando com a excitação de elétrons em metais de transição (e.g. Co, V, Cr, Fe, Cu, Mn; HUNT, 1977) na região do visível ao infravermelho próximo (350-1000 nm), e vibração de determinadas moléculas na faixa do infravermelho de ondas curtas (1000 - 2500 nm). Como exemplo de moléculas, há a hidroxila (OH⁻), água (H₂O), ligações do tipo metal-hidroxila, C-O, P-O, B-O etc (HUNT, 1977; CLARK *et al.*, 1990; CLARK, 1999).

A aplicação da espectroscopia de reflectância apresenta a vantagem de rapidez de coleta de dados, e vem sendo usada na caracterização de diferentes tipos de depósitos minerais (TAPPERT *et al.*, 2011; FRESIA *et al.*, 2017; LAMPINEN *et al.*, 2019; NALETO *et al.*, 2019; ROSS *et al.*, 2019), pois fornece informações mineralógicas e composicionais, podendo indicar minerais guias que ocorrem, geralmente, associados ao mineral de interesse econômico, e que venham a indicar possíveis prospectos econômicos.

4.1 PRINCIPAIS TRABALHOS EM SKARNS UTILIZANDO SENSORIAMENTO REMOTO

Alguns estudos envolvendo o uso da espectroscopia de reflectância e de imagens de sensoriamento remoto em alvos skarníferos já foram realizados. Um dos primeiros estudos abrangeu o *skarn* Ludwig (portador de Cu), inserido em uma região árida e bem exposta no estado de Nevada (Estados Unidos), especificamente no distrito de Yerington. WINDELER; LYON (1991) realizaram a caracterização espectral de dolomitos metassomatizados e de mármore hospedeiros a partir do processamento de imagem multiespectral aérea do sensor Geoscan Mk II (apenas bandas do VNIR-SWIR). As bandas do infravermelho termal (*thermal infrared*: TIR) deste mesmo

sensor foram usadas no estudo da mesma região por WINDELER (1993), possibilitando a cartografia de *hornfels* e *skarn* rico em granada e piroxênio. Complementarmente, WINDELER (1993) também processou as bandas da faixa VNIR-SWIR do sensor Geoscan usando o cálculo da diferença das bandas espectrais centradas em 717 e 873 nm. Com base nesse procedimento, o autor realçou os *skarns* marcados por granadas ricas em ferro, cuja feição absorção derivada de ferro é bem delineada na faixa de 717-873 nm.

CUDAHY *et al.* (2001) deram continuidade ao estudo espectral do distrito de Yerington, onde se insere o *skarn* Ludwig, usando dados de campo, de difração de raios-X, imagens hiperespectrais do sensor Hymap (bandas da faixa VNIR-SWIR) e do sensor SEBASS (bandas da faixa TIR), além de medidas pontuais advindas da espectroscopia de refletância. Com base no processamento de imagens e dados de espectroscopia de refletância, os autores conseguiram discriminar, em maior detalhe, a mineralogia de alteração (e.g. mica branca, carbonatos, anfibólios), com destaque à separabilidade e cartografia de áreas ricas em calcita e dolomita, usadas como minerais guias para exploração de *skarns* na região. Com relação ao processamento de imagens da faixa do TIR, houve a discriminação de zonas de alteração ricas em granada (andradita-grossulária), sendo este outro mineral guia para a cartografia do potencial de mineralização de Cu skarnífero.

GUO *et al.* (2019) realizaram a caracterização espectral de amostras de testemunhos de sondagem do depósito de Cu do tipo pórfiro-*skarn* de Jiama, localizado no Tibete. Os autores utilizaram a espectroscopia de refletância na vetorização de alvos exploratórios, mediante o uso do equipamento portátil HR-1024 da Spectra Vista Corporation. Variações composicionais em micas brancas, comuns no depósito, foram observadas nos dados de refletância, sobretudo a variação da posição do comprimento de onda da feição de absorção centrada na região de 2200 nm, relacionada a processos de vibração de moléculas de Al-OH. Nas áreas de corpo de minério, observa-se que ocorre o deslocamento da posição desta feição de absorção para comprimentos de onda maiores (>2206 nm), compatível com aumento em teores de Cu e de Mo. O emprego do cálculo da posição do comprimento de onda de micas brancas na região de 2200 nm foi proposto como vetor exploratório para a exploração do depósito cuprífero de Jiama.

O depósito skarnífero de Cu-Au de Jiguanzui (Leste da China) foi estudado por TIAN *et al.* (2019) a partir de descrição de testemunhos de sondagem,

petrografia e espectroscopia de refletância, a partir de uso sistemático de um ASD-TerraSpec 4 *High-Resolution*. A mineralogia revelada com dados SWIR é composta, majoritariamente, por montmorilonita, illita, muscovita, caulinita e carbonatos. Foi observado que a posição de feições de absorção derivadas de vibração de Al-OH na região de 2200 nm tende a se deslocar em direção a comprimentos de onda maiores (>2209 nm) na área mineralizada. Da mesma forma, a posição da feição de Fe-OH na região de 2330 nm associada com clorita tende a se deslocar a maiores comprimentos de onda quando do aparecimento de corpo mineralizado. Ambos os cálculos de posição de comprimento de onda de feições de Al-OH e Fe-OH foram propostas como vetores exploratórios na prospecção de Cu-Au do depósito Jiguanzui.

No Brasil, destacam-se os trabalhos de COSTA *et al.* (2017) e MESQUITA *et al.* (2019), que analisaram respostas espectrais de refletância no estudo de rochas alteradas dos depósitos Brejuí (W-Mo) e Bonfim (Au-Bi-Te), respectivamente, sendo ambos os depósitos inseridos na Faixa Seridó, nordeste do Brasil. COSTA *et al.* (2017) usaram um ASD-FieldSpec-3 *High Resolution* e determinaram, de forma preliminar, a caracterização espectral de zonas de alteração do depósito Brejuí. Destacam-se as assinaturas espectrais de illita fengítica (2218 nm), nontronita, clorita (2249 nm), gipso e calcita recristalizada (2338 nm), esta última marcada por maior profundidade da feição de absorção frente à calcita de mármore preservados. Complementarmente, o processamento de imagens do sensor hiperespectral ProSpecTIR-VS (com 357 bandas na faixa VNIR-SWIR) revelou mineralogia rica em carbonatos e esmectita em áreas mineralizadas, com compatibilidade verificada em campo. MESQUITA *et al.* (2019), utilizando o ADS-FieldSpec-3 *High Resolution* para obter as respostas espectrais num testemunho de sondagem do Depósito Bonfim, analisaram, de forma sistemática, as respostas espectrais de mármore, xisto e rochas alteradas, juntamente com estudo petrográfico e MEV-EDS. A mineralogia de alteração progressiva (e.g. almandina, diopsídio, actinolita-tremolita) e retrógrada (e.g., clorita, muscovita, calcita, zoisita-clinozoisita, epidoto, prehnita) foram interpretadas por meio de análises petrográficas, macroscópicas e de feições de absorção diagnósticas da faixa do visível ao infravermelho de ondas curtas. A partir da relação de teores de ouro com a profundidade da feição de absorção da prehnita (filossilicato cálcico) em 1478 nm, os autores propuseram o índice espectral de

prehnita (razão da refletância de 1465 nm/1478 nm) como guia prospectivo para mineralização de ouro no depósito Bonfim.

5 RESULTADOS

Três bolsões skarníferos foram estudados nesse trabalho (Figura 4). A principal seqüência litológica observada em campo é composta por micaxisto, mármore, zoneamento skarnífero (zona de granada-vesuvianita; zona de diopsídio-hornblenda e zona rica em wollastonita), mármore e micaxisto. O *skarn* se encontra em forma de bolsões no interior do mármore, com tamanho de cerca de ~2-3 m (Figura 4).

Nesse trabalho, foram discriminadas as litologias das formações Seridó e Jucurutu e zoneamentos hidrotermais principais, onde, localmente, aparecem sulfetos (com destaque para a molibdenita), além de ocorrência restrita de vesuvianita com coloração violeta em mármore. A seguir, detalhamento é apresentado a partir de análise petrográfica e espectral.

Figura 4 - Aspecto geral de três bolsões de *skarns* inseridos em mármore, na região de Santa Luzia (PB), investigados nesse trabalho.



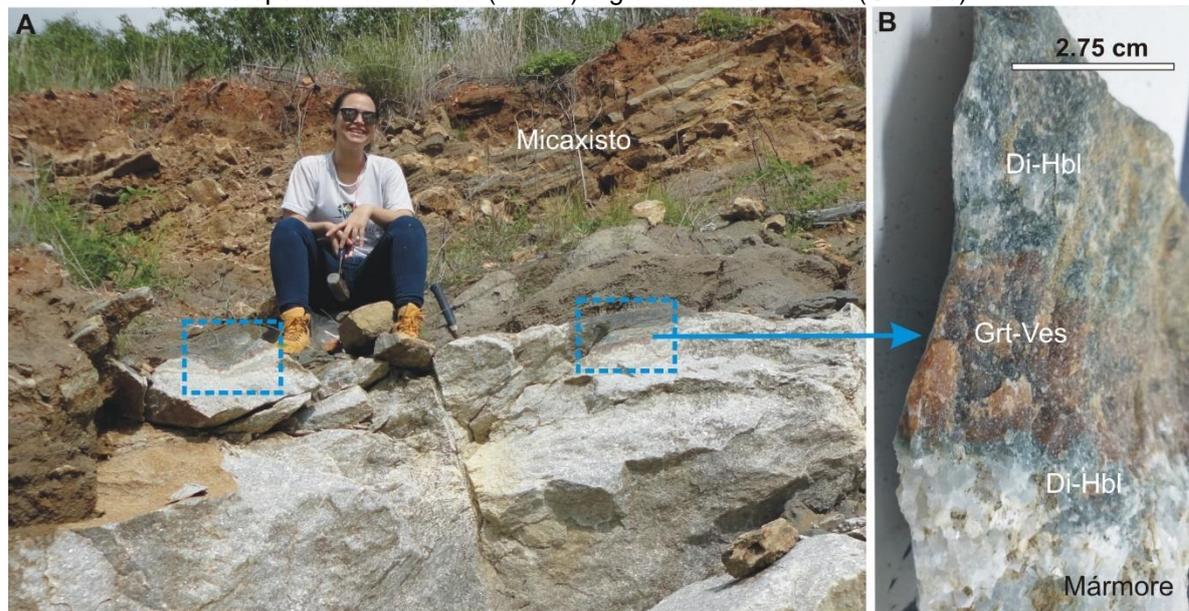
Fonte: O Autor (2022)

5.1 MICAXISTO

O muscovita-biotita xisto pertence à Formação Seridó e é caracterizado por plano de foliação 210 az/42° e aparece intensamente intemperizado (Figura 5A). No

contato de micaxisto e mármore da Formação Jucurutu ocorre, por vezes, a presença de alteração hidrotermal de ~10-25cm de espessura marcada por minerais como calcita, diopsídio, granada, vesuvianita (Figura 5B). Isso mostra que um critério importante para a ocorrência de alteração é o contato de diferentes litologias que favoreceu a percolação de fluidos hidrotermais. O detalhamento da alteração skarnífera será feita nas subseções seguintes, via amostragens de rochas menos afetadas pela ação intempérica (Figura 4).

Figura 5 - (A) Exemplo de afloramento de micaxisto fortemente intemperizado da Formação Seridó, com ocorrência de incipiente zona de alteração hidrotermal no contato com mármore da Formação Jucurutu (retângulos pontilhados). (B) Detalhe de zona de alteração composta, majoritariamente, por diopsídio-hornblenda (Di-Hbl) e granada-vesuvianita (Grt-Ves).



Fonte: Fonte: O Autor (2022)

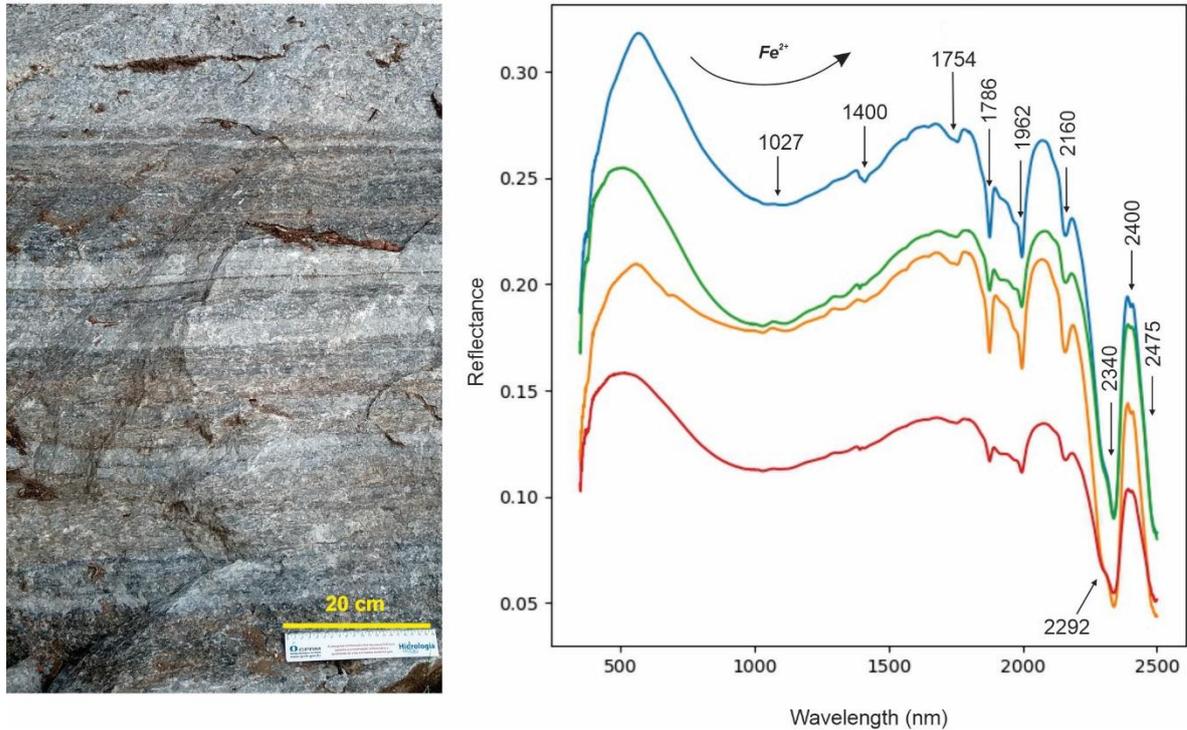
Di: diopsídio; Grt: granada; Hbl: hornblenda; Ves: vesuvianita.

