



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA E GEOQUÍMICA**

---

**DISSERTAÇÃO DE MESTRADO Nº 604**

**CARACTERIZAÇÃO MINERALÓGICA COM  
ESPECTROSCOPIA DE REFLECTÂNCIA POR  
INFRAVERMELHO (SWIR): EXEMPLO DO COMPLEXO  
MÁFICO-CARBONATÍTICO SANTANA, SUL DO CRÁTON  
AMAZÔNICO**

**Dissertação apresentada por:**

**JHOSEPH RICARDO COSTA E COSTA**

**Orientador: Prof. Carlos Marcello Dias Fernandes (UFPA)**

---

**BELÉM - PARÁ  
2021**

**Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP) de acordo com ISBD  
Sistema de Bibliotecas da Universidade Federal do Pará  
Gerada automaticamente pelo módulo Ficat, mediante os dados fornecidos pelo(a) autor(a)**

---

C837c Costa, Jhoseph Ricardo Costa e.  
Caracterização mineralógica com espectroscopia de reflectância por infravermelho (*SWIR*): Exemplo do Complexo máfico-carbonatítico Santana, sul do Cráton Amazônico / Jhoseph Ricardo Costa e Costa. — 2021.  
xiv, 66 f. : il. color.

Orientador(a): Prof. Dr. Carlos Marcello Dias Fernandes  
Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal do Pará,  
Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Belém, 2021.

1. Alcalino. 2. Mineralogia. 3. Hidrotermalismo. 4. *Fieldspec*  
5. Cráton Amazônico. I. Título.



**Universidade Federal do Pará**  
**Instituto de Geociências**  
**Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica**

**CARACTERIZAÇÃO MINERALÓGICA COM  
ESPECTROSCOPIA DE REFLECTÂNCIA POR  
INFRAVERMELHO (SWIR): EXEMPLO DO COMPLEXO  
MÁFICO-CARBONATÍTICO SANTANA, SUL DO CRÁTON  
AMAZÔNICO**


**DISSERTAÇÃO APRESENTADA POR:**

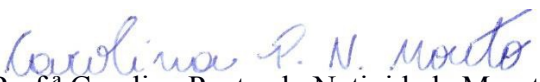
**JHOSEPH RICARDO COSTA E COSTA**

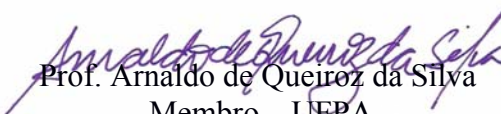
**Como requisito parcial à obtenção do Grau de Mestre em Ciências na Área de  
GEOQUÍMICA e Linha de pesquisa EVOLUÇÃO CRUSTAL E METALOGÊNESE**

**Data de Aprovação: 21 / 09 / 2021**

**Banca Examinadora:**

  
Prof. Carlos Marcello Dias Fernandes  
Orientador – UFPA

  
Prof.<sup>a</sup> Carolina Penteadó Natividade Moreto  
Membro – UNICAMP

  
Prof. Arnaldo de Queiroz da Silva  
Membro – UFPA

Dedico esse trabalho a minha avó, mãe e tia,  
alicerces da minha existência e caráter.  
E minha namorada, Élide Oliveira, que  
me acompanhou em toda essa dura jornada e nunca  
largou minha mão, minha eterna companheira.

## AGRADECIMENTOS

Agradeço primeiramente, a minha mãe e avó, Karla Simone e Rita Soares, mulheres de fibra, que me educaram e doaram-se para que eu sempre pudesse usufruir do melhor ensino, minha vitória é de vocês.

A minha namorada, Élide Oliveira, companheira de vida e profissão, pelo apoio incondicional, compreensão, parceria e carinho fundamentais em todo este processo de elaboração da dissertação, você é importante demais.

Ao meu padrasto, Pedro Kleber; minha tia, Carmem Solange; meus irmãos, Thiago Santos e Taynah Santos, meu primo Caylon Solon, pelo apoio em cada dificuldade, e por acreditarem no meu potencial.

Ao Prof. Carlos Marcello Dias Fernandes, pela paciência, pelos inúmeros ensinamentos e amizade durante a execução deste trabalho.

À CAPES pela concessão de Bolsa de Mestrado na cota do Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica (PPGG) da UFPA, valorizando a ciência nesses tempos sombrios que vivemos. Código de financiamento 001.

Ao Prof. Dr. Pedro Walfir Martins e Souza Filho, por disponibilizar o espaço físico e o aparelho *ASD FieldSpec 4 Hi-Res* localizados no ITVale (Belém-PA).

À empresa *MbAC Fertilizer Corp.* e seus geólogos por fornecerem as amostras coletadas e informações relevantes para a produção deste texto.

Ao Msc. Danilo Strauss, por auxiliar no processo de aquisição de dados anteriores e fazer com que seu trabalho fosse refinado.

Aos meus amigos de vida: Ádria Kanome, Victor Coutinho, Murilo Henrique, Maria Beatriz, Argel Sodré, Artur Sarmiento, Lígia Monteiro, Douglas Monteiro, Lucas Matos, Thiago Ferreira, Tony Pantoja, Rodrigo Nogueira, Marcus Amaral, Gabriel Santos, Celino Bastos e Carlos Eduardo, pelos momentos de descontração e alegria vividos nesse período.

Aos demais professores e funcionários do Instituto de Geociências, pelos ensinamentos e apoio durante a execução desta monografia.

Agradeço a todos que direta ou indiretamente ajudaram a concluir esta etapa da minha vida.

*“Coisa de preto é a bruxaria contida num conto de Machado de Assis. Um samba escrito pela caneta de Mauro Diniz. Coisa de preto é a poesia de Cartola. Os dedos a bailar sobre o violão de Paulinho da Viola.  
Ah, só podia ser preto!”*

*(Lázaro Ramos)*

## RESUMO

No limite dos estados do Pará e Mato Grosso, contexto do Cráton Amazônico, município de Santana do Araguaia (PA), ocorre um vulcano-plutonismo denominado Complexo máfico-carbonatítico Santana. Esse conjunto hospeda o depósito de fosfato Serra da Capivara. É formado por um membro inferior máfico-ultramáfico com litofácies plutono-vulcânica com piroxenito, ijolito, apatitito e basalto alcalino. Litofácies autoclastica contém depósitos mal selecionados de brecha polimítica maciça, lapilli-tufo, tufo de cristais e tufo de cinzas. Rocha epiclasticas vulcanogênicas cobrem essas litofácies. O membro superior carbonatítico contém litofácies plutônica com calcita-carbonatito grosso (sövito). Esse litotipo é seccionado por veios de carbonatito com alterações carbonática e apatítica pervasivas. Ocorre associado a teste membro subordinado apatitito grosso que representa o protominério do depósito. Litofácies vulcânica efusiva revela calcita-carbonatito fino (alviquito) com texturas variando de porfirítica, equigranular a afanítica. Completa este membro uma litofácies mal selecionada de tufo de cristais, lapilli-tufo e brecha polimítica maciça. *Stocks* e diques sieníticos invadem o conjunto. O complexo é interpretado como uma caldeira vulcânica na qual ocorrem amplas zonas de alterações hidrotermais representadas por rochas carbonatíticas de colorações avermelhada, vermelho amarronzado e amarelado, com paragênese barita + fluorapatita + calcita + dolomita ± quartzo ± rutilo ± calcopirita ± pirita ± monazita ± magnetita ± hematita. A aplicação de espectroscopia por infravermelho de ondas curtas (*SWIR*) revelou as características químicas e sua importância na cristalinidade de grande parte desses minerais hidrotermais, tais como radicais ( $\text{OH}^-$  e  $\text{CO}_3$ ), molécula de  $\text{H}_2\text{O}$  e ligações cátion-OH como Al-OH, Mg-OH e Fe-OH. As principais fases minerais identificadas foram dolomita, calcita, serpentina, clorita, muscovita com baixo, médio e alto alumínio, montmorillonita (Ca e Na), illita, nontronita ( $\text{Na}_{0.3}\text{Fe}_2((\text{Si},\text{Al})_4\text{O}_{10})(\text{OH})_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ ) e epidoto. Os dados mostraram um controle por temperatura, composição do fluido e relação fluido/rocha durante a evolução do Complexo máfico-carbonatítico Santana. Essa técnica exploratória de baixo custo, que pode ser aplicada em amostras de mão ou furos de sondagem em larga escala, é promissora na caracterização de centros vulcano-plutônicos em regiões submetidas a condições de intemperismo severo, além de auxiliar a elaboração de modelos para a prospecção de depósitos minerais de Elementos Terras Raras (ex. Nd, La) associados a complexos alcalino-carbonatíticos. Esta ferramenta pode ainda ser combinada com algoritmos de inteligência artificial para resultados mais robustos e rápidos.

**Palavras-chave:** alcalino; mineralogia; hidrotermalismo; *fieldspec*; Cráton Amazônico

## ABSTRACT

On the border of the Pará and Mato Grosso states, in the Amazonian Craton, municipality of Santana do Araguaia (PA), there is a volcano-plutonism named Santana mafic-carbonatitic complex. This set houses the Serra da Capivara phosphate deposit. A lower mafic-ultramafic member reveals plutono-volcanic lithofacies with pyroxenite, ijolite, apatitite, and alkaline basalt. Autoclastic lithofacies contains poorly selected deposits of massive polymictic breccia, lapilli-tuff, crystal tuff, and ash tuff. Volcanogenic epiclastics rocks cover these lithofacies. The upper carbonatite member contains plutonic lithofacies with coarse calcite-carbonatite (sövite). Fine carbonatite veins with pervasive carbonatic and apatitic alterations crosscut this lithotype. Minor thick apatitite occurs associated to this member and represents the protore of the deposit. Effusive volcanic lithofacies reveals fine calcite-carbonatite (alvikite) with porphyritic, equigranular, or aphanitic textures. A poorly sorted lithofacies of crystals tuff, lapilli-tuff, and massive polymictic breccia completes this member. Stocks and syenitic dykes invade these lithofacies. Detailed mapping suggests that the complex is a volcanic caldera in which large zones of hydrothermal alterations occur with reddish, brownish red, and yellowish carbonatitic rocks. Petrographic observations reveal paragenesis of barite + fluorapatite + calcite + dolomite ± quartz ± rutile ± chalcopyrite ± pyrite ± monazite ± magnetite ± hematite. The application of short wave infrared spectroscopy (SWIR) revealed the chemical characteristics and their importance in the crystallinity of most of these hydrothermal minerals, such as radicals ( $\text{OH}^-$  and  $\text{CO}_3$ ),  $\text{H}_2\text{O}$  molecule, and cation-OH bonds such as Al-OH, Mg-OH, and Fe-OH. The main mineral phases identified were dolomite, calcite, serpentine, chlorite, muscovite with low, medium, and high aluminum, montmorillonite (Ca and Na), illite, nontronite ( $\text{Na}_{0.3}\text{Fe}_2((\text{Si},\text{Al})_4\text{O}_{10})(\text{OH})_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ ), and epidote. The data suggest a control by temperature, fluids composition, and fluid/rock ratio during the evolution of the Santana mafic-carbonatitic complex. This low-cost exploratory technique, which is applied in hand-held samples or drill holes on a large scale, is promising in characterization of volcano-plutonic centers in regions subjected to severe weathering conditions, as well as helping to develop models for prospecting mineral deposits of Rare Earth Elements (e.g. Nd, La) associated with alkaline-carbonatitic complexes. We can even combine this tool with artificial intelligence algorithms for more robust and faster results.

**Keywords:** alkaline; mineralogy; hydrothermalism; *fieldspec*; Amazonian Craton



## LISTA DE ILUSTRAÇÕES

- Figura 1 - Mapa geológico simplificado do Cráton Amazônico (Fernandes & Juliani 2019) apontando as principais províncias metalogenéticas onde ocorre o vulcanismo Proterozoico (linhas tracejadas e números), bem como a região de Santana do Araguaia (4). Dados compilados de Bizzi *et al.* (2003), Juliani & Fernandes (2010) e Assis *et al.* (2017).....1
- Figura 2 - Imagem de radar *SRTM (Shuttle Radar Topographic Mission)* da área de estudo (retângulo vermelho) no estado do Pará. Os polígonos em preto indicam os requerimentos da empresa *MbAC Fertilizer Corp.* Modificado de Lagler *et al.* (2014). O mapa geológico apresentado é de Vasquez & Rosa-Costa (2008). Coordenadas em UTM WGS-84, zona 22S.....4
- Figura 3 - Exemplo de um espectro de absorção (modificado de Hauff 2008). As unidades para o eixo horizontal estão em nanômetros ou microns, ao passo que o vertical em percentual de reflectância (relativa ou absoluta). A curva de absorção mostrada é uma *doublet*, com dois *minima*, que são os menores pontos do espectro. Cada *minima* tem o seu comprimento de onda diagnóstico, que é uma função da composição química do material. *FWHM (Full Width at Half Maximum)* é o parâmetro chamado de largura à meia altura de uma curva ou função e referente ao seu "abaulamento". A largura é dada pela diferença entre dois valores extremos de uma variável independente no qual ela, a função, atinge metade de seu valor máximo (Weik 2000). É usado para determinação de simetrias que estão relacionadas à cristalinidade dos minerais hidrotermais.....8
- Figura 4 - Espectros de referência de alguns minerais, evidenciando suas absorções diagnósticas (conforme Hunt & Ashley 1979).....10
- Figura 6 - Sonda de contato com iluminação embutida do espectroradiômetro utilizada sobre a amostra.....12
- Figura 7 - Imagem de radar R99B mostrando os pontos de afloramentos coletados e furos de sondagem utilizados neste trabalho. Coordenadas em UTM WGS-84, zona 22S..14
- Figura 8 - Métodos de remoção do contínuo de Pontual *et al.* (2008): por “diferença do contínuo” e por “quociente do contínuo”.....15
- Figura 9 - Mapa geológico do estado do Pará de Vasquez & Rosa-Costa (2008) com destaque para as unidades litoestratigráficas regionais. O retângulo em preto delimita a área de estudo.....18
- Figura 10 - Sobreposição do mapa geológico em imagem de radar R99B (SIPAM) da área estudada. Coordenadas em UTM WGS-84, zona 22S. Modificado de Vieira (2019). O retângulo verde posiciona a área em relação ao Brasil e ao Pará.....22
- Figura 11 - Feições de campo relativas ao Complexo máfico-carbonatítico Santana de Vieira (2019). a) Contato entre alviquito (carbonatito finamente granuloso) e o lapillitufu; b) Sequência de rochas piroclásticas bem preservadas, intercalando brechas (parte superior do afloramento) e lapilli-tufos (porção inferior do afloramento); e c) Bloco isolado de apatitito (protominério) de granulação média. Notar solo avermelhado rico em fosfato.....24

- Figura 12 - Esboço representativo de testemunhos de sondagem (fora de escala) de acordo com a profundidade de ocorrência. São apresentadas a litologia, textura, e tipos e estilos de alteração hidrotermal em relação ao membro superior carbonatítico do Complexo máfico-carbonatítico de Santana (Vieira 2019).....27
- Figura 13 - Amostra (SA48A) de piroxenito com detalhe das exsoluções de calcita em forma de esférulos do membro máfico-ultramáfico basal do Complexo máfico-carbonatítico Santana.....28
- Figura 14 - Espectros empilhados obtidos na amostra SA48A com as absorções características dos minerais identificados, bem como os íons e elementos que influenciam nas respostas observadas. Padrões são da biblioteca espectral de Kokaly *et al.* (2017).  
.....29
- Figura 15 - Amostras representativas de furos de sondagem de carbonatito grosso (sövito) da litofácies inferior do membro carbonatítico do Complexo máfico-carbonatítico Santana (conforme Vieira 2019). No furo F202 é visível um veio hidrotermalizado (F202\_VEIO) que secciona a amostra de sövito.....32
- Figura 16 - Espectros empilhados obtidos na amostra F03 com as absorções características dos minerais identificados, bem como os íons e elementos que influenciam nas respostas observadas. Padrões são da biblioteca espectral de Kokaly *et al.* (2017).  
.....34
- Figura 17 - Espectros empilhados obtidos na amostra F03\_VEIO com as absorções características dos minerais identificados, bem como os íons e elementos que influenciam nas respostas observadas. Padrões são da biblioteca espectral de Kokaly *et al.* (2017).....35
- Figura 18 - Espectros empilhados obtidos na amostra F202 (sövito) com as absorções características dos minerais identificados, bem como os íons e elementos que influenciam nas respostas observadas. Padrões são da biblioteca espectral de Kokaly *et al.* (2017).....37
- Figura 19 - Espectros empilhados obtidos na amostra F202\_VEIO (veio hidrotermalizado) com as absorções características dos minerais identificados, bem como os íons e elementos que influenciam nas respostas observadas. Padrões são da biblioteca espectral de Kokaly *et al.* (2017).....39
- Figura 20 - Espectros empilhados obtidos na amostra F211 com as absorções características dos minerais identificados, bem como os íons e elementos que influenciam nas respostas observadas. Padrões são da biblioteca espectral de Kokaly *et al.* (2017).  
.....42
- Figura 21 - Afloramento representativo de carbonatito fino (alviquito) da litofácies superior do membro carbonatítico do Complexo máfico-carbonatítico Santana (conforme Vieira 2019).....44
- Figura 22 - Espectros empilhados obtidos na amostra SA48E com as absorções características dos minerais identificados, bem como os íons e elementos que influenciam nas respostas observadas. Padrões são da biblioteca espectral de Kokaly *et al.* (2017).  
.....44
- Figura 23 - Amostra (SA4A) representativa de brecha polimítica maciça com marcante presença de carbonato na matriz (porções brancas), litofácies superior do membro carbonatítico do Complexo máfico-carbonatítico Santana de Vieira (2019).....45