5.2 MÁRMORE

Mármore apresenta, principalmente, cristais de calcita que corresponde a cerca 95% da composição modal da rocha. É possível identificar variações cíclicas com alternância de bandamento máfico (Figura 6). A rocha possui sulfetos (e.g., pirita, calcopirita) disseminados por toda sua extensão e, na espectroscopia de refletância é marcada por feições de absorção no visível-infravermelho próximo (ferro ferroso de biotita e/ou flogopita), em 1754, 1786, 1962, 2160, 2292, 2340 e 2475 nm (derivadas de vibração de moléculas do tipo C-O, presentes na estrutura da calcita), e sutis feições em 1400 nm (OH) e em 2400 nm (MgOH), que deve

retratar a presença de biotita/flogopita em menor quantidade (HUNT, 1977; GAFFEY, 1986; Figura 6).

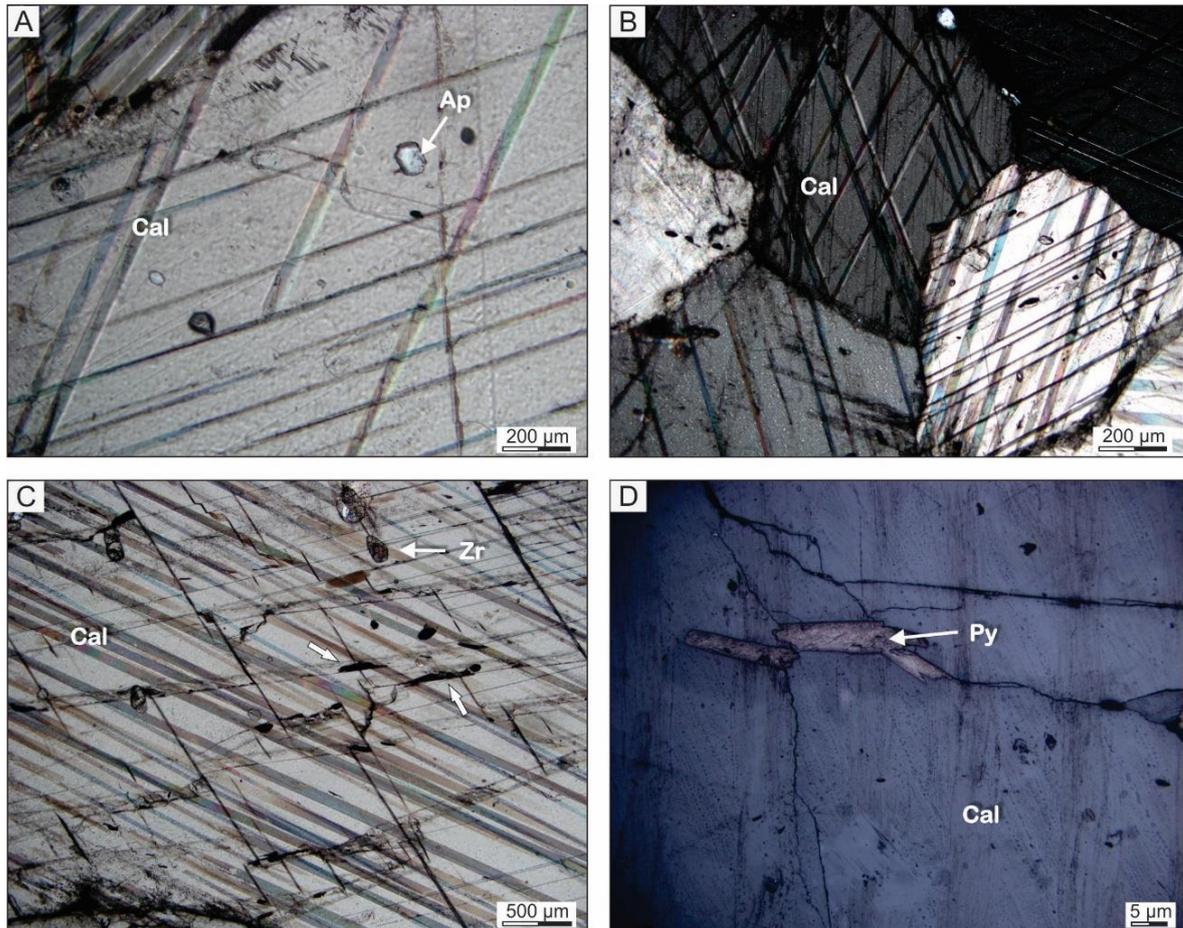
Figura 6 - Exemplo de afloramento de mármore bandado e curvas espectrais de refletância marcadas por feições de C-O, Mg-OH e Fe^{2+} .



Fonte: O Autor (2022)

Petrograficamente, o mármore é composto, majoritariamente, por cristais de calcita com hábito anédrico a subédrico, e apresenta maclas características deste mineral. Este mineral define a textura granoblástica da rocha e apresenta contato irregular à sinuoso contendo em algumas inclusões de apatita (Figura 7A e 7B) e zircão. As inclusões de apatita sugerem que estes minerais são de origem hidrotermal gerados durante o metamorfismo. Os minerais opacos ocorrem preenchendo os interstícios existentes nos planos de clivagens da calcita (Figura 7C e 7D), indicando que estes foram formados após a geração do mármore.

Figura 7 - (A) Detalhe de cristal de calcita com inclusão de apatita. (B) Cristais de calcita com contato sinuoso entre si. (C) Cristal de calcita com minerais opacos ocupando os interstícios de suas clivagens. (D) Detalhe em luz transmitida do cristal de pirita que se cristalizou a partir de fraturas existentes nos cristais de calcita.



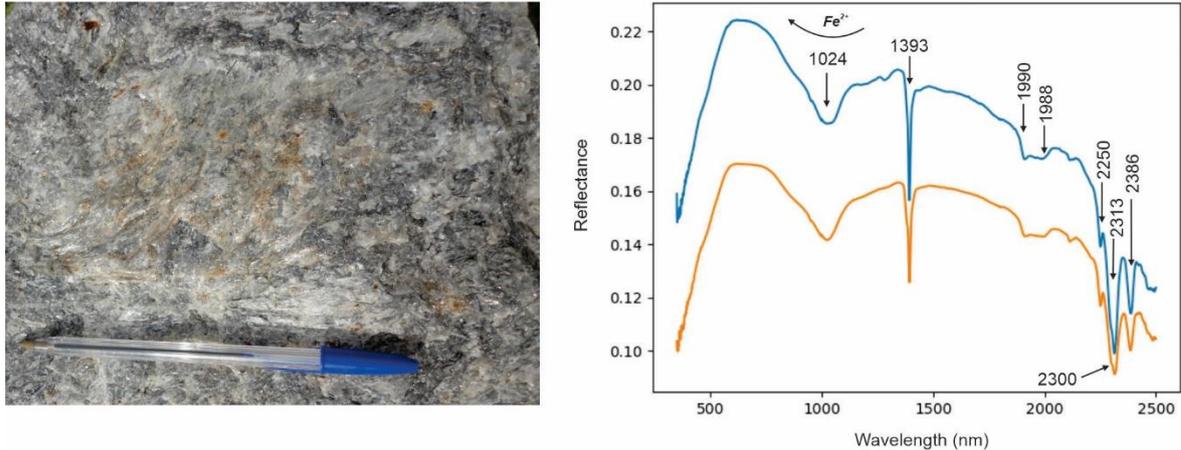
Fonte: O Autor (2022)

Ap: apatita; Cal: calcita; Py: pirita; Zr: zircônio.

5.3 TREMOLITA MÁMORE

Rocha identificada como tremolita mármore, com ocorrência de sulfetos. Além dos cristais de calcita que correspondem a pelo menos 75% da moda da rocha, os cristais de tremolita apresentam hábito fibroso (Figura 8). Localmente, observamos cristais de sulfeto cúbicos indicando presença de pirita. Na espectroscopia de refletância, observam-se feições de absorção de tremolita centradas em 1024 nm (ferro ferroso), 1393 (OH), 2250 nm (FeOH), 2300, 2313 e 2386 nm (Mg-OH) (HUNT, 1977, PONTUAL; MERRY; GANSON, 2008; Figura 8).

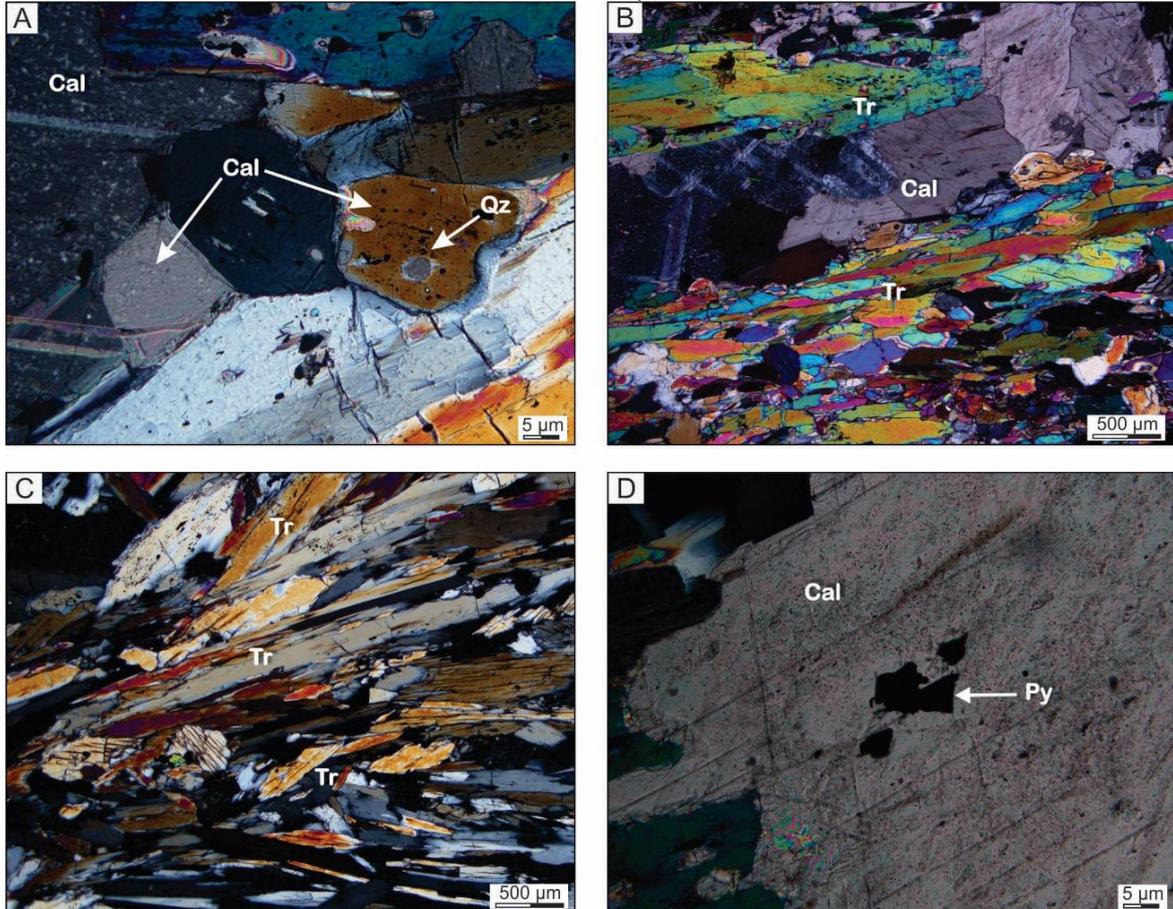
Figura 8 - Exemplo de tremolita mármore, em proximidade com bolsões de *skarn*, e curvas de refletância mostrando a presença de tremolita.



Fonte: O Autor (2022)

Os cristais de calcita ocorrem em hábitos subédricos a anédricos, e textura granoblástica. Seus tamanhos variam de 5 μm a 700 μm , em geral (Figura 9A) confirmando a recristalização intensa desses cristais e indicando duas gerações de calcitas. Além disso, outra evidência de recristalização por fluido hidrotermal é a presença de *pockets* de quartzo inclusos na calcita. Essas inclusões são originadas durante a recristalização evidenciando a instabilidade do mineral durante o metamorfismo. Assim, a primeira geração de calcita é evidenciada pelo contato lobado com a tremolita (Figura 9B); a segunda pelo contato tríplice entre os cristais desta. O tipo de anfibólio encontrado foi a tremolita (Figura 9C) em hábito fibroso definindo uma textura nematoblástica. Os cristais variam seu tamanho entre 500 μm e >2000 μm , em geral. A tremolita é um mineral típico de metamorfismo de contato e hidrotermal em calcários. Sua presença em mármore indica que o metamorfismo atingiu a fácies xisto-verde. O quartzo ocorre em menor quantidade e em alguns locais apresentando contato poligonal com a calcita. Foram observados minerais opacos à luz refletida exibindo fácies triangulares, que evidencia o hábito tetraédrico de pirita (Figura 9D).

Figura 9 - (A) Cristais de calcita, a nicóis cruzados, de primeira e segunda geração. Os cristais de segunda geração apresentam contato poligonal definindo um ponto tríplice que indica recristalização intensa deste mineral. Os cristais de calcita apresentam pockets de quartzo inclusos. (B) Transição entre a textura nematoblástica definida pelos cristais de tremolita, e a granoblástica definida pelos cristais de calcita a nicóis cruzados. (C) Cristais de tremolita a nicóis cruzados definindo a textura nematoblástica e apresentando alta birrefringência. (D) Cristal de calcita à luz transmitida com inclusões de pirita.



Fonte: O Autor (2022)

Cal: calcita; Py: pirita; Qz: quartzo; Tr: tremolita.

5.4 ZONA DE ALTERAÇÃO GRANADA-VESUVIANITA

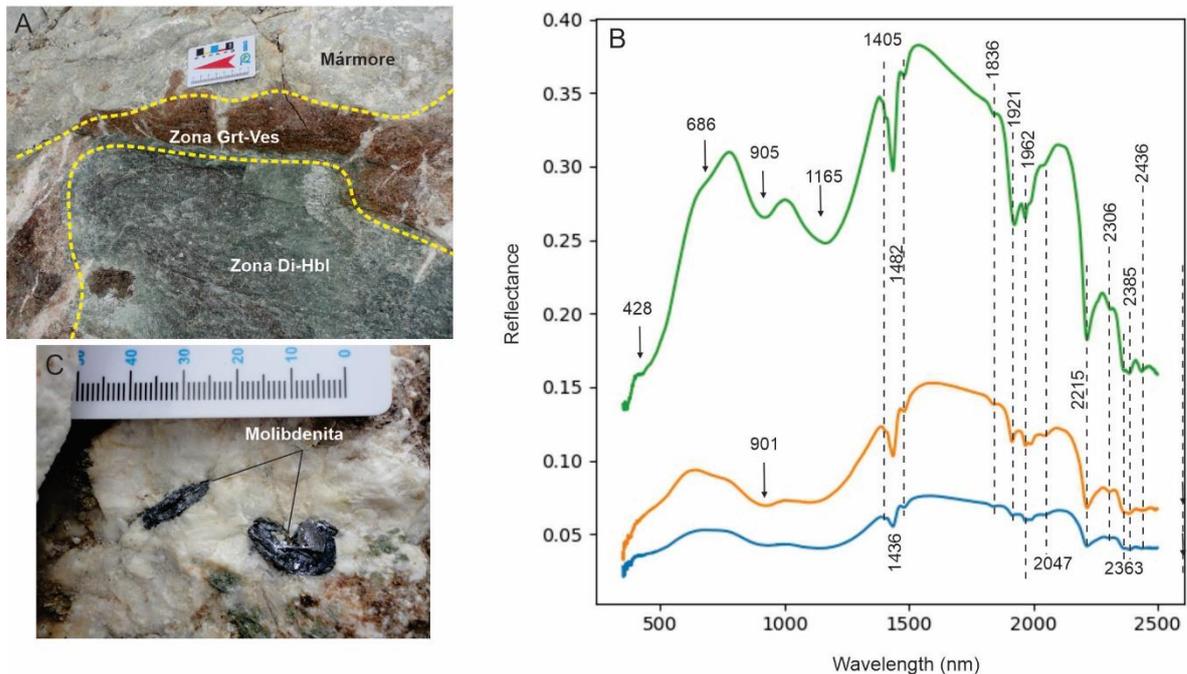
O zoneamento hidrotermal é marcado pela ocorrência de megacristais de vesuvianita (cor castanho escura a verde lodo) e granada, de forma majoritária (Figura 10A).

Usando a espectroscopia de absorção, observamos que, localmente, há feições de absorção derivadas do intemperismo, caso de formação de goethita, caracterizada por feições de absorção de ferro férrico em 428, 686 e 905 nm (HUNT, 1977; Figura 10B). No entanto, se sobressaem as absorções da vesuvianita de cor castanho escuro a verde lodo, cuja fórmula química geral dado por Groat; Hawthorne (1998) equivale a $X_{19}Y_{13}Z_{18}T_{0-5}O_{68}W_{10}$, onde $X=Ca, Na, Ln, Pb, Sb$; $Y =$

Al, Mg, Fe, Ti, Mn, Cu, Zn; Z=Si; T=B; W= (O, OH, F). Estas absorções estão centradas em: 901, 1165 nm (ferro ferroso), 1405 nm (OH), 1436 nm (OH), 1482 nm (OH), 1836 nm (OH), 1921 e 1962 (possivelmente água e/ou OH) (GROAT *et al.*, 1995), além de absorções principais em 2047, 2215, 2306, 2363, 2385, 2436 nm (Figura 10B), que são vistas em medidas exclusivas de vesuvianitas e que podem retratar processos de estiramento de moléculas OH. Com relação às três feições de absorção vistas na região de 1400 nm, elas são similares aos padrões de vesuvianitas portadoras de F na estrutura, de acordo com os estudos de química mineral e espectroscópicos realizados por GROAT *et al.* (1995).

Em adição, há a ocorrência de molibdenita centimétrica que foi, localmente, visualizada a olho nu nas zonas de alteração calciossilicáticas, e na interface destas com mármore (Figura 10C).

Figura 10 - (A) Aspecto geral do afloramento da zona de alteração granada-vesuvianita de coloração castanha (zona de alteração), (B) espectros de refletância típicos deste zoneamento hidrotermal, e (C) detalhe de ocorrência de molibdenita na interface de zonas alteradas.



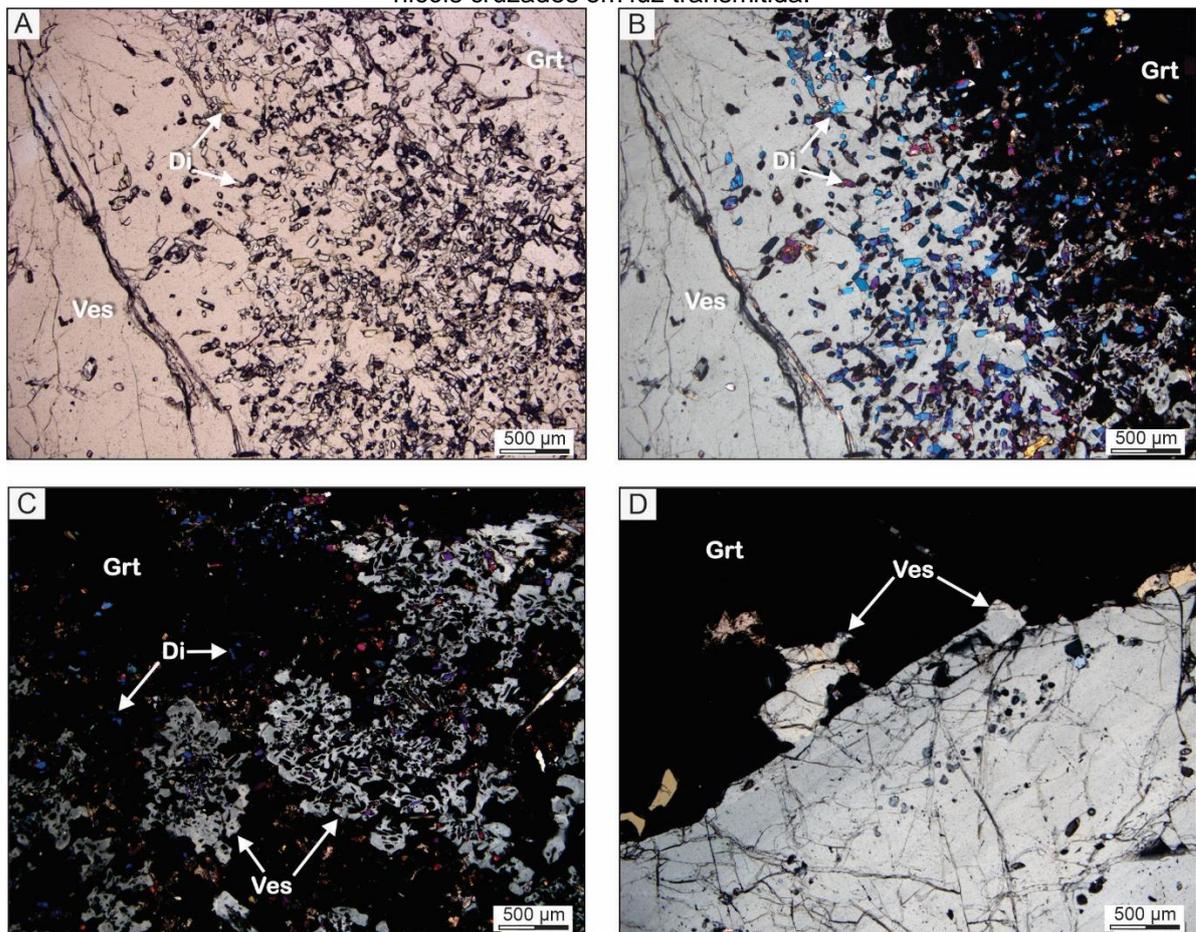
Fonte: O Autor (2022)

Di: diopsídio; Hbl: hornblenda; Grt: granada; Ves: vesuvianita.

Os cristais de granada podem apresentar faturamento intenso e inclusões de cristais de vesuvianitas e calcitas. As inclusões de vesuvianita são subédricas, enquanto pequenos cristais de diopsídio ocorrem disseminados ou inclusos tanto nas granadas quanto nos cristais de vesuvianita (Figura 11A; 11B) definindo textura poiquiloblástica (Figura 11C). A granada ocorre em hábito subédrico a anédrico e em

contato poligonal com os cristais de vesuvianita (Figura 11D). Cristais de diopsídio que podem ocorrer inclusos nas granadas são anédrico e apresentam alta birrefringência. Os cristais de vesuvianita que apresentam contato com a granada também apresentam as mesmas inclusões anédricas de diopsídio, indicando que este último é posterior à cristalização da granada e da vesuvianita.

Figura 11 - (A) Detalhe de cristal de granada em contato com cristal de vesuvianita com inclusões de pequenos cristais de diopsídio anédricos a nicóis paralelos em luz transmitida. (B) Detalhe de cristal de granada em contato com cristal de vesuvianita com inclusões de pequenos cristais de diopsídio anédricos a nicóis cruzados em luz transmitida. (C) Detalhe da textura poiquiloblástica em vesuvianita e granada com inclusões de diopsídio a nicóis cruzados em luz transmitida. (D) Contato reto entre cristal de vesuvianita e cristal de granada. A vesuvianita ocorre inclusa dentro da granada. Imagem a nicóis cruzados em luz transmitida.



Fonte: O Autor (2022)

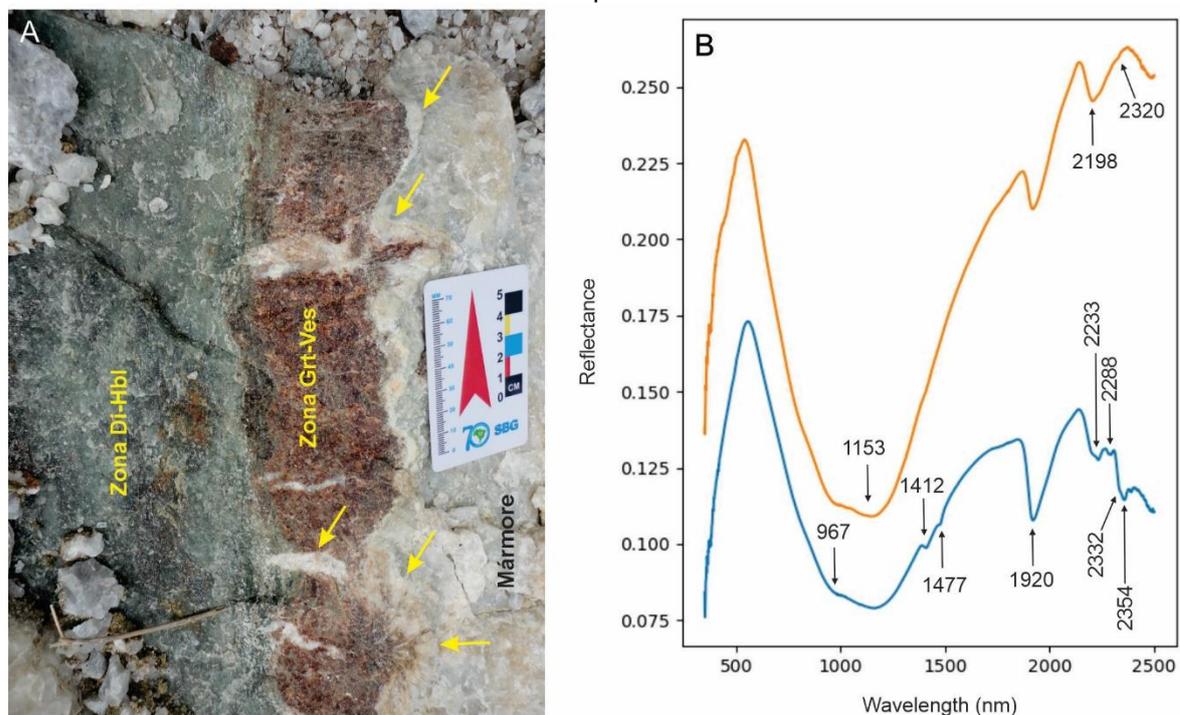
Di: diopsídio; Grt: granada; Ves: vesuvianita.

5.5 ZONA DE ALTERAÇÃO DIOPISÍDIO-HORNBLENDA

Zona de alteração na porção central dos bolsões skarníferos, que apresenta coloração esverdeada em função da predominância de piroxênios e anfibólios (Figura 12A). A caracterização espectral revela ampla feição de absorção na faixa

do visível ao infravermelho próximo, derivada de processo de transição eletrônica em íons de ferro ferroso presente em anfibólio e piroxênio (Figura 12B), feições de OH e água em ~1400 e ~1900 nm (respectivamente), estas duas últimas mais profundas quando da presença de minerais hidratados e, por vezes, de feições em ~2200 nm que pode retratar a presença de argilomineral intempérico, por exemplo, e sutis em ~2320 nm (Mg-OH) que pode se associar com hornblenda. Destaque foi a observação pontual de sutis absorções de prehnita ($\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2$), cuja visualização em lâminas delgadas foi dificultada. Estas absorções estão centradas em 1477, 2233, 2288 e 2354 nm, e são compatíveis com trabalhos de PONTUAL; MERRY; GANSON (2008) e WHITE *et al.* (2017), e derivadas de vibração de moléculas OH.