- Figura 24 - Espectros empilhados obtidos na amostra SA4A com as absorções características dos minerais identificados, bem como o íon que influencia nas respostas observadas. Padrões são da biblioteca espectral de Kokaly *et al.* (2017).....46
- Figura 25 - Espectros empilhados obtidos na amostra SA5A com as absorções características dos minerais identificados, bem como o íon que influencia nas respostas observadas. Padrões são da biblioteca espectral de Kokaly *et al.* (2017).....48
- Figura 26 - Amostra (SA48F) representativa de brecha polimítica maciça com marcante presença de carbonato na matriz (porções brancas), litofácies superior do membro carbonatítico do Complexo máfico-carbonatítico Santana de Vieira (2019).....50
- Figura 27 - Espectros empilhados obtidos na amostra SA48F com as absorções características dos minerais identificados, bem como o íon que influencia nas respostas observadas. Padrões são da biblioteca espectral de Kokaly *et al.* (2017).....52
- Figura 28 - Espectros que mostram a relação entre o conteúdo de alumínio e as características (forma, intensidade e simetria) das absorções diagnósticas da muscovita. No sövito (F03\_000018 e F03\_00003), a muscovita de baixo a médio alumínio mostra picos de menor intensidade e com flancos assimétricos nas ligações H-O-H e Al-OH quando comparados com aqueles da muscovita de médio a alto alumínio dos veios hidrotermalizados (F03\_VEIO\_00000) que seccionam o sövito.....56

**LISTA DE TABELAS**

- Tabela 1 - Fases minerais da amostra (piroxenito) do furo SA48A identificadas pelo módulo PRISM nos espectros obtidos. Os padrões espectrais de referência são de Kokaly et al. (2017). A lista compreende os três minerais que apresentaram correspondência maior que 90 %.....30
- Tabela 2 - Fases minerais da amostra (sövito) do furo F03 identificadas pelo módulo PRISM nos espectros mais representativos. Os padrões espectrais de referência são de Kokaly et al. (2017). A lista compreende os três minerais ou misturas com correspondência maior que 90 %.....33
- Tabela 3 - Fases minerais da amostra (sövito) do furo F202 identificadas pelo módulo PRISM nos espectros mais representativos. Os padrões espectrais de referência são de Kokaly et al. (2017). A lista compreende os três minerais ou misturas com correspondência maior que 90 %.....38
- Tabela 4 - Fases minerais da amostra (sövito) do furo F211 identificadas pelo módulo PRISM nos espectros mais representativos. Os padrões espectrais de referência são de Kokaly et al. (2017). A lista compreende os três minerais ou misturas com correspondência maior que 90 %.....41
- Tabela 5 - Fases minerais da amostra (alviquito) do furo SA48E identificadas pelo módulo PRISM nos espectros mais representativos. Os padrões espectrais de referência são de Kokaly et al. (2017). A lista compreende os três minerais ou misturas com correspondência maior que 90 %.....43
- Tabela 6 - Fases minerais da amostra (brecha polimítica maciça) do furo SA4A identificadas pelo módulo PRISM nos espectros mais representativos. Os padrões espectrais de referência são de Kokaly et al. (2017). A lista compreende os três minerais ou misturas com correspondência maior que 90 %.....47
- Tabela 7 - Fases minerais da amostra SA5B (lapilli-tufo) identificadas pelo módulo PRISM nos espectros mais representativos. Os padrões espectrais de referência são de Kokaly et al. (2017). A lista compreende os três minerais ou misturas com correspondência maior que 90 %.....49
- Tabela 8 - Fases minerais da amostra SA48F (lapilli-tufo) identificadas pelo módulo PRISM nos espectros mais representativos. Os padrões espectrais de referência são de Kokaly et al. (2017). A lista compreende os três minerais ou misturas com correspondência maior que 90 %.....51

## SUMÁRIO

<b>DEDICATÓRIA</b> .....	iv
<b>AGRADECIMENTOS</b> .....	v
<b>EPÍGRAFE</b> .....	vi
<b>RESUMO</b> .....	vii
<b>ABSTRACT</b> .....	viii
<b>LISTA DE ILUSTRAÇÕES</b> .....	ix
<b>LISTA DE TABELAS</b> .....	xii
<b>1 INTRODUÇÃO</b> .....	1
<b>2 LOCALIZAÇÃO E ACESSO À ÁREA DE ESTUDO</b> .....	4
<b>3 JUSTIFICATIVA</b> .....	5
<b>4 OBJETIVOS</b> .....	7
<b>5 PRINCÍPIOS E APLICAÇÕES DA ESPECTROSCOPIA VIS-VNIR-SWIR</b> .....	8
5.1 REFLECTÂNCIA.....	8
5.2 APLICAÇÕES.....	9
5.3 EQUIPAMENTO.....	11
<b>6 MÉTODOS APLICADOS</b> .....	13
6.1 PESQUISA BIBLIOGRÁFICA.....	13
6.2 AMOSTRAGEM.....	13
6.3 ESPECTROSCOPIA SWIR.....	13
<b>7 CONTEXTO GEOTECTÔNICO</b> .....	16
<b>8 GEOLOGIA REGIONAL</b> .....	17
8.1 ARQUEANO.....	17
8.2 PROTEROZOICO.....	19
8.3 FANEROZOICO.....	20
<b>9 GEOLOGIA DA REGIÃO DE VILA MANDI</b> .....	21
9.1 FORMAÇÃO CINCO ESTRELAS.....	21
9.2 FORMAÇÃO VILA MANDI.....	23
9.3 COMPLEXO MÁFICO-CARBONATÍTICO SANTANA (DEPÓSITO DE FOSFATO SERRA DA CAPIVARA).....	24
9.3.1 Membro máfico-ultramáfico basal.....	25
9.3.2 Membro carbonatítico superior.....	26
<b>10 RESULTADOS</b> .....	28
10.1 MEMBRO MÁFICO-ULTRAMÁFICO BASAL.....	28

10.2 MEMBRO CARBONATÍTICO SUPERIOR.....	31
10.2.1 Litofácies inferior de carbonatito de granulação grossa (sövito).....	31
10.2.2 Litofácies superior de carbonatito de granulação fina (alviquito).....	42
10.2.3 Litofácies superior vulcanoclástica.....	45
11 DISCUSSÕES.....	53
11.1 ABSORÇÕES RELACIONADAS AOS CARBONATOS.....	53
11.2 ABSORÇÕES RELACIONADAS ÀS LIGAÇÕES Al-OH, (Fe)Mg-OH E MINERAIS HIDRATADOS.....	55
12 CONCLUSÕES.....	58
REFERÊNCIAS.....	60

## 1 INTRODUÇÃO

Ao longo de grande parte do Cráton Amazônico (Almeida *et al.* 1981) ocorrem diversas associações vulcano-plutônicas paleoproterozoicas que foram agrupadas genericamente no Grupo Uatumã (Pessoa *et al.* 1977). Contudo, os vários estudos desenvolvidos nos últimos anos nestas rochas mostraram que elas são produtos de vários eventos magmáticos composicionalmente e temporalmente distintos (Lamarão *et al.* 2002, Juliani *et al.* 2005, Fernandes *et al.* 2011, Fernandes & Juliani 2019) e que abrangem uma área de aproximadamente 1.500.000 km<sup>2</sup> (Juliani & Fernandes 2010). Esses eventos materializaram rochas plutônicas, vulcânicas e litotipos associados em diferentes províncias e com grande potencial metalogenético (Fig. 1).