Figura 12 - (A) Aspecto do afloramento da zona de diopsídio-hornblenda do alvo Umbuzeiro Doce. Setas indicam a zona de alteração tardia, composta de wollastonita. (B) Caracterização espectral da zona rica em diopsídio-hornblenda



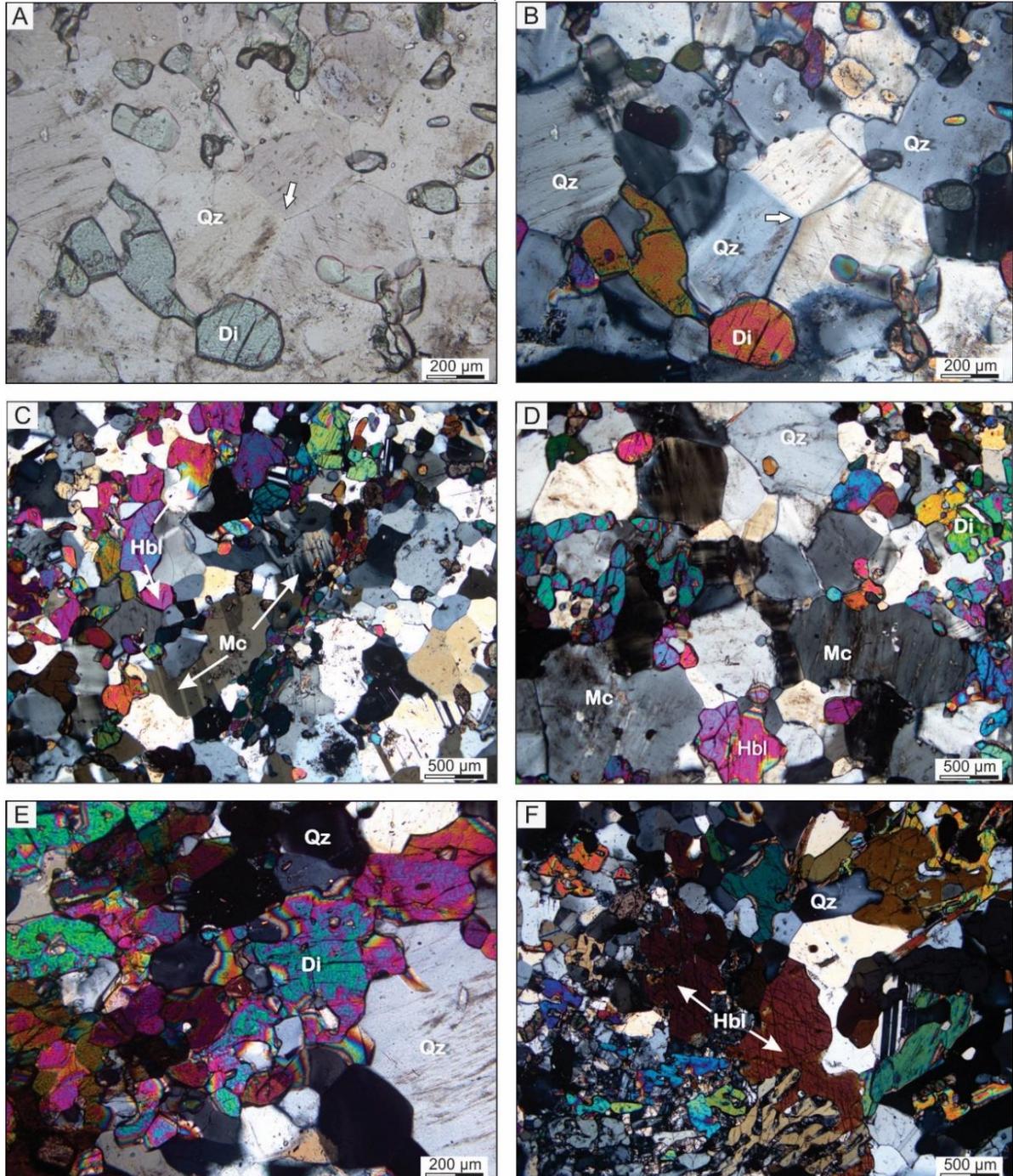
Fonte: O Autor (2022)

Di: diopsídio; Grt: granada; Hbl: hornblenda; Ves: vesuvianita.

A partir da análise petrográfica, observamos que cristais de quartzo ocorrem sem a presença de extinção ondulante, indicando que este mineral não sofreu interferência de deformações. Ainda é possível notar a ocorrência de contatos retos e tríplexes entre esses cristais indicando duas gerações de quartzo (Figura 13A, 13B). A segunda geração teria sido gerada a partir do fluido que percolou pela rocha

recristalizando os quartzos da primeira geração. Quartzos ocorrem em hábito, em geral, anédrico à subédrico definindo textura granoblástica da rocha. O feldspato potássico ocorre também em hábito anédrico à subédrico em textura granular da rocha (Figuras 13C, 13D). Cristais de calcita também foram observados, e ocorrem com hábito euédrico à anédrico e em textura granular. Os opacos visualizados por luz transmitida são em sua maioria compostos por pirita e, em alguns pontos, ocorre calcopirita associada aos cristais de pirita.

Figura 13 – (A) Detalhe dos cristais de quartzo que formam entre si contato poligonal definindo um ponto tríplice (ver seta) que indica recristalização intensa deste mineral a nicóis paralelos e (B) a nicóis cruzados. (C) Visão geral da lâmina mostrando cristais de hornblenda anédricos e a presença de microclima. (D) Detalhe dos cristais de quartzo que ocorrem com a presença de diopsídio e hornblenda no seu entorno com contatos poligonais ou não. (E) Diopsídio com clivagem, em contato com o cristal de quartzo. (F) Cristal de hornblenda com sua clivagem de 120° em contato com cristal de quartzo.



Fonte: O Autor (2022)

Di: diopsídio; Hbl: hornblenda; Mc: microclima; Qz: quartzo.

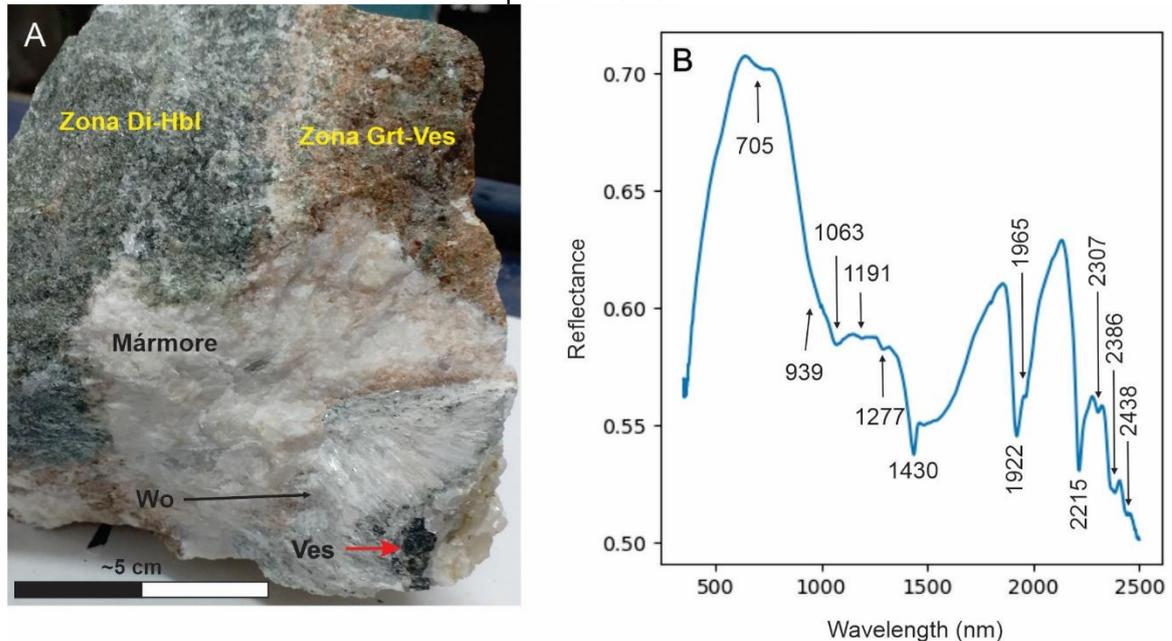
O diopsídio ocorre em hábito anédrico e define uma textura nematoblástica. Apresenta alta birrefringência à nicóis cruzados e em alguns locais é possível

observar a sua clivagem de 90°. Este mineral apresenta contato sinuoso com os demais cristais presentes na rocha. Ocorre principalmente em contato com os cristais de quartzo e feldspatos (Figura 13E). A hornblenda ocorre dispersa pela lâmina, como cristais pequenos ou alongados. Existem duas gerações de hornblenda; a primeira é definida pelos cristais maiores subédricos onde é possível observar os planos de clivagens deste anfibólio e o contato sinuoso com cristais de quartzos e feldspato (Figura 13F); e a segunda geração é representada pelos pequenos cristais alongados e arredondados que apresentam contatos poligonais ou não, com pequenos cristais de quartzo (e.g., Figura 13B, 13D).

5.6 ZONA DE ALTERAÇÃO DA WOLLASTONITA

Esta zona de alteração envelope as zonas de alteração anteriormente descritas (majoritariamente: diopsídio-hornblenda e granada-vesuvianita), sendo marcada por coloração esbranquiçada, e por predomínio de wollastonita fibrosa/acicular, muitas vezes, formando megacristais e, subordinadamente, calcita (Figuras 12A, 14A). A gênese apresenta ser tardia, preenchendo fraturas ~E-W que cortam zonas de alteração calciossilicáticas. A wollastonita (CaSiO_3) é um mineral sem feições de absorção diagnóstica na faixa do visível ao infravermelho de ondas curtas (CLOUTIS, 2002). Mesmo representando mineral comum desta zona de alteração, a assinatura espectral é marcada por feições de absorção de vesuvianitas, presentes na interface com outras zonas de alteração, e que ocorrem de forma subordinada e pontual (Figura 14B).

Figura 14 – (A) Exemplo de ocorrência de zona rica em wollastonita, com presença de cristais de vesuvianita na interface dessa zona com outras. (B) Curva espectral de refletância representativa da zona de alteração da wollastonita, com feições de absorção de vesuvianita que ocorrem pontualmente.



Fonte: O Autor (2022)

Di: diopsídio; Grt: granada; Hbl: hornblenda; Ves: vesuvianita; Wo: wollastonita.

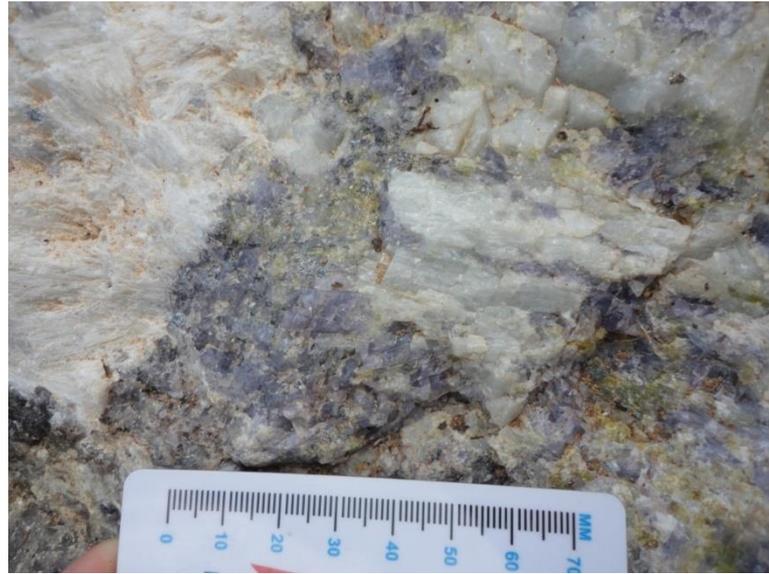
5.7 OCORRÊNCIA LOCAL DE VESUVIANITA VIOLETA

Ocorrência local da variedade de vesuvianita de coloração violeta foi observada em uma porção isolada do afloramento de mármore, caracterizado por alteração composta predominantemente por calcita, tremolita e vesuvianita (Figura 15).

Cristais de tremolita ocorrem com hábito fibroso e não possuem pleocroísmo, indicando composição química pobre em Fe (Figuras 16^a e 16B). As vesuvianitas ocorrem com inclusões de calcita, que se apresentam em hábito subédrico (Figuras 16C e 16D).