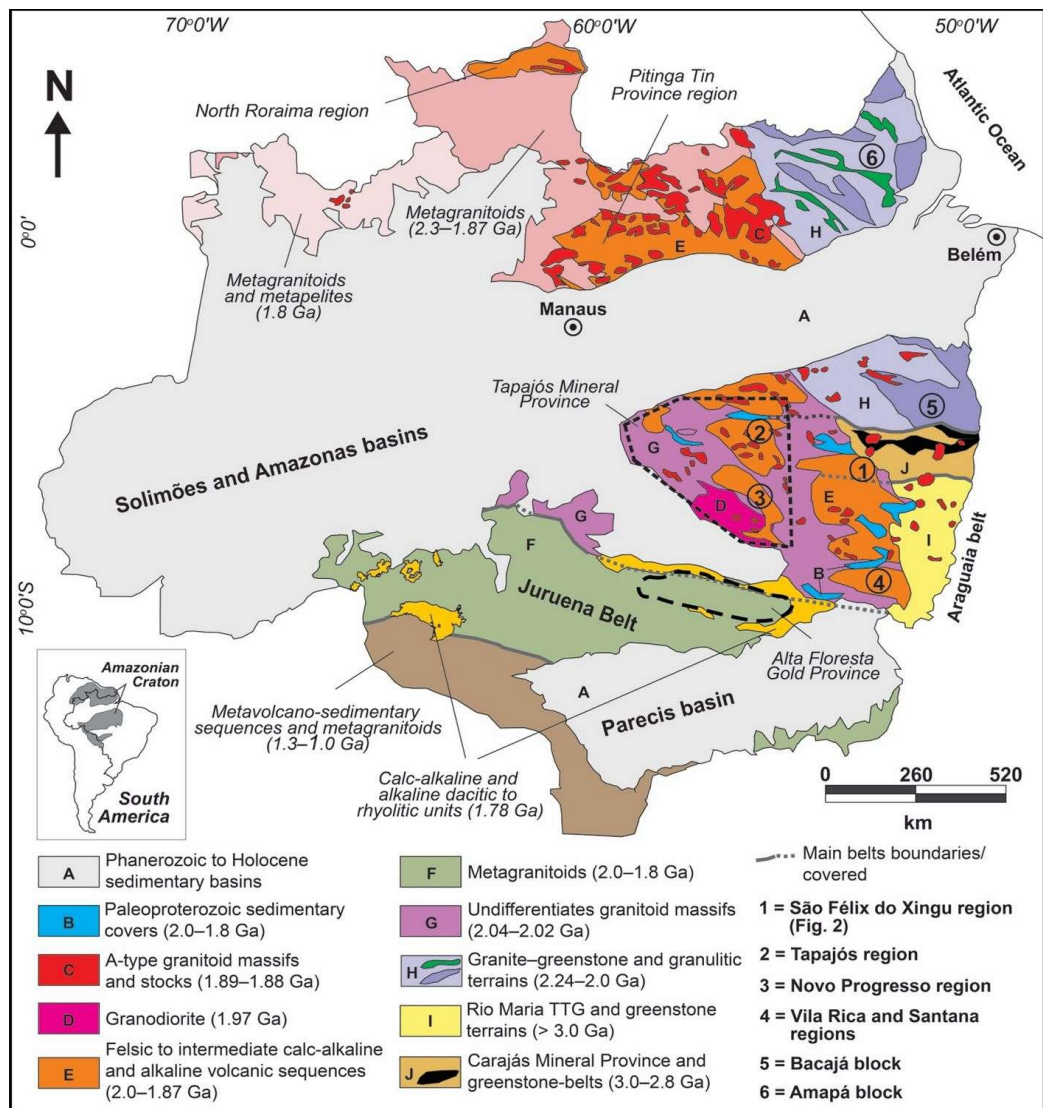


Figura 1 - Mapa geológico simplificado do Cráton Amazônico (Fernandes & Juliani 2019) apontando as principais províncias metalogenéticas onde ocorre o vulcanismo Proterozoico (linhas tracejadas e números), bem como a região de Santana do Araguaia (4). Dados compilados de Bizzi *et al.* (2003), Juliani & Fernandes (2010) e Assis *et al.* (2017).

Localizado na porção extremo sul do cráton, distante aproximadamente 90 km a oeste do distrito de Vila Mandi, município de Santana do Araguaia (PA), ocorrem rochas decorrentes deste vulcano-plutonismo paleoproterozoico e que foram diferenciadas nas formações Cinco Estrelas e Vila Mandi (Fernandes *et al.* 2016, Vieira 2016). Seccionando esses centros vulcânicos ocorre um complexo de rochas basais plutônicas ultramáficas, máficas e carbonatíticas (sövito) que são sobrepostas por um amplo vulcanismo explosivo e efusivo com carbonatito fino (alviquito), brecha polimítica maciça carbonatítica, lapilli-tufo carbonatítico e apatitito agrupados no Complexo máfico-carbonatítico Santana (Lagler *et al.* 2014, Vieira 2019). Apesar da inexistência de estudos geocronológicos neste complexo, relações diretas de campo mostram que ele invade as sequências vulcano-plutônicas paleoproterozoicas (1,98–1,86 Ga) acima citadas e é capeado por rochas sedimentares do Proterozoico (Vasquez & Rosa-Costa 2008, Santos 2017, Vieira 2019). A ação de intemperismo químico em parte desse complexo gerou a mineralização supergênica de fosfato descoberta em 2010 pela empresa *MbAC Fertilizer Corp.*, sendo denominado depósito Serra da Capivara, com reservas provadas de 60,36 Mt de  $P_2O_5$  a 12,04 % (Chiquini 2011, Lagler *et al.* 2014).

Estudos petrográficos e mineralógicos detalhados (Vieira 2019) mostraram que o Complexo máfico-carbonatítico Santana contém um membro basal máfico-ultramáfico com as litofácies plutônica (ijolito) e vulcânica (basalto alcalino); bem como um membro superior carbonatítico com litofácies carbonatítica plutônica (carbonatito), litofácies efusiva (alviquito) e litofácies vulcanoclástica que em conjunto apontam para gênese relacionada a ambiente de caldeira vulcânica subaérea. Grande parte destes litotipos foi afetada por amplas e intensas zonas de alterações hidrotermais. Amostras de superfície e de testemunhos de sondagem revelaram que os alviquitos distantes das zonas hidrotermalizadas e mineralizadas do depósito tem composição de cálcio-carbonatito. Por outro lado, os alviquitos dentro ou próximos da área mineralizada revelam conteúdos maiores de barita, dolomita, apatita e quartzo, e composição de ferro-carbonatito, sugerindo atuação de estágio magmático-hidrotermal. A principal alteração magmático-hidrotermal do complexo é representada por rochas carbonatíticas hidrotermalizadas de colorações avermelhada, vermelho amarronzado e amarelado, com paragênese barita + fluorapatita + dolomita ± quartzo ± rutilo ± calcopirita ± pirita ± monazita ± magnetita ± hematita (Chiquini 2011, Vieira 2019).

No geral, estes estudos proporcionaram um melhor conhecimento do complexo. Contudo, inexistem iniciativas voltadas para a caracterização da cristalinidade dos seus minerais magmáticos e hidrotermais, bem como a potencialidades desses para a geração e



hospedagem de mineralizações de Elementos Terras Raras (ETR). Diante deste quadro, este trabalho representa a continuidade das pesquisas já desenvolvidas nessas alterações hidrotermais (Gonçalves 2016, Vieira 2019) com a aplicação da técnica analítica de espectroscopia *SWIR* (*short-wave infrared spectroscopy*) por infravermelho de ondas curtas (Hunt & Salisbury 1970). Esta ferramenta não destrutível, relativamente barata e de multi-aplicação ajuda a explicar em detalhe a configuração do sistema hidrotermal (zonas de maiores ou menores temperaturas), bem como auxilia na distinção e separação de fases minerais formadas por processos hidrotermais daquelas oriundas de intemperismo e que eventualmente possam hospedar minerais de minério.

A sua aplicação foi de sucesso nas unidades vulcano-plutônicas que ocorrem na região de São Félix do Xingu, ao revelar em detalhe zonas de maiores e menores temperaturas em função do grau de cristalinidade dos diversos tipos de minerais formados nas zonas de alteração hidrotermal com mineralização aurífera (Cruz *et al.* 2015, 2016, Moura 2017).