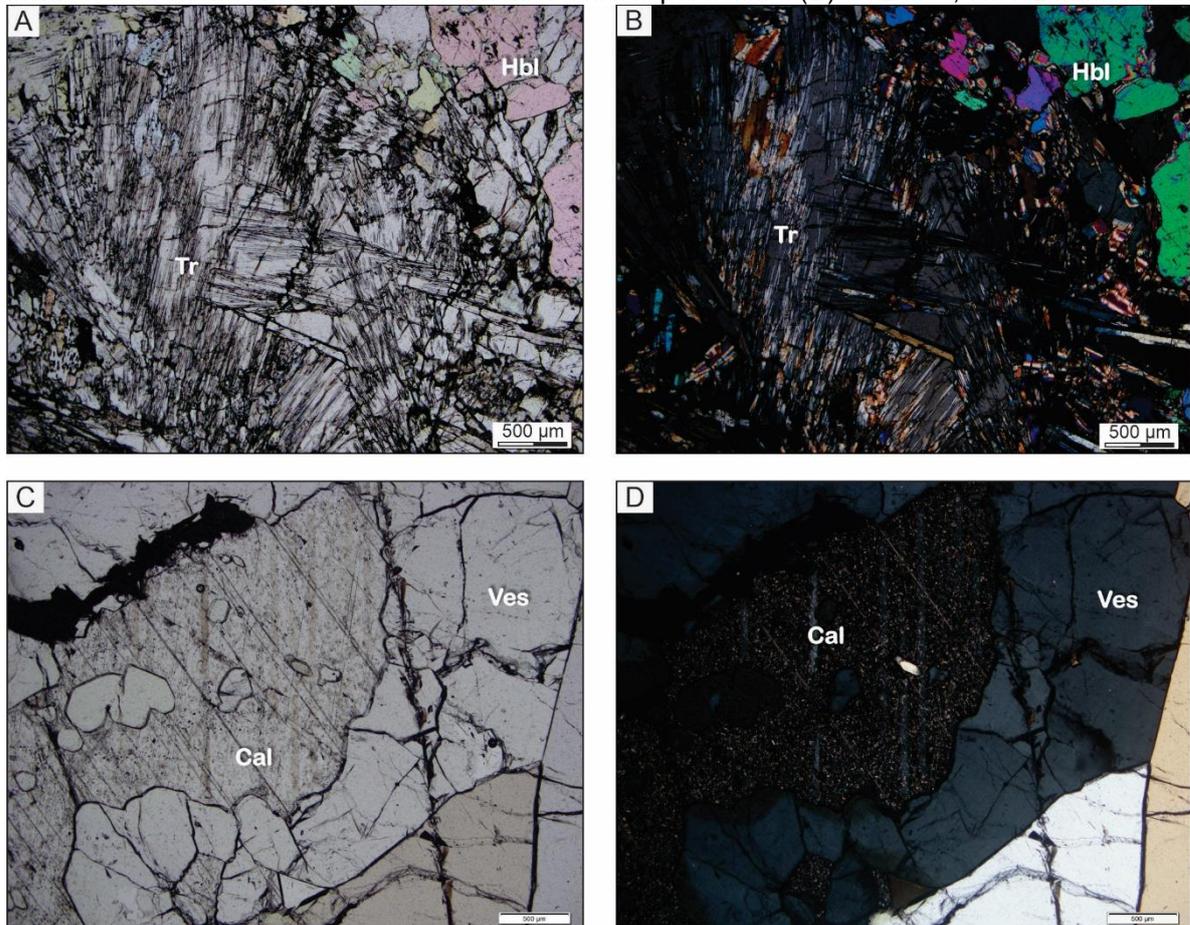
As principais feições espectrais de vesuvianita, previamente observadas na Figura 10B, são verificadas na curva espectral da variedade violeta, somando-se as feições em ~548 e 680 nm derivadas de Cr³⁺ (Figura 17). Este metal de transição explica a coloração violeta observada, conforme previamente constatado na literatura (FERREIRA *et al.*, 2014).

Figura 15 - Aspecto de único afloramento visitado de mármore portador de cristais de vesuvianita violeta.



Fonte: O Autor (2022)

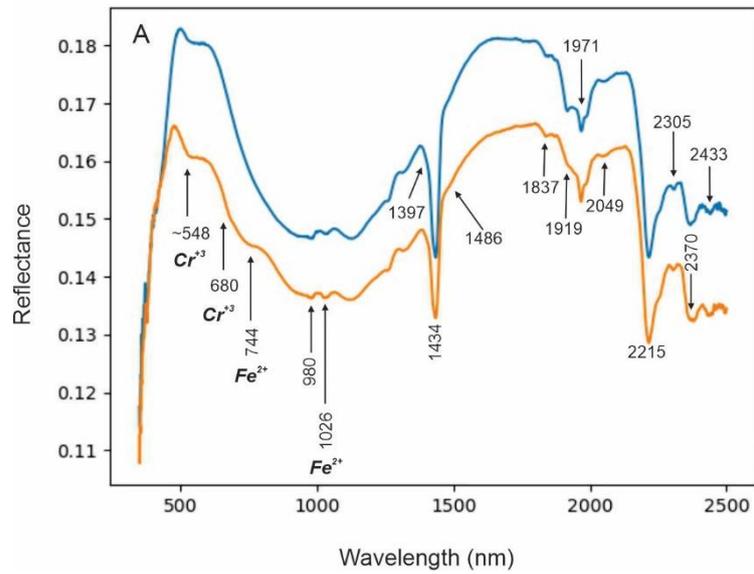
Figura 16 – (A) Detalhe de cristais de tremolita em hábito fibroso em contato com cristais de hornblenda subédricos a nicóis paralelos e (B) cruzados, (C) em luz transmitida. (C) Detalhe de inclusões da calcita em cristais de vesuvianita a nicóis paralelos e (D) cruzados, em luz transmitida.



Fonte: O Autor (2022)

Cal: calcita; Hbl: hornblenda; Tr: tremolita; Ves: vesuvianita.

Figura 17 – (A) Curva espectral de refletância de cristais de vesuvianita violeta. (B) Fotografia de cristal de vesuvianita violeta usando microscópio gemológico Schneider (Stemi 2000-C). Notar a presença de feições de absorção em cerca de 548 e 680 nm, causadas pela transição eletrônica em íons de Cr^{3+} .



Fonte: O Autor (2022)

6 DISCUSSÃO

A ocorrência skarnífera de Umbuzeiro Doce apresenta uma associação mineralógica composta principalmente por calcita, tremolita, granada, vesuvianita castanha, diopsídio, hornblenda, wollastonita, molibdenita, pirita e vesuvianita violeta. A associação típica de zona progressiva de metamorfismo é caracterizada pelos minerais granada, hornblenda, wollastonita e diopsídio, e a presença de minerais hidratados provavelmente representam a zona retrógrada do metamorfismo (e.g., anfibólios, vesuvianita), comumente observados em outras regiões da Faixa Seridó e do mundo (cf. MEINERT, 1992; SOUZA NETO *et al.*, 2008; MESQUITA, CARRINO, SOUZA NETO, 2019).

São destacadas que investigações de vesuvianitas e minerais de *skarn* associados, formados por metamorfismo de contato, podem ser analisadas em trabalho como de WATANABE e ARIMA (1989) que descreveram a mineralogia, em parte, similar àquela vista em Umbuzeiro Doce, em alvo skarnífero em uma localidade do Japão. A relação vista pelos autores citados é de existência de mineralogia composta de granada (grossulária), diopsídio, monticellita, calcita, wollastonita e vesuvianita, esta última com formação atribuída a condições de alta quantidade de fluidos aquosos derivados de magma granítico que reagiram com rochas carbonáticas, em um processo que permite transferir elementos e criar condições de calor e estabilidade para a formação de vesuvianitas. De acordo com os autores supracitados, um mecanismo de formação de vesuvianitas em ambientes skarníferos pode ser retratada pela Equação 1, considerando também que wollastonita e diopsídio podem estar envolvidos na formação de vesuvianita.



Em adição, a gradação mineralógica nos bolsões de *skarn* pode ser relacionada com variações de condições de temperatura e pressão, na razão fluido/rocha, e na composição de fluidos evidenciados pela existência dos pegmatitos que ocorrem na região e que possivelmente (disponibilidade de K, Mg, Fe, Si, Al, etc) alteram a rocha carbonática (WATANABE; ARIMA, 1989).

No presente trabalho, foi vista a ocorrência de mármore (Formação Jucurutu) encaixados em micaxistos da Formação Seridó, que aparecem de forma distal à

principal zona calciossilicática (*skarn*) onde pode ocorrer molibdenita e/ou scheelita além de, muito localmente, aparecem cristais de vesuvianita violeta com potencial gemológico em tremolita mármore (cf. FERREIRA *et al.*, 2014).

As zonas de alteração proximais aqui definidas foram denominadas de zona de granada-vesuvianita, zona de diopsídio-hornblenda, e zona rica em wollastonita, de ocorrência tardia, preenchendo fraturas ~E-W, sendo que todo esse zoneamento foi verificado em três lentes ou bolsões com 2-3 m (Figura 4) e na interface de litologias, como o micaxisto e o mármore (Figura 5A e 5B). Essa verificação de alteração hidrotermal na interface do micaxisto e mármore indica, pelo menos, um dos mecanismos ou zonas de alívio que facilitaram a percolação de fluidos nessa região. Outra característica observada nas relações de campo é a ausência de falhas ou zonas de cisalhamento na área de estudo; todavia, regionalmente (Figura 3), são observadas grandes estruturas (dobramentos regionais e zonas de cisalhamento NE-SW) que podem ter atuado como trajetórias de percolação regional de pulsos de fluidos hidrotermais, estes fornecidos pelas atividades magmáticas (neoproterozoicas/cambrianas) e metamórficas que ocorrem nessa região do nordeste brasileiro (SOUZA NETO *et al.*, 2008; HOLLANDA *et al.*, 2017).

A atenção especial nesse presente trabalho é dada à análise crítica da caracterização espectral-mineralógica visando a discriminação otimizada de zonas de alteração hidrotermal onde podem ocorrer minerais minério de Mo, e/ou a vesuvianita violeta e/ou scheelita. Assim, a subseção abaixo explora essas possibilidades.

6.1 O USO DA ESPECTROSCOPIA DE REFLETÂNCIA COMO FERRAMENTA PROSPECTIVA EM OCORRÊNCIAS OU DEPÓSITOS SKARNÍFEROS SIMILARES AO ALVO UMBUZEIRO DOCE

A mineralogia de alteração hidrotermal observada no presente estudo em Umbuzeiro Doce permitiu a distinção de zona distal caracterizada por mármore e tremolita mármore, passando às zonas calciossilicáticas proximais denominadas zonas da granada-vesuvianita, de diopsídio-hornblenda, zona enriquecida em wollastonita, além de uma zona local preservada, dominada por concentração de cristais de vesuvianita violeta.

A caracterização espectral desse zoneamento permite o primeiro passo na pesquisa de exploração com o uso de tecnologias espectrais, que é a etapa de identificação de assinaturas espectrais ambíguas ou não das zonas, e quais possibilidades ou potenciais usos pode haver para discriminação rápida em escala de afloramento ou aérea/orbital.

Nesse sentido, para fins de análise visual comparativa, foi feita a montagem das assinaturas espectrais do zoneamento distal a proximal investigado no presente trabalho (Figura 18) e a identificação de faixas espectrais mais úteis para rapidamente caracterizar as zonas enriquecidas em carbonatos das zonas ricas em minerais calciossilicáticos.

feições profundas em ~2340 e ~2475 nm (calcita) e, no caso da abundância de ocorrência de tremolita, pela feição profunda em ~1024 nm (ferro ferroso) e 1393 nm (OH). As feições de absorção de Fe-OH (~2250 nm) e Mg-OH (~2300, 2313, 2386 nm) de tremolita pode ser ambígua com a de outros minerais portadores de moléculas do tipo C-O e OH que ocorrem na área de estudo, e por tal, estes comprimentos de onda nem sempre serão a faixa espectral mais adequada para a análise da separabilidade de zonas de alteração (Figura 18).

Tabela 2 - Lista de minerais com feições espectrais diagnósticas usando um ASD-FieldSpec e potenciais índices espectrais propostos.

Litologia ou zoneamento mineral	Principais minerais diagnósticos com E.R.	Feição(ões) de absorção mais característica(s)	Possibilidades de índices espectrais para realce de minerais	Maior potencial econômico verificado nesse trabalho e prévios ^{1, 2}
Distal - mármore	Calcita e minerais máficos (biotita ou flogopita)	Calcita: 2340 e 2475 nm* (C-O)	Critério: abundância de calcita. Proposta de índice espectral de mármore (MI): $\rho_{2414} \text{ nm} / \rho_{2475} \text{ nm}$	-
Distal - tremolita mármore	Tremolita	Tremolita: 1024 nm (ferro ferroso), 1393 nm* (OH), ~2300 nm (Mg-OH)	Critério: abundância de tremolita. Proposta de índice espectral de tremolita mármore (TMI): $\rho_{1360} \text{ nm} / \rho_{1393} \text{ nm}$	-
Proximal - zona de alteração granada-vesuvianita	Vesuvianita de cor castanho-escura a verde lodo	Vesuvianita: ~900, 1165 nm (ferro ferroso), ~1400, ~1836, ~1962, ~2047, 2215* , ~2306, ~2385 nm (OH)	Critério: abundância de vesuvianita castanha escura a verde lodo. Proposta de índice espectral da zona de granada-vesuvianita (GVI): $\rho_{2140} \text{ nm} / \rho_{2215} \text{ nm}$	Molibdenita e scheelita, que ocorrem na área dessas três zonas de alteração calciossilicáticas ou na interface delas com mármore.
Proximal - zona de alteração diopsídio-hornblenda	Anfibólio e piroxênio. Localmente, prehnita.	Anfibólio e piroxênio (e.g. hornblenda, diopsídio): ampla absorção de ferro ferroso, centrada em ~1153 nm*	Critério: abundância de anfibólio/piroxênio. Proposta de índice espectral da zona de diopsídio-hornblenda (DHI): $[(\rho_{500} \text{ nm} / \rho_{1153} \text{ nm}) / \rho_{1380} \text{ nm}]$	
Proximal - zona de alteração da wollastonita	Vesuvianita verde lodo a castanho escura pontuais, da interface com outras zonas de alteração portadoras desse mineral	As feições típicas de vesuvianita verificada na zonada granada-vesuvianita. Assinatura espectral de vesuvianita de forma sutil. Wollastonita, que ocorre em maior quantidade, não possui feições de absorção.	-	
Proximal - vesuvianita violeta - calcita - tremolita	Vesuvianita violeta	Vesuvianita violeta: mesmas feições descritas na zona de granada-vesuvianita. Feições em 548* e 680* nm são diagnósticas da variedade violeta.	Critério: abundância de vesuvianita violeta. Proposta de índice espectral de vesuvianita violeta (VVI): $\rho_{476} \text{ nm} / \rho_{548} \text{ nm}$	Vesuvianita violeta (fins gemológico)

Fonte - O autor (2022).

¹ FERREIRA *et al.* (2014); ² PAIXÃO *et al.* (2019).