## 2 LOCALIZAÇÃO E ACESSO À ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo está inserida no estado do Pará, próximo a fronteira com o estado do Mato Grosso, extremo sul da sede do município de São Félix do Xingu, distante aproximadamente 90 km a oeste do distrito de Vila Mandi, administrado pelo município de Santana do Araguaia (Fig. 2). O acesso à área, a partir de Belém, é realizado pelas rodovias BR-155 e BR-158. Ocorrem ainda vias secundárias entre fazendas e povoados.

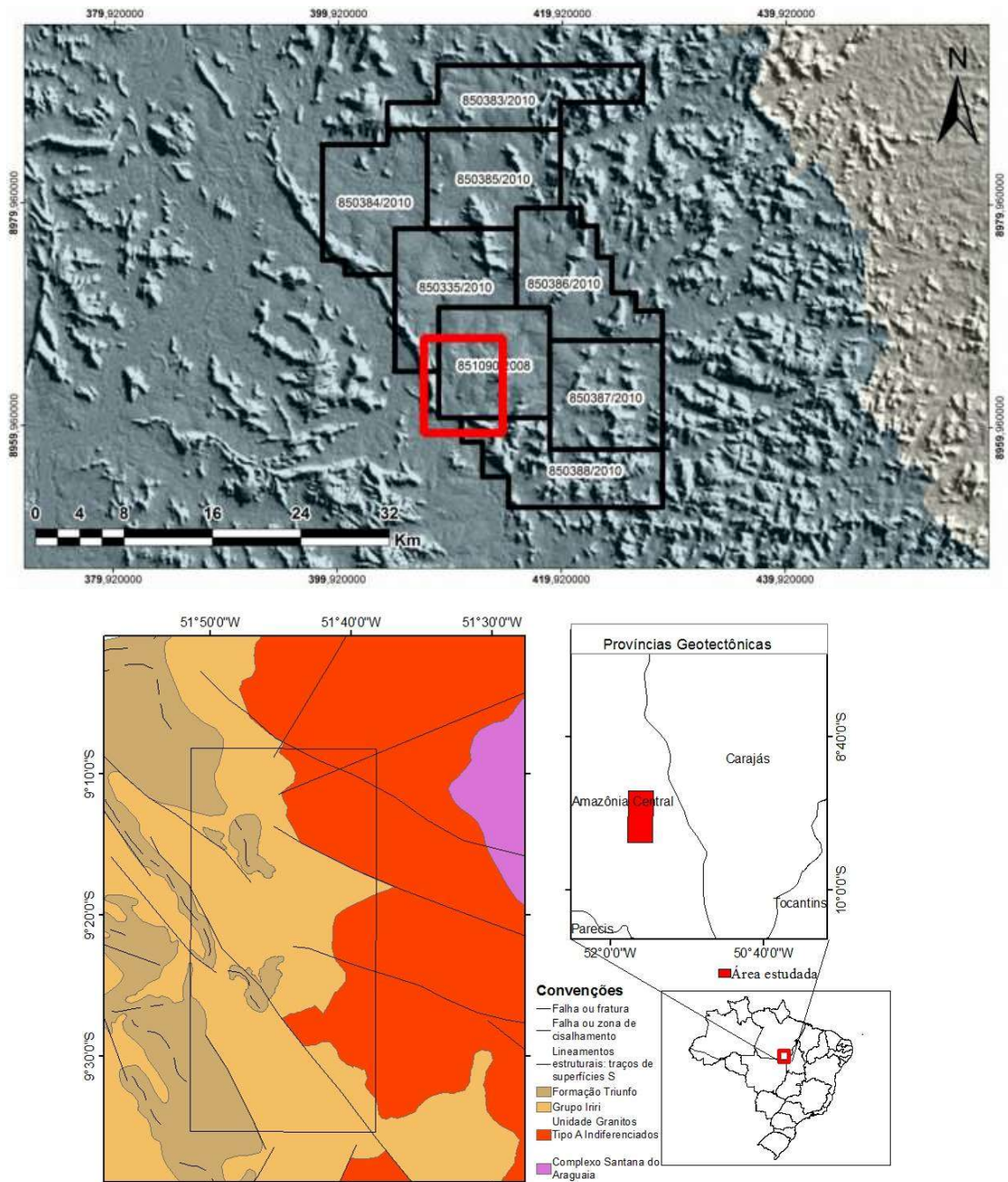


Figura 2 - Imagem de radar SRTM (*Shuttle Radar Topographic Mission*) da área de estudo (retângulo vermelho) no estado do Pará. Os polígonos em preto indicam os requerimentos da empresa *MbAC Fertilizer Corp.* Modificado de Lagler *et al.* (2014). O mapa geológico apresentado é de Vasquez & Rosa-Costa (2008). Coordenadas em UTM WGS-84, zona 22S.

### 3 JUSTIFICATIVA

O vulcano-plutonismo ocorrido no Cráton Amazônico no Proterozoico tem se mostrado relevante para a metalogênese nas últimas décadas, porém muitas porções onde os produtos deste evento ainda carecem de pesquisas detalhadas (Juliani & Fernandes 2010). É bastante heterogêneo e envolve rochas formadas em ambiente distensivo anorogênico, bem como rochas cálcio-alcalinas de afinidade geoquímica compatível com granitoides de arcos vulcânicos, o que levou alguns autores a considerarem somente um evento magmático (Pessoa *et al.* 1977, Santos *et al.* 1984, Macambira & Vale 1997). Os produtos destes eventos magmáticos têm atraído atenção mundial em função da existência de mineralizações paleoproterozoicas epitermais de alta, média e baixa sulfidação de Au e Ag, bem como depósitos do tipo pórfiro de Cu, Au e Mo. As mineralizações que ocorrem em rochas vulcânicas e subvulcânicas mostram significativas alterações hidrotermais, análoga aos sistemas mineralizantes relacionados a arco do tipo Andino (Juliani *et al.* 2005, Misas 2015, Tokashiki *et al.* 2015, Cruz *et al.* 2016, Fernandes *et al.* 2016, Assis *et al.* 2017, Fernandes & Juliani 2019). Na Província Mineral do Tapajós, mais de 200 t de ouro foram oficialmente explotadas até 1997 (Faraco *et al.* 1997). Este fato abre caminho para que outras áreas no Cráton Amazônico sejam investigadas sistematicamente pelas empresas de mineração.

A geologia da região próxima ao município de São Félix do Xingu, sul do estado do Pará, compreende duas unidades distintas estratigraficamente, geoquimicamente e geocronologicamente, que até recentemente eram colocadas no mesmo evento vulcânico (Macambira & Vale 1997). Os últimos trabalhos realizados na área apresentaram uma nova alternativa para a geração de vulcanismo cálcio-alcalino em regiões mais continentais pelo mecanismo de *flat subduction* e sua terminação com a construção de magmatismo fissural intraplaca alcalino anorogênico (Fernandes *et al.* 2011, Lagler *et al.* 2011, Fernandes & Juliani 2019). A região de Santana do Araguaia, que hospeda o Complexo máfico-carbonatítico Santana, se encontra no extremo sul da cidade de São Félix do Xingu, e apresenta características geológicas semelhantes às descritas acima (Santos 2017) e a integração de dados de estudos anteriores pode fornecer informações valiosas a respeito do contexto geotectônico e metalogênese do Cráton Amazônico no Proterozoico (Vieira 2016).

O estudo dos carbonatitos é pautado na existência de minerais enriquecidos em vários elementos químicos de imenso interesse econômico, que incluem os Elementos Terras Raras (ETR) (metais estratégicos), nióbio, o urânio e tântalo, e em menor escala, mas não menos importantes, ferro, cobre, fósforo, fluorita, barita, elementos do grupo da platina, prata e ouro

(Richardson & Birkett 1996, Hornig-Kjarsgaard 1999). Carbonatitos têm sido considerados maior hospedeiro de nióbio, com até 10 % do nióbio do mundo ocidental, proveniente da mina Niobec no Carbonatito Oka, Quebec (Zurevinski & Mitchell 2004).

Assim, a ocorrência de carbonatitos com mineralização supergênica de fosfato (Chiquini 2011, Lagler *et al.* 2014) na área a ser estudada fornece maior potencial para a ocorrência de vários outros minerais de minério. A descoberta recente de halos de alterações hidrotermais tardias com barita, quartzo intersticial, dolomita e apatita em várias rochas do complexo associadas à evolução magmática polifásica em ambiente de caldeira vulcânica abre discussão para a sua origem, fonte e potencial metalogenético, bem como sua relação com o magmatismo carbonatítico (Gonçalves 2016, Vieira 2019). Tais alterações com barita comumente são oriundas de fluidos magmático-hidrotermais tardios produzidos por pulsos finais de magmas carbonatíticos dentro dos complexos e que podem carrear metais de interesse econômico (Heinrich & Vian 1967). De fato, a formação de mineralizações de Elementos Terras Raras e outros metais a partir de sistemas hidrotermais vinculados a evolução magmática de complexos carbonatitos tem sido cada vez mais discutida na literatura (Hogarth *et al.* 1985, Zaitsev 1996, Andersen 1986, Andrade *et al.* 1999, Verplanck *et al.* 2014, Cheng *et al.* 2018). Esses autores enfatizaram o importante papel das alterações hidrotermais tardi- a pós-magmáticas e reequilíbrio dos minerais magmáticos na origem de fases hidrotermais e mineralizações associadas.

A aplicação da técnica de espectroscopia de infravermelho auxilia na rápida distinção de zonas hidrotermalmente alteradas daquelas afetadas por intemperismo químico, justificando o seu uso. As variações composicionais desses minerais podem indicar com precisão áreas com maior ou menor temperatura dentro das ocorrências minerais e pode ser usada como ferramenta de pesquisa ou exploração mineral. Feições diagnósticas e sua relação com o comprimento de onda em curvas espectrais permitem identificar grupos minerais. O processo vibracional de ligações moleculares Al-OH, presença de água, íons e outras moléculas na estrutura mineral é a base para a identificação dessas e elementos e aplicação desse método. Além disso, a aplicação desse método não destrutivo e barato consiste em uma rápida análise diretamente desenvolvida sobre as amostras secas, o que permite alta produtividade diária. Os tipos, intensidade e formas de bandas espectrais obtidas são indicativos de variações na composição e cristalinidade dos minerais identificados.

## 4 OBJETIVOS

Objetivou-se com esta pesquisa, com base em espectroscopia *SWIR*, a identificação das características de cristalinidade dos minerais magmáticos e hidrotermais que ocorrem nas rochas do Complexo máfico-carbonatítico Santana. Este trabalho representa a continuidade e o refinamento dos dados obtidos em trabalhos anteriores (Gonçalves 2016, Vieira 2019).

Assim, os objetivos específicos da pesquisa foram:

- ✓ Identificar minerais nas rochas hidrotermalizadas do Complexo máfico-carbonatítico Santana que apresentem variações composicionais detectáveis com espectroscopia *SWIR*, bem como estimar a sua cristalinidade;
- ✓ Determinar como os minerais detectados se relacionam com as zonas de maiores ou menores temperaturas do depósito mineral, bem como as zonas oriundas da ação de intemperismo químico;
- ✓ Relacionar a assembleia mineralógica detectada com as características das zonas hidrotermais portadoras de minerais de minério (barita + fluorapatita + dolomita ± quartzo ± rutilo ± calcopirita ± pirita ± monazita ± magnetita ± hematita) identificados por Vieira (2019);
- ✓ Mostrar as vantagens e limitações desta ferramenta de espectrometria por infravermelho para o estudo de sistemas mineralizantes alcalino-carbonatíticos preservados ou parcialmente afetados por processos intempéricos e sua aplicação na indústria mineral.

## 5 PRINCÍPIOS E APLICAÇÕES DA ESPECTROSCOPIA VIS-VNIR-SWIR

### 5.1 REFLECTÂNCIA

Espectroscopia de reflectância é a ciência que estuda a relação entre matéria e luz (Hunt & Salisbury 1970, Clark 1999). Essas interações com a matéria produzem uma série de fenômenos ópticos e físicos observáveis, tais como absorção, transmissão e reflexão (Fig. 3) e que fornecem informações sobre minerais e elementos da rocha analisada, bem como de inúmeros outros materiais naturais como folhas, solo, etc (Elach & Van Zyl 2006, Hauff 2008). Seu uso tem causado grandes mudanças na forma como a busca por novos depósitos minerais é feita e como os exploradores pensam agora quando recebem informações instantâneas sobre os minerais em suas rochas e minério, bem como sobre o solo ou vegetação que capeiam o depósito.

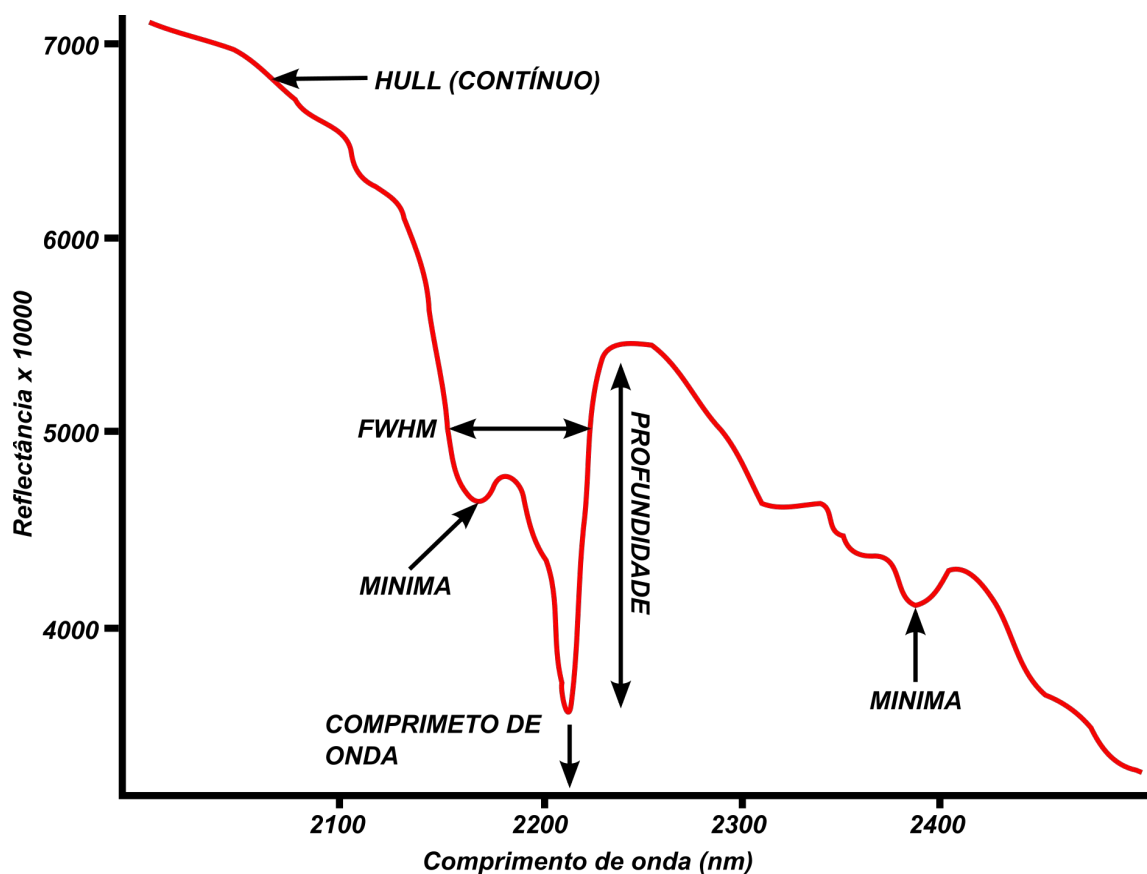


Figura 3 - Exemplo de um espectro de absorção (modificado de Hauff 2008). As unidades para o eixo horizontal estão em nanômetros ou microns, ao passo que o vertical em percentual de reflectância (relativa ou absoluta). A curva de absorção mostrada é uma *doublet*, com dois *minima*, que são os menores pontos do espectro. Cada *minima* tem o seu comprimento de onda diagnóstico, que é uma função da composição química do material. *FWHM* (*Full Width at Half Maximum*) é o parâmetro chamado de largura à meia altura de uma curva ou função e referente ao seu "abaulamento". A largura é dada pela diferença entre dois valores extremos de uma variável independente no qual ela, a função, atinge metade de seu valor máximo (Weik 2000). É usado para determinação de simetrias que estão relacionadas à cristalinidade dos minerais hidrotermais.

A absorção no comprimento de onda espectral compreende dois processos principais: 1) processos eletrônicos e 2) processos vibracionais. O principal processo eletrônico que controla as propriedades de absorção em minerais envolve camadas de elétrons parcialmente preenchidas (efeito de campo cristalino) de elementos de transição como Fe, Co e Cr. Os processos vibracionais acontecem principalmente em função da agitação nas redes de cristais do mineral, como pequenos deslocamentos dos átomos em relação aos seus estados de repouso. Há 3 modos de processos vibracionais e incluem sobreposição, combinação e vibrações fundamentais. Geralmente, os processos vibracionais são resultados da ocorrência de íons hidroxila ( $\text{OH}^-$ ), carbonato ( $\text{CO}_3^{2-}$ ), água ( $\text{H}_2\text{O}$ ), amônia ( $\text{NH}_4$ ) e outros compostos e minerais relevantes (Assiri 2016).