*Comprimentos de onda com feições de absorção diagnósticas em condições de medições de refletância com coexistência (mistura) de diferentes minerais.

b. Zona de alteração granada-vesuvianita: como predomina a assinatura espectral de vesuvianita, aparecem amplas feições de ferro ferroso na região do visível ao infravermelho próximo que, a depender de condições de mistura, poderá ter características, à primeira vista, similares de a de outros minerais portadores de ferro, como anfibólios e piroxênios. Outras regiões do espectro que apresentam feições absorção de vesuvianita podem também ser ambíguas, em partes, com a de outros minerais que ocorrem na área (carbonatos, silicatos hidratados), e estão nas faixas de ~1400 nm (OH), ~1836, ~1962, ~2047, ~2306, ~2385 nm (OH). A feição da vesuvianita que se destaca pela profundidade e forma está localizada em 2215 nm (OH) (Figura 18).

c. Zona de alteração diopsídio-hornblenda: ampla faixa de absorção de ferro ferroso (~1153 nm) é marcante no visível ao infravermelho próximo (Figura 18). Considera-se essa assinatura a mais relevante que caracteriza esta zona de alteração, pois prehnita pode ocorrer de forma muito local (Figura 5.9), não sendo usada como um padrão espectral pela sua escassa abundância e representatividade nessa zona de alteração diopsídio-hornblenda.

d. Zona de alteração rica em wollastonita: é a zona de alteração dominada pela wollastonita que não tem resposta diagnóstica na faixa refletida do espectro eletromagnético. Como há cristais de vesuvianita assimiladas de outras zonas de alteração, observa-se que a assinatura espectral é muito similar com a da zona de alteração de granada-vesuvianita (Figura 18). Assim, concluímos que há uma grande limitação para se reconhecer a zona enriquecida em wollastonita nesse alvo estudado e usando a faixa do espectro refletido.

e. Zona de alteração portadora de vesuvianita violeta: apenas um pequeno afloramento de cristais de vesuvianita violeta foi observado em Umbuzeiro Doce. A assinatura espectral é muito similar à da zona de alteração de granada-vesuvianita, todavia, com feições adicionais em ~548 e ~680 nm derivadas de transição eletrônica em íons de Cr^{3+} (Figura 18). Essa região do espectro do visível é que permite separar essa zona de alteração das demais portadoras desse silicato hidratado nas cores verde lodo a castanha.

Sabendo-se de várias metodologias para otimizar tempo na etapa de identificação de zonas minerais, como aquelas baseadas em estatística multivariada (e.g. análise de componentes principais, K-médias) e classificação supervisionada, aparece ainda a linha de uso, em dados de refletância pontual, de índices espectrais

baseadas na análise do contraste e feições de absorção diagnósticas de minerais usando-se a aritmética de espectros. Este viés é encontrado em aplicações a diferentes depósitos ou prospectos minerais na literatura, como em TAPPERT *et al.* (2011), YANG *et al.* (2011), PRADO *et al.* (2016), MESQUITA; CARRINO; SOUZA NETO (2019) e, sobretudo para estimar maior abundância de certos grupos minerais em função da maior profundidade de determinadas feições de absorção diagnósticas.

No presente estudo, a partir da comparação do padrões espectrais de cada zona mineral principal identificada em Umbuzeiro Doce (Figura 18), procedeu-se com a análise complementar de proposição de potenciais índices espectrais para otimizar a separabilidade de cada zona e permitir uma rápida identificação em condições de análise sistemática de rochas coletadas em ambientes skarníferos similares ou mesmo em testemunhos de sondagem se disponíveis no local ou em alvos similares na região do Seridó. Os índices propostos estão mostrados na Tabela 2, devem ser aplicados nos espectros de refletância normalizados a partir da técnica da remoção do contínuo (CLARK; ROUSH, 1984), e são justificados da seguinte forma:

a. Para mármore: a principal feição da calcita, não ambígua com outros minerais, e derivada da vibração de C-O, compreende aquela centrada em 2475 nm. Para tal, a razão da refletância em 2414 nm pela refletância em 2475 nm foi usada como índice espectral (Figura 18; índice **MI** da Tabela 2), sendo que quanto maior a abundância de calcita numa amostra, maior o valor resultante dessa aritmética. Observa-se que apenas a tremolita apresenta uma feição similar em ~2475 nm; porém, com pouca intensidade da absorção se comparado com a maior abundância de calcita (Figura 18);

b. Para tremolita mármore: a principal feição de absorção da tremolita, que não é similar com outros minerais presentes no alvo do Umbuzeiro Doce, está centrada em 1393 nm (OH). Assim, o índice espectral para realçar a presença e abundância relativa desse mineral em qualquer amostra coletada na área, é baseada na razão da refletância em 1360 nm pela refletância em 1393 nm (Figura 18; índice **TMI** da Tabela 2). Quanto maior a abundância de tremolita, maior será o valor resultante desse índice espectral.

c. Para a zona de alteração granada-vesuvianita: o índice espectral criado é baseado na razão da refletância centrada em 2140 nm pela refletância em 2215 nm,

visto que se usa como guia de identificação dessa zona de alteração a abundância de vesuvianita castanha a verde lodo, que, por sua vez, é marcada por profunda feição em 2215 nm (OH) (Figura 18; índice **GVI** da Tabela 2). Quanto mais vesuvianita ocorre na amostra de rocha ou afloramento, maior será o valor obtido com a aplicação dessa aritmética. É importante dizer que, a similaridade do comportamento espectral na faixa do visível ao infravermelho de ondas curtas para a zona de alteração rica em wollastonita (em função da presença pontual de vesuvianitas assimiladas de outras zonas de alteração), todavia, impede uma fácil e rápida caracterização usando a tecnologia espectral (Figura 18).

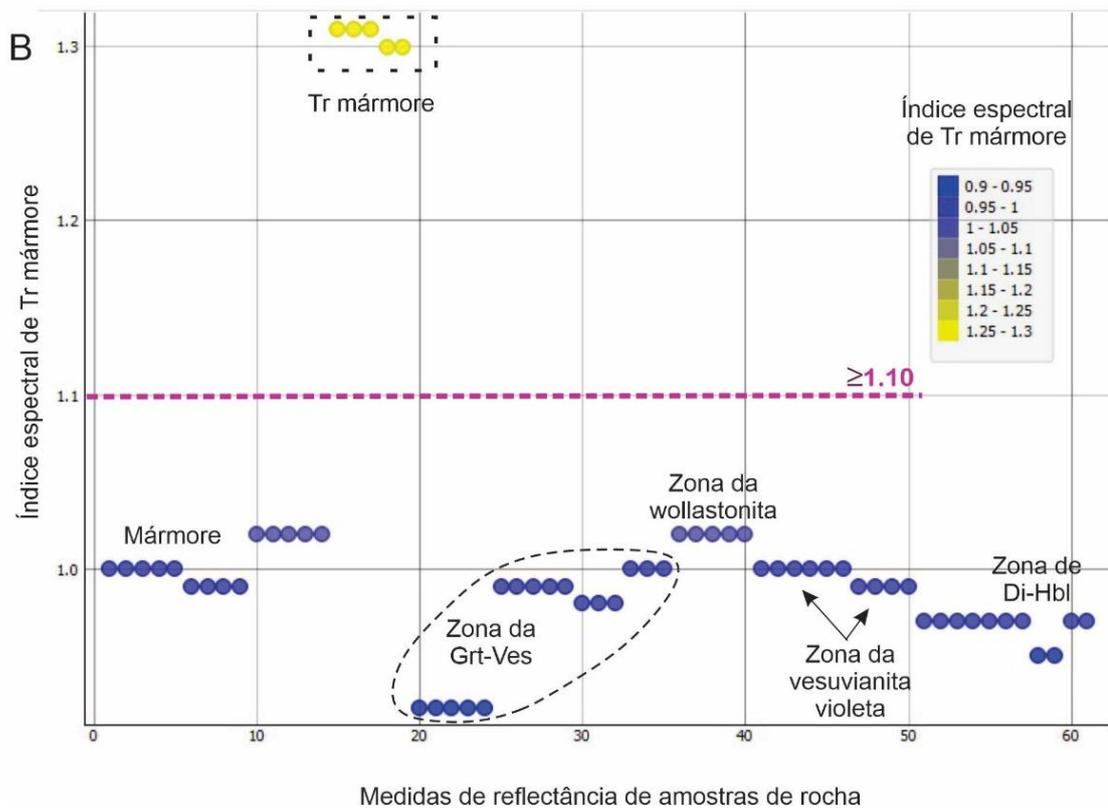
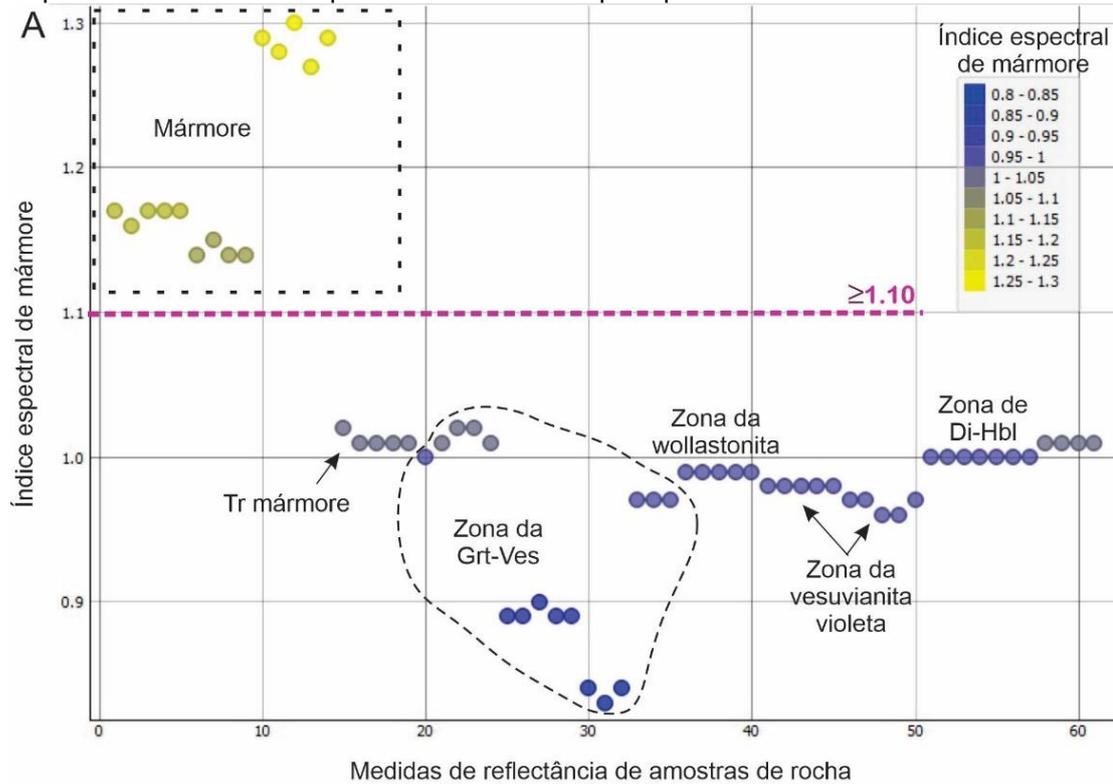
d. Para a zona de alteração diopsídio-hornblenda: o índice é baseado na ocorrência de ampla feição de ferro ferroso na faixa do visível ao infravermelho próximo. Como há certa similaridade dessa ampla absorção com aquelas vistas em amostras de rochas ricas em vesuvianita, o índice espectral proposto se baseou em picos de refletância e feição de absorção que podem realçar amostras ricas em diopsídio-hornblenda das que são ricas em vesuvianita. A aritmética é dada por: (refletância em 500 nm/refletância em 1153 nm)/refletância em 1380 nm (Figura 18; índice **DHI** da Tabela 2). Assim, amostras da zona diopsídio-hornblenda serão marcadas por maiores valores resultantes do índice proposto.

e. Para a zona de alteração portadora de vesuvianita violeta: considerou-se a curva espectral dominada pela ocorrência de cristais de vesuvianita violeta. A diferenciação espectral é vista nas absorções derivadas de Cr^{3+} e por isso, a proposta de índice espectral para tentar identificar essa zona é baseada na razão da refletância em 476 nm (pico de refletância) pela refletância em 548 nm (absorção de Cr^{3+}) (Figura 18; índice **VVI** da Tabela 2). Amostras portadoras de vesuvianita violeta serão marcadas por altos valores derivados da aplicação desse índice espectral.

Como forma de validação inicial dessa metodologia baseada na discriminação mineralógica otimizada por índices espectrais para este estudo de caso, procedeu-se com a seleção de 61 espectros que foram normalizados pela técnica da remoção do contínuo (*Hull quotient*). Todos os índices espectrais foram calculados nessas curvas de refletância normalizadas e os resultados estão mostrados nas figuras 19, 20 e 21. A identificação mineralógica ou de zonas de alteração é feita de forma otimizada nesse teste piloto, para $n=61$, da seguinte forma:

- a. Discriminação de rochas como mármore (valores de índice espectral de mármore **MI** $\geq 1,10$; Figura 19A) e tremolita mármore (valores de índice espectral de tremolita mármore **TMI** $\geq 1,10$; Figura 19B).
- b. Discriminação de rochas da zona de alteração de granada-vesuvianita, a partir de valores de **GVI** $\geq 1,10$ (Figura 20A). Nota-se que amostras de rochas de zonas de alteração da wollastonita foram discriminadas juntas também, como esperado, devido à ausência de feições de absorção de CaSiO_3 e à presença pontual de vesuvianita nessa zona.
- c. Discriminação de rochas da zona de alteração de diopsídio-hornblenda, a partir de valores de **DHI** $\geq 2,00$ (Figura 20B);
- d. Discriminação de rochas da zona de alteração rica em vesuvianita violeta, a partir de valores de **VVI** $> 1,00$ (Figura 21A). Um caso particular que observamos é a possibilidade de separar com efetividade rochas dessa zona de alteração usando-se os valores do índice de granada-vesuvianita combinados com os do índice da zona da vesuvianita violeta (Figura 21B).