## 5.2 APLICAÇÕES

A capacidade de diferenciar minerais hidrotermalmente alterados dos intempéricos é uma prática muito valiosa, principalmente quando empregada em estudos avaliação e exploração de depósitos minerais. Alterações hidrotermais geralmente apresentam minerais como sulfeto e óxidos de ferro e titânio, que produzem assinaturas características ao longo do espectro visível e infravermelho próximo, que são consequências de processos eletrônicos envolvendo o Fe (Hunt & Salisbury 1970, Hunt & Ashley 1979). Informações no espectro do infravermelho muito próximo (1,1–2,5  $\mu\text{m}$ ) são observados por processos vibracionais presentes em alguns grupos moleculares que compõem minerais e rochas. Alguns autores (Gaffey 1987, Assiri 2016, Gupta 2018) realizaram pesquisas aplicadas sobre minerais formadores de rocha aplicando propriedades de absorção de espectros de refletância (Figs. 3 e 4) no visível (*VIS*), infravermelho próximo (*VNIR*) e bandas de infravermelho de ondas curtas (*SWIR*), revelando suas potencialidades e limitações.

Minerais com  $\text{CO}_3$ ,  $\text{OH}^-$ ,  $\text{H}_2\text{O}$  e  $\text{NH}_4$  produzem bandas de absorção no infravermelho próximo que são relacionadas a sobreposições vibracionais envolvendo essas moléculas e cátions associados (Hunt & Salisbury 1970, 1971). A primeira absorção fundamental do íon  $\text{OH}^-$  ocorre próximo de 1,4  $\mu\text{m}$ , da mesma forma que o modo de vibração da molécula H-O-H produz uma absorção fundamental próximo a 1,9  $\mu\text{m}$ . A ocorrência da absorção de 1,4  $\mu\text{m}$  é indicativa de hidroxila, enquanto a presença de ambas absorções aponta para água molecular, com ou sem outros grupos de  $\text{OH}^-$ . Muitos minerais formadores de rocha tem amplas bandas de absorção na região de 0,4 a 1,1  $\mu\text{m}$  relacionadas a processos eletrônicos que ocorrem em metais de transição, comumente  $\text{Fe}^{+2}$  e  $\text{Fe}^{+3}$  (Hunt & Salisbury 1970).

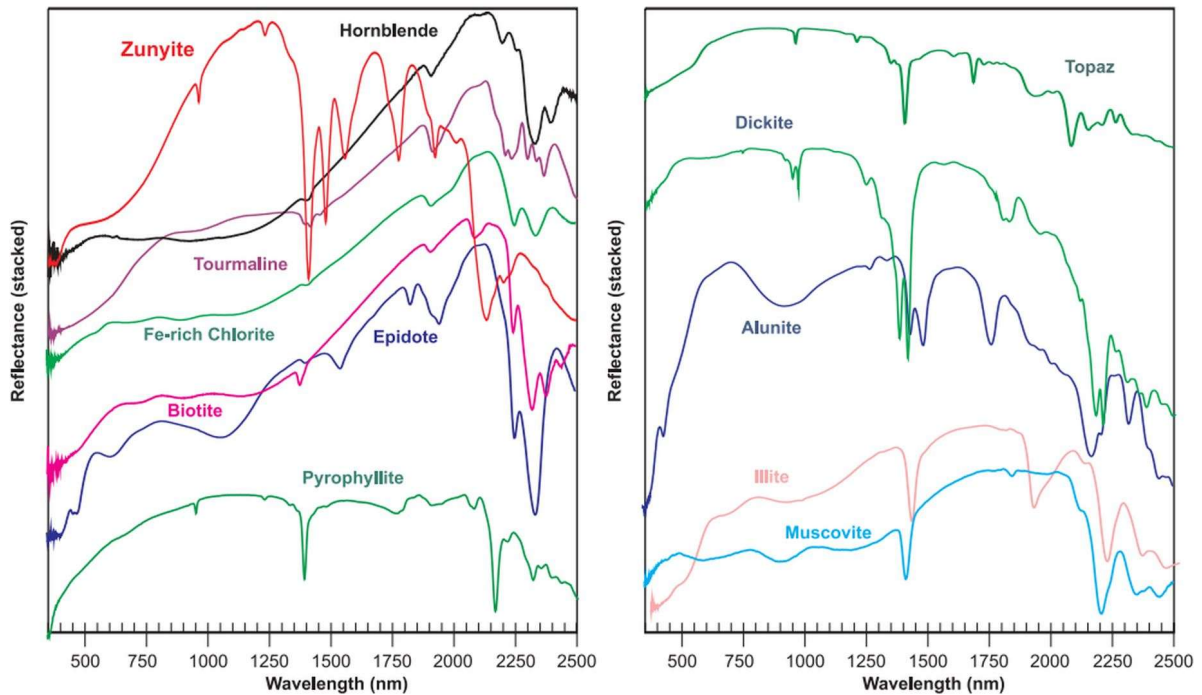


Figura 4 - Espectros de referência de alguns minerais, evidenciando suas absorções diagnósticas (conforme Hunt & Ashley 1979).

Quando voltada para o estudo mineralógico, além da identificação de um mineral, a espectroscopia de infravermelho pode também fornecer informações sobre o seu grau de cristalinidade (Hauff 2008). Por exemplo, muscovita, illita e caulinita mostram variações na cristalinidade que podem ser detectadas espectralmente, o que permite a definição do zonamento químico e de efeito da temperatura em um sistema hidrotermal ou separar argilo minerais de origem intempérica daqueles produzidos por interação fluido-rocha em ambientes magmático-hidrotermais (Pontual *et al.* 2008). Um sólido “cristalino” consiste de um pacote de átomos, íons ou moléculas em um arranjo periódico. Assim, um “índice de cristalinidade” é proposto como uma mensuração da cristalinidade de um composto, apesar de haverem incertezas sobre o que isso significa. Na prática, a cristalinidade é qualitativa e depende do tipo de ordem (ou desordem) do retículo cristalino, da natureza dimensional da periodicidade presente e da técnica envolvida na sua mensuração. Além disso, a aparente cristalinidade de um composto é fortemente dependente da direção cristalográfica (Guggenheim *et al.* 2002).

Variações na cristalinidade são refletidas por modificações nas formas das feições de absorção diagnósticas (picos). Essas feições são tipicamente mais nítidas com o aumento da cristalinidade, a qual é uma função que pode ser parametrizada da mesma forma do que os índices de cristalinidade usados na difração de raios X (Pontual *et al.* 2008). Assim, é possível discriminar diferentes fases do mesmo mineral, com base nas variações de composição ou cristalinidade.



### 5.3 EQUIPAMENTO

O equipamento utilizado para a aquisição de dados é o espectroradiômetro (Fig. 5). O espectrômetro é um instrumento ótico que usa outros detectores além do filme fotográfico para medir a distribuição da radiação em uma determinada região de comprimento de onda. Ele pode ser usado em muitas aplicações, incluindo: Fisiologia de plantas (são usados para determinar o status fisiológico da planta, incluindo o *status* de eventual doenças, o *status* nutricional relacionado à absorção de nitrogênio e ao equilíbrio de umidade); calibração radiométrica (a medição da radiação óptica absoluta em cada comprimento de onda, aplicável a uma variedade de configurações, incluindo a medição da saída de energia espectral de uma lâmpada, monitor de *LED* ou outra fonte de luz para determinar o fluxo de iluminação solar que alcança o solo); detecção e geologia remotas; entre outros (Assiri 2016).



Figura 5 - Espectroradiômetro *ASD FieldSpec 4 Hi-Res* e PC *IBM* portátil acoplado, utilizados para aquisição de dados no Laboratório do ITVale (Belém).

Os espectroradiômetros portáteis ou de mesa de diversos fabricantes (*PIMA*, *Fieldspec*, *TerraSpec*, etc.) são usados há décadas para interpretações espectrais remotas. Neste trabalho foi utilizado um espectroradiômetro da marca *ASD*, modelo *Fieldspec 4 Hi-Res* da mineradora Vale. O espectroradiômetro *FieldSpec* mede a energia óptica que é refletida, absorvida para ou transmitida por meio de uma amostra. Esse energia se refere a uma faixa de comprimento de onda que é maior do que apenas os comprimentos de onda visíveis, e às vezes é chamado de radiação eletromagnética ou radiação óptica. Em sua configuração mais básica, o espectroradiômetro visualiza e detecta a forma de energia radiante definida como radiância.