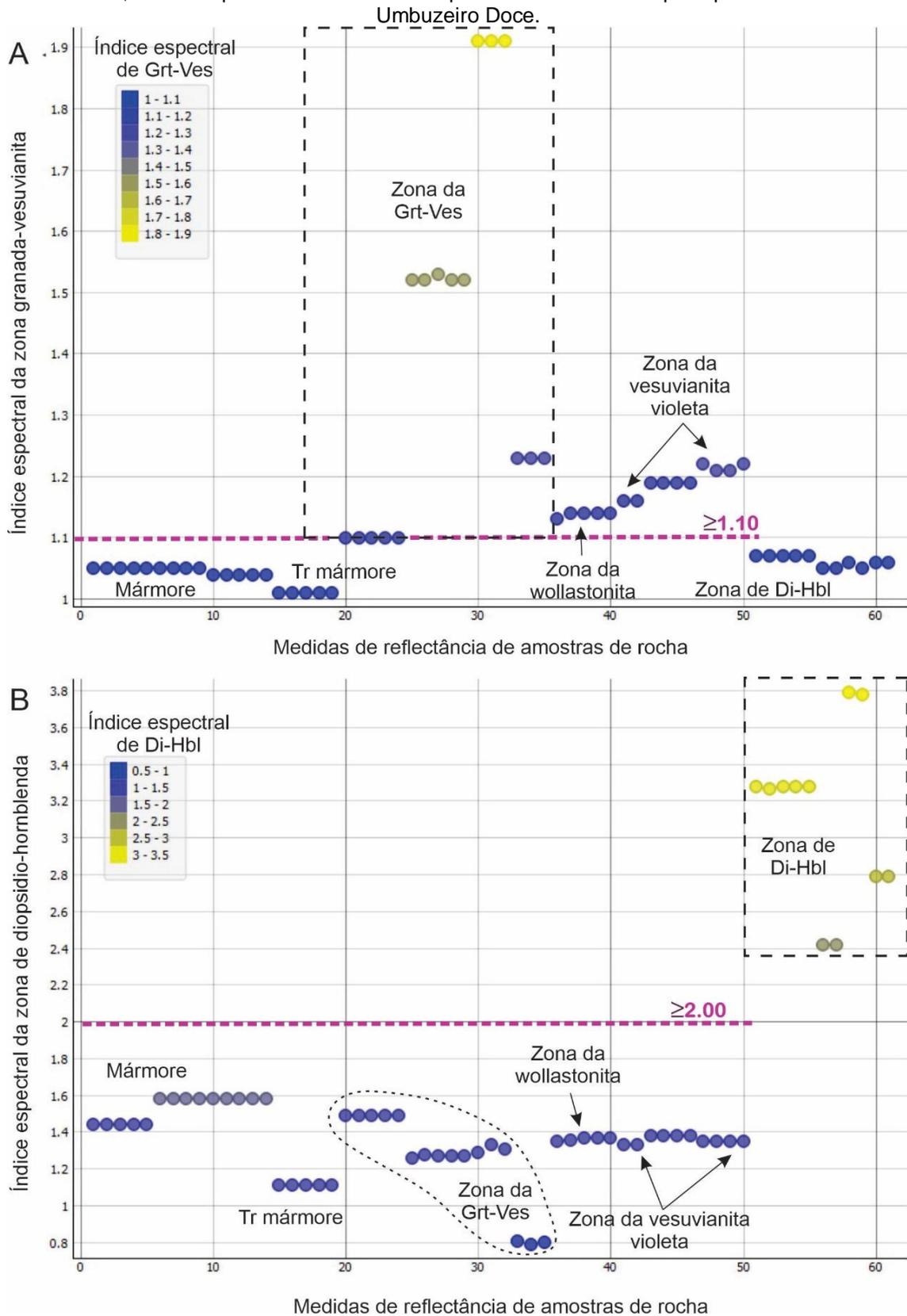
Figura 19 – (A) Aplicação piloto de índices espectrais de mármore e (B) tremolita mármore, em 61 espectros de refletância representativos de cada principal zona mineral de Umbuzeiro Doce.



Fonte: O Autor (2022)

Di: diopsídio; Grt: granada; Hbl: hornblenda; Tr: tremolita; Ves: vesuvianita.

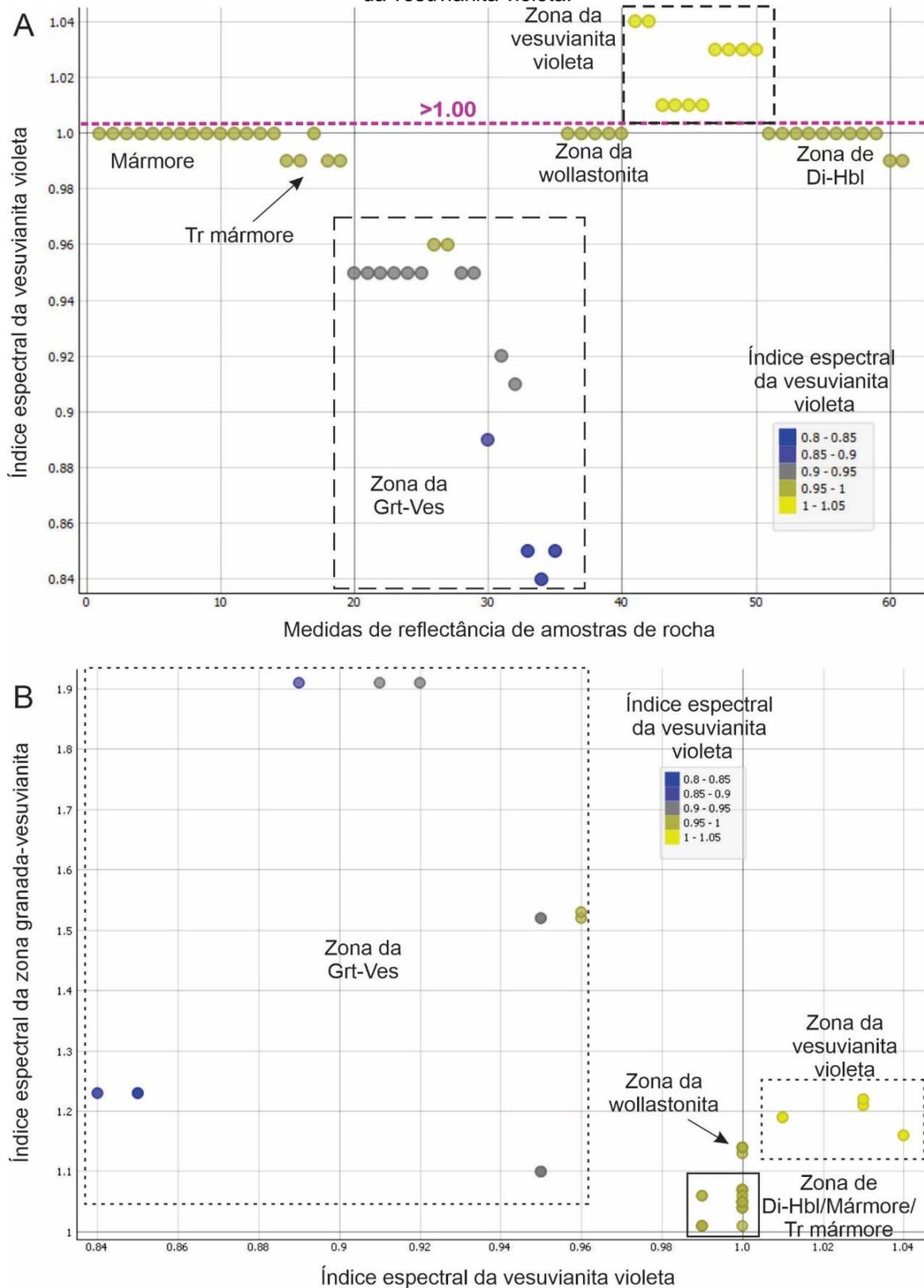
Figura 20 – (A) Aplicação piloto de índices espectrais da zona da granada-vesuvianita e (B) diopsídio-hornblenda, em 61 espectros de refletância representativos de cada principal zona mineral de



Fonte: O Autor (2022)

Di: diopsídio; Grt: granada; Hbl: hornblenda; Tr: tremolita; Ves: vesuvianita.

Figura 21 – (A) Aplicação piloto de índices espectrais da zona de alteração com vesuvianita violeta e (B) comparação gráfica da resposta entre o índice da zona da granada-vesuvianita e o índice da zona da vesuvianita violeta.



Fonte: O Autor (2022)

Di: diopsídio; Grt: granada; Hbl: hornblenda; Tr: tremolita; Ves: vesuvianita.

Assim, com base na identificação qualitativa espectral balizada por petrografia, além de a proposição de índices espectrais para otimizar a discriminação mineralógica e zoneamento hidrotermal e teste feito com 61 amostras de refletância de diferentes amostras de rocha de Umbuzeiro Doce, notamos que a diferenciação espectral proposta nesse estudo é evidenciada entre o mármore, o tremolita mármore, e as zonas diopsídio-hornblenda e todas as zonas de alteração portadoras de vesuvianita, incluindo porções ainda não exauridas da variedade violeta de vesuvianita.

As principais dificuldades encontradas no uso da tecnologia da espectroscopia de refletância nesse alvo skarnífero compreendem a não identificação de scheelita (CaWO_4), carbonatos não apresentam feições de absorção características na faixa do infravermelho de ondas curtas, e escasso afloramento do contexto de ocorrência de vesuvianita violeta, para uma análise de assinaturas de refletância seguindo um padrão mais coerente de amostragem estatística. A wollastonita (CaSiO_3) também não apresenta feições de absorção diagnósticas (CLOUTIS, 2002), tornando a zona de alteração rica em wollastonita ambígua em termos de resposta espectral com as outras zonas de alteração portadoras de vesuvianita. A continuação de estudos nessa região pode tentar solucionar essa questão de identificação otimizada de minerais como scheelita e wollastonita, a partir, por exemplo de emprego de tecnologia espectral na faixa do infravermelho termal.

7 CONSIDERAÇÕES FINAIS

A aplicação da técnica de espectroscopia de reflectância possibilitou a confecção de uma biblioteca espectral do *skarn* de Umbuzeiro Doce.

Foi possível notar que os dados espectrais diferem bem entre as litologias mármore, tremolita mármore e as zonas de diopsídio-hornblenda, com zonas de alteração ricas em vesuvianitas castanhas e violetas.

Verificou-se que a vesuvianita violeta apresenta esta coloração pela presença do elemento cromo em sua composição, marcada por absorção ~548 e ~680 nm. Os cristais de vesuvianitas que não apresentam o elemento cromo, ocorrem na região com coloração castanha e verde lodo. Esta diferença é evidenciada nas curvas espectrais de ambas onde os cristais de vesuvianita castanhas não apresentam as feições de absorção características do cromo, apenas feições de característica 901, 1165 nm (ferro ferroso), 1405 nm (OH), 1436 nm (OH), 1482 nm (OH), 1836 nm (OH), 1921 e 1962 (OH ou H₂O).

A partir de a análise das curvas espectrais dos principais zoneamentos minerais que ocorrem na área, foi possível identificar padrões no comportamento dessas curvas, dando condições para a criação de índices espectrais que facilitam o estudo e reconhecimento de litologias e zonas minerais do alvo Umbuzeiro Doce. Os índices espectrais foram utilizados na diferenciação entre zonas distais caracterizadas por mármore e tremolita mármore, e zonas proximais sendo a zona granada-vesuvianita, zona diopsídio-hornblenda, zona enriquecida em wollastonita, e uma zona local, rica em vesuvianita violeta.

Este trabalho fez amostragem de rochas e análises petrográficas das zonas do mármore e de bolsões de *skarn*, ficando de fora uma amostragem confiável na interface entre o micaxisto da Formação Seridó e o mármore da Formação Jucurutu, onde há a presença de zoneamentos de alteração. Um estudo com maior detalhe amostral nessa interface é uma sugestão que possa a vir contemplar a área de Umbuzeiro Doce em trabalhos futuros, a fim de verificar a mineralogia e suas respostas espectrais.

Minerais como wollastonita e scheelita, não apresentam respostas espectrais que venham caracterizá-los na faixa visível-infravermelho de ondas curtas, por isso

estes podem ser caracterizados futuramente com a utilização de espectroscopia na faixa do infravermelho termal.

REFERÊNCIAS

- ALMEIDA, F. F. M.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B.B; FUCK, R.A. Brazilian structural provinces: an introduction. **Earth-Science Reviews**, v. 17, n. 1-2, p. 1-29, 1981.
- ARCHANJO, C. J.; BOUCHEZ, J.L. Le Seridó, une chaîne transpressive dextre au Protérozoïque supérieur du Nord-Est du Brésil. **Bulletin de la Société géologique de France**, v. 162, n. 4, p. 637-647, 1991.
- ARCHANJO, C. J; VIEGAS, L.G.F; HOLLANDA, M.H.B.M; SOUZA, L.C; LIU, D. Timing of the HT/LP transpression in the Neoproterozoic Seridó Belt (Borborema Province, Brazil): constraints from UPb (SHRIMP) geochronology and implications for the connections between NE Brazil and West Africa. **Gondwana Research**, v. 23, n. 2, p. 701-714, 2013.
- BRITO NEVES, B.B.; SANTOS, E.J.; VAN SCHMUS, W.R. Tectonic history of the Borborema Province, Northeastern Brazil. *In*: CORDANI, U.G.; MILANI, E.J.; THOMAZ FILHO, A.; CAMPOS, D.A. (org). **Tectonic Evolution of South America**. Special publication, 31st International Geological Congress. Rio de Janeiro, Brazil. 151-182p. 2000.
- BRITO NEVES, B.B.; FUCK, R.A.; PIMENTEL, M.M. The Brasiliano collage in South America: a review. **Brazilian Journal of Geology**, v.44, 3, p.493-518, set. 2014.
- CABY, R.; ARTHAUD, M.H.; ARCHANJO, C.J. Lithostratigraphy and petrostructural characterization of supracrustal units in the Brasiliano Belt of Northeast Brazil: geodynamic implications. **Journal of South American Earth Sciences**, v.8, 3-4 p. 235-246, jul-out 1995.
- CAVALCANTE, R; CUNHA, A.L.C; MEDEIROS, V.C. Programa Geologia do Brasil PGB. **Projeto Provincias Metalogenéticas Do Brasil: Área Pb-Rn (Borborema Leste)**. Estados do Rio Grande do Norte e Paraíba. 1 mapa.Escala 1 :250.000. 2015.
- CLARK, R.N; ROUSH T.L. Reflectance spectroscopy: quantitative analysis techniques for remote sensing applications. **Journal of Geophysical Research**. v. 89, n. B7, p. 6329-6340. 1984.
- CLARK, R.N. Spectroscopy of rocks and minerals, and principles of spectroscopy, in: Rencz, A.N. (Ed.), Manual of remote sensing. **Remote Sensing for the Earth Science**. John Wiley and Sons, New York. v.3 p. 3-58. 1999.
- CLARK, R. N; KING, T.V.V; KLEJWA, M ;SWAYZE, G.A;VERGO, N. High spectral resolution reflectance spectroscopy of minerals. **Journal of Geophysical Research**, v. 95, n. B8. 1990.
- CLOUTIS, E. A. Pyroxene reflectance spectra: minor absorption bands and effects of elemental substitutions. **Journal of Geophysical Research**. v. 107, n. E6, 5039. 2002.

COSTA, M.A.C; PERROTA, M.M; SOUZA FILHO, C.R. DE. Resultados preliminares de espectroscopia de refletância e imageamento hiperespectral na região da Mina de scheelita de Brejuí (RN), Faixa Seridó, Província Borborema, **in: Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto**. v.18, p. 5737-5744. 2017.

CUDAHY, T. J; WILSON, J; HEWSON, R; LINTON, P; HARRIS, P; SEARS, M; HACKWELL, J.A. Mapping the skarn-porphyry-epithermal alteration system, at Yerington , Nevada , using VNIR-SWIR-TIR remotely sensed data. **Exploration and Mining Report**. 1121R. 2001.

DANTAS, E.L; VAN SCHUMS, W.R; HACKSPACHER, P.C; FETTER, A.H; BRITO NEVES, B.B; CORDANI, U; NUTMAN, A.P; WILLIAMS, I.S. The 3.4-3.5 Ga São José do Campestre massif, NE Brazil: remnants of the oldest crust in South America. **Precambrian Research**, v.130, 1-4, p.113-137, abr. 2004.

FERREIRA, A.C.M; SOARES, D.R; LIMA, R.J.S; FILHO, J.S; FERREIRA, J.A.M. Vesuvianita violeta gemológica do skarn de Umbuzeiro Doce, Província Scheelitífera da Borborema, NE do Brasil. **Estudos Geológicos**, v.24, 1, p.31-41, 2014.

FERREIRA, C.A.; SANTOS, E.J. **Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Jaguaribe SE. Folha SB.24-Z. Estados do Ceará, Rio Grande do Norte e Pernambuco**. Escala 1:500.000. Geologia e Metalogênese. CPRM. Recife: CPRM, 2000. 1 CD ROM.

FRESIA, B; ROSS, P.S; GLOAGUEM, E; BOURKE, A. Lithological discrimination based on statistical analysis of multi-sensor drill core logging data in the Matagami VMS district, Québec, Canada. **Ore Geology Reviews**, v. 80, p. 552-563. 2017.

Disponível em:

<https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S0169136816301305>. Acesso em: 14 dez 2021.

GAFFEY, S.J. Spectral reflectance of-carbonate minerals in the visible and near infrared (0.35-2.55 microns): calcite, aragonite, and dolomite. **American Mineralogist**. v.71, p. 151-162. 1986.

GROAT, L.A.; HAWTHORNE, F.C. Diffuse reflections and the symmetry of vesuvianite. **Phase Transitions**. v. 67, p.137-151. 1998.

GROAT, L.A; HAWTHORNE, F.C; ROSSMAN, G.R; SCOTT ERICIT, T. The infrared spectroscopy of vesuvianite in the OH region. **The Canadian Mineralogist**. v. 33, p.609-626. 1995.

GUO, N; CUDAHY, T; JUXING, T; QINGXI, T. Mapping white mica alteration associated with the Jiama porphyry-skarn Cu deposit, central Tibet using *field* SWIR spectrometry. **Ore Geology Reviews**. n.108, p.147–157. 2019.

HECKER, C; VAN RUITENBEEK, F.J.A; VAN DER WERFF, H.M.A; BAKKER. W.H; HEWSON, R.D; VAN DER MEER, F.D. Spectral absorption feature analysis for finding ore. A tutorial on using the method in geological remote sensing. **IEEE Geoscience and Remote Sensing Magazine**, n.7, p.51-71. 2019.

HOLLANDA, M.H.B.M; ARCHANJO, C.J; SOUZA, L.C; DUNYI, L; ARMSTRONGR. Long-lived Paleoproterozoic granitic magmatism in the Seridó-Jaguaribe domain, Borborema Province - NE Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v.32, 4, p.287-300, dez. 2011. Disponível em:

<https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S0895981111000162>. Acesso em: 29 jul. 2020.

HOLLANDA, M.H.B.M; SOUZA NETO, J.A; ARCHANJO, A.J; STEIN, H; MAIA, A.C.S. Age of the granitic magmatism and the W-Mo mineralization in skarns of the Seridó belt (NE Brazil) based on zircon U-Pb (SHRIMP) and molybdenite Re-Os dating. **Journal of South American Earth Sciences**, v.79, p.1-11. 2017. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S089598111630267X>. Acesso em 29 jul. 2020.

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

IBGE. Malhas digitais 2015. Desenvolvido pelo Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. Disponível em: <https://mapas.ibge.gov.br/bases-e-referenciais/bases-cartograficas/malhas-digitais>. Acesso em 13 jul. 2020.

LAMPINEN, H. M; LAUKAMP, C; OCCHIPINTI, S.A; HARDY, L; Mineral footprints of the paleoproterozoic sediment-hosted Abra Pb-Zn-Cu-Au deposit Capricorn Orogen, Western Australia. **Ore Geology Reviews**. v. 104, p. 436-461. 2019.

MEINERT, L.D; DIPPLE, M.G; NICOLESCU, S. World skarn deposits. **Economic Geology**. v. 100, p. 299–336. 2005.

MEINERT, L.D. Skarns and skarn deposits. **Geoscience Canada**. v. 19, p. 145–162. 1992.

MESQUITA, N.M.; CARRINO, T.A.; SOUZA NETO, J.A. The use of reflectance spectroscopy and the prehnite spectral index to target gold mineralization at the Bonfim polymetallic skarn deposit, Seridó Mobile Belt, Borborema Province, Brazil. **Ore Geology Reviews**, v.115, 103192, dez. 2019.

NALETO, J. L. C; PERROTTA, M.M; COSTA, F.G; SOUZA FILHO, C. R. Point and imaging spectroscopy investigations on the Pedra Branca orogenic gold deposit, Tróia Massif, Northeast Brazil: implications for mineral exploration in amphibolite metamorphic-grade terrains. **Ore Geology Reviews**. v. 107, p. 283-309. 2019.

NASCIMENTO, M.A.L.; GALINDO, A.C.; MEDEIROS; V.C. Ediacaran to Cambrian magmatic suites in the Rio Grande do Norte domain, extreme Northeastern Borborema Province (NE of Brazil): Current knowledge. **Journal of South American Earth Sciences**, v.58, p.281-299, mar. 2015. Disponível em:

<https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S0895981114001205>. Acesso em: 29 jul. 2020.

PAIXÃO, M.S; VIEIRA, F.F; SANTOS, L.C.M..L; SILVA, F.M.R., SILVA, J.V; LIMA, M.G. Algumas considerações sobre a lente de skarn mineralizada em scheelita-

vesuvianita de Umbuzeiro Doce, Paraíba. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 28., 2019, Aracaju. **Anais**. Aracaju: SBG, 2019. 1p.

PONTUAL, S.; MERRY, N.; GAMSON, P. **Spectral interpretation** - Field manual. GMEX. Spectral Analysis guides for mineral exploration. Victoria, AusSpec International Pty. Ltd, 2008, 189p.

PRADO, E. M. G; SILVA, A.M; DUCART, D.F; TOLEDO, C.L.B; ASSIS, L.M. Reflectance spectroradiometry Applied to a semi-quantitative analysis of the mineralogy of the N4ws deposit, Carajás Mineral Province, Pará, Brazil. **Ore Geology Reviews**. v. 78, p. 101-119. 2016.

ROSS, P. S; BOURKE, A; SCHNITZLER, N; CONLY, A. Exploration vectors from near infrared spectrometry near the McLeod Volcanogenic Massive Sulfide Deposit, Matagami District, Québec. **Economic Geology**. v. 114, n. 4, p. 613-638. 2019.

SANTOS, E.J. An overall view on the displaced terrane arrangement of the Borborema Province, NE Brazil. In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 31., 2000, Rio de Janeiro. **Abstracts**. Rio de Janeiro, CPRM, 2000. 1 CD-ROM.

SANTOS E.J., SOUZA NETO J.A., SILVA M.R.R., BEURLEN H., CAVALCANTI J.A.D., SILVA M.G., COSTA A.F., SANTOS L.C.M.L., SANTOS R.B. Metalogênese das porções norte e central da Província Borborema. In: SILVA, M.G.; ROCHA NETO, M.B.; JOST, H.; KUYUMJIAN, R.M. (org). **Metalogênese das Províncias Tectônicas Brasileiras**. Belo Horizonte: CPRM, 2014, p.343-384.

SANTOS, F.G; NETO, M.T.O.C; FERREIRA, V.P; BERTOTTI, A. L. Eo to Paleoproterozoic metamafic-ultramafic rocks from the central portion of the Rio Grande do Norte Domain, Borborema Province, northeast Brazil: The oldest South American platform rocks. **Journal of South American Earth Sciences**, v.97, 102410, jan. 2020.

SOUZA, Z.S; MARTIN, H; PEUCAT, J.J; JARDIM DE SÁ, E.F; MACEDO, M.H.F. Calc-alkaline magmatism at the Archean-Proterozoic Transition: the Caicó Complex Basement (NE Brazil). **Journal of Petrology**, v.48, 11, p.3149-3185, nov. 2007.

SOUZA, Z.C; KALSBECK, F; DENG, X.D; FREI, R; KOKFELT, T.F; DANTAS, E.L; LI, J.W; PIMENTEL, M. M; GALINDO, A.C. Generation of continental crust in northern part of the Borborema Province, northeastern Brazil, from Archean to Neoproterozoic. **Journal of South American Earth Sciences**, v.68, p.68-96, jul. 2016.

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**, v.43, p.185-205, jul. 2008.

TAPPERT, M; RIVARD, B; GILES, D; TAPPERT, R; MAUGER, A. Automated drill core logging using visible and near-infrared reflectance spectroscopy: a case study

from the Olympic Dam IOCG deposit, South Australia. **Economic Geology**, v. 106, n. 2, p. 289-296. 2011.

TIAN, J; ZHANG, Y; CHENG, J.M; SUN, S.Q; ZHAO, Y.J. Short wavelength infra-red (SWIR) characteristics of hydrothermal alteration minerals in skarn deposits: example from the Jiguanzui Cu-Au deposit, Eastern China. **Ore Geology Reviews**. v. 106, p. 134-149. 2019.

VAN SCHMUS, W.R; BRITO NEVES, B; HACKSPACHER, P.C; BAMBINSK, M. U/Pb and Sm/Nd geochronologic studies of the eastern Borborema Province, Northeastern Brazil: initial conclusions. **Journal of South American Sciences**, v.8, n.3/4, p.267-288, jul-out. 1995.

VAN SCHMUS, W.R; BRITO NEVES, B.B; WILLIAMS, I.S; HACKSPACHER, P.C; FETTER, A.H; DANTAS, E.L; BAMBINSK, M. The Seridó Group of NE Brazil, a late Neoproterozoic pre- to syn-collisional basin in West Gondwana: insights from SHRIMP U-Pb detrital zircon ages and Sm-Nd crustal residence (T_{DM}) ages. **Precambrian Research**, v. 127, 4, p.287-327, dez. 2003.

VAN SCHMUS, W.R.; OLIVEIRA, E.P; SILVA FILHO, A.F; TOTEU, S.F; PENAVE, J; GUIMARÃES, I.P. Proterozoic links between the Borborema Province, NE Brazil, and the Central African Fold Belt. **West Gondwana: Pre-Cenozoic Correlations Across the South Atlantic Region**. Geological Society Special Publication. London: The Geological Society, 2008. v.294, p.69-100.

VELÁSQUEZ RUIZ, F; GIUSTINA, M.E.S.D; OLIVEIRA, C.G; DANTAS, E.L; HOLLANDA, M.H.B. The 3.5 Ga São Tomé layered mafic-ultramafic intrusion, NE Brazil: Insights into a Paleoarchean Fe-Ti-V oxide mineralization and its reworking during West Gondwana assembly. **Precambrian Research**, v.326, p.462-478, jun. 2019.

WATANABE, S; ARIMA, M. Vesuvianite and associated skarn minerals in the Shiraishizawa area, Tanzawa mountainland, central Japan. **Science Reports of the Yokohoma National University**. Section II: Biological and geological sciences. n. 36, p.71-86. 1989.

WHITE, A.J.R; LAUKAMP, C; STOKES, M.A; LEGRAS, M; PEJCIC, B. Vibrational spectroscopy of epidote, pumpellyite and prehnite applied to low-grade regional metabasites. **Geochemistry: Exploration, Environment, Analysis**. v. 17, p. 315-333, 2017.

WINDELER, D.S. Garnet-pyroxene alteration mapping in the Ludwig Skarn (Yerington, Nevada) with Geoscan airborne multispectral data. **Photogrammetric Engineering & Remote Sensing**. v. 59, p. 1277-1286. 1993.

WINDELER, D. S.; LYON, R. J. P. Discriminating dolomitization of marble in the Ludwig skarn near Yerington, Nevada using high-resolution airborne infrared imagery. **Photogrammetric Engineering & Remote Sensing**. v. 57, n. 9, p. 1171-1177. 1991.

YANG, H; HUNTINGTON, J.F; GEMMELL, J.B; SCOTT, K.M. Variations in composition and abundance of white mica in the hydrothermal alteration system at Hellyer, Tasmania, as revealed by infrared reflectance spectroscopy. **Journal of Geochemical Exploration**. v. 108, p. 143-156. 2011.