Com acessórios, várias configurações e processamento integrado do sinal de radiância o espectroradiômetro *FieldSpec* pode medir:

- Reflectância espectral;
- Transmitância espectral;
- Absorbância espectral;
- Radiância espectral;
- Irradiância espectral.

No campo, a espectrometria é a medição quantitativa de radiância, irradiância, refletância ou transmissão. Envolve a coleta de espectros precisos e requer um conhecimento detalhado sobre as influências de:

- Fontes de iluminação;
- Características e estabilidade atmosférica;
- Ventos;
- Campo de visão do instrumento;
- Tempo de varredura do equipamento;
- Variações temporal e espacial das características das amostras.

O espectraloradiômetro de alta resolução realiza medições muito precisas de refletância por meio de sua sonda de contato (Fig. 6). Esse equipamento oferece desempenho espectral superior em todo o espectro de irradiação solar de amplo alcance (0,35–2,5  $\mu\text{m}$ ). A resolução espectral aprimorada na faixa de *SWIR* (1,0–2,5  $\mu\text{m}$ ) é particularmente útil para detectar e identificar compostos com características espectrais estreitas nos comprimentos de onda mais longos, como alteração e composição da assembleia mineral e variação do grau de cristalinidade das diferentes fases minerais encontradas.



Figura 6 - Sonda de contato com iluminação embutida do espectraloradiômetro utilizada sobre a amostra.

## 6 MÉTODOS APLICADOS

### 6.1 PESQUISA BIBLIOGRÁFICA

A pesquisa bibliográfica evoluiu artigos, teses e dissertações sobre a geologia da área de estudo no Portal de periódicos da CAPES. Também foram consultados textos em relação a aplicação do método de espectroscopia por infravermelho, além de leitura de manuais e apostilas de utilização do equipamento e dos *softwares* de processamento dos dados.

### 6.2 AMOSTRAGEM

Neste trabalho foram utilizadas amostras coletadas para os projetos desenvolvidos pelo orientador em parceria com geólogos da *MbAC Fertilizer Corp.* As análises foram realizadas em quatro ou cinco amostras de cada um dos três testemunhos de sondagem selecionados das fácies vulcânicas hidrotermalizadas (F03, F202, F211) com profundidades de até 311 m. Doze amostras de afloramento foram selecionadas. A Fig. 7 apresenta um mapa de pontos que mostra a distribuição espacial dos afloramentos descritos e locações dos três furos de sondagem.

### 6.3 ESPECTROSCOPIA *SWIR*

As análises foram realizadas em um espectroradiômetro de marca *ASD*, modelo *FieldSpec 4 Hi-Res*, de propriedade do ITVale (Belém-PA) e sob coordenação do Prof. Pedro Walfir Martins e Souza Filho. Esse equipamento possui uma sonda de contato de alta intensidade de iluminação com diâmetro de 10 mm. O branco absoluto é um painel produzido com um fluorpolímero (*Spectralon*) com 36 cm<sup>2</sup>. Esse acessório é fundamental para análises em laboratório. Todos os ensaios, 10 a 20 espectros por amostra, foram realizados em sala escura adaptada, mas com excelente controle de iluminação.

Os dados foram adquiridos com o *software RS3 (ASD)*. O processamento dos dados brutos (formato binário proprietário de extensão *asd*) envolveu a conversão dos arquivos individuais em reflectância absoluta, a partir da correção do branco absoluto no *software ENVI 5.3 (Exelis)* com auxílio do módulo gratuito *PRISM (Processing Routines in IDL for Spectroscopic Measurements)*. Por fim, os diagramas apresentados no trabalho tem o espectros empilhados e construídos com a técnica do contínuo removido (Hauff 2008).

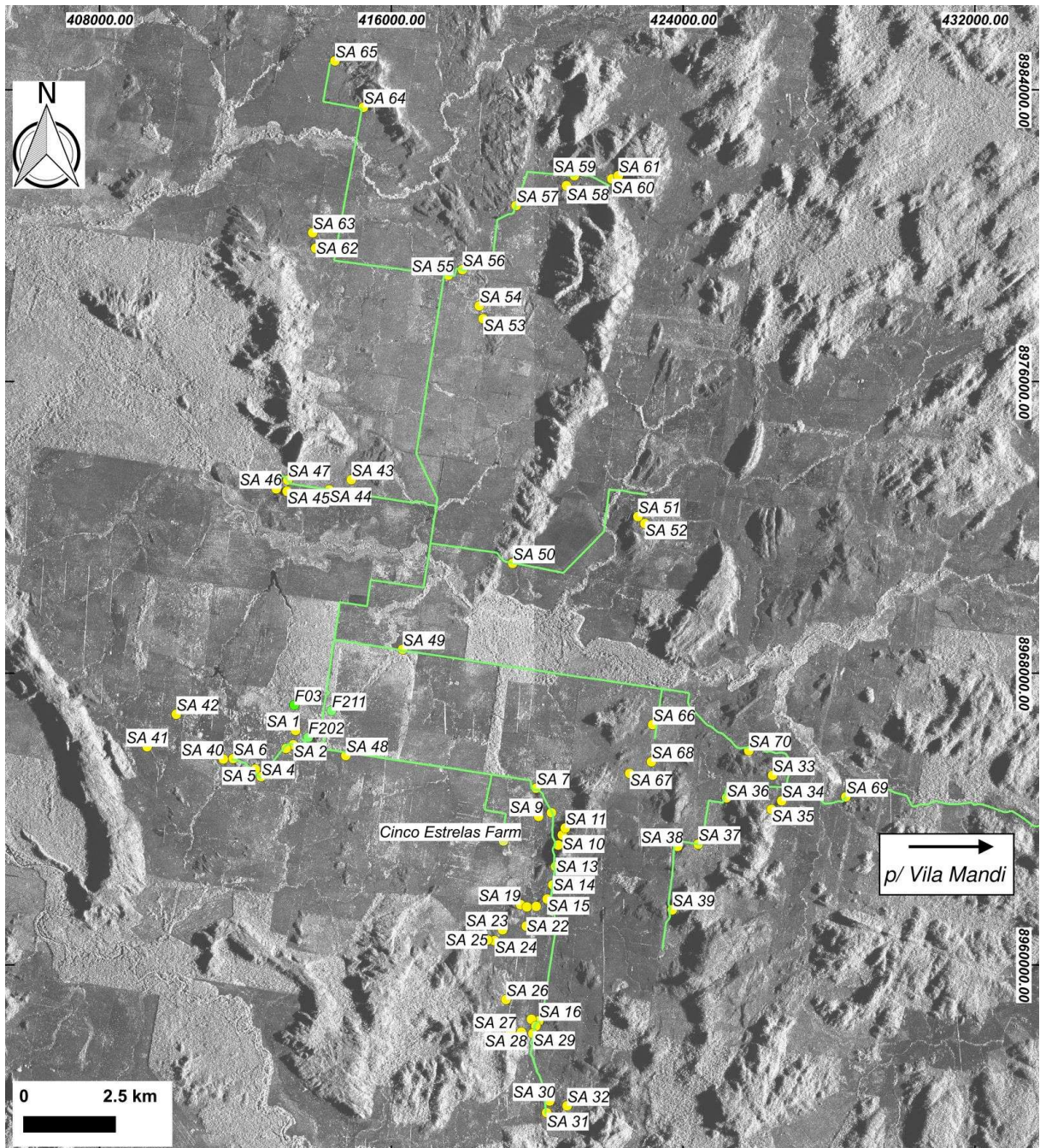


Figura 7 - Imagem de radar R99B mostrando os pontos de afloramentos coletados e furos de sondagem utilizados neste trabalho. Coordenadas em UTM WGS-84, zona 22S.

A base da correção do contínuo é o cálculo de uma linha-base de geometria convexa e que toca o máximo número possível de pontos da curva de reflectância espectral, sem no entanto cruzá-la (Pontual *et al.* 2008). Existem dois métodos para corrigir o contínuo: “quociente do contínuo” (*hull quotient*, *quotient reflectance*, ou *continuum-removal*) e “diferença do contínuo” (*hull difference*). A principal vantagem desses métodos é que feições de absorção, tanto evidentes ou sutis, são extremamente realçadas, facilitando a sua extração automática e interpretação (Fig. 8).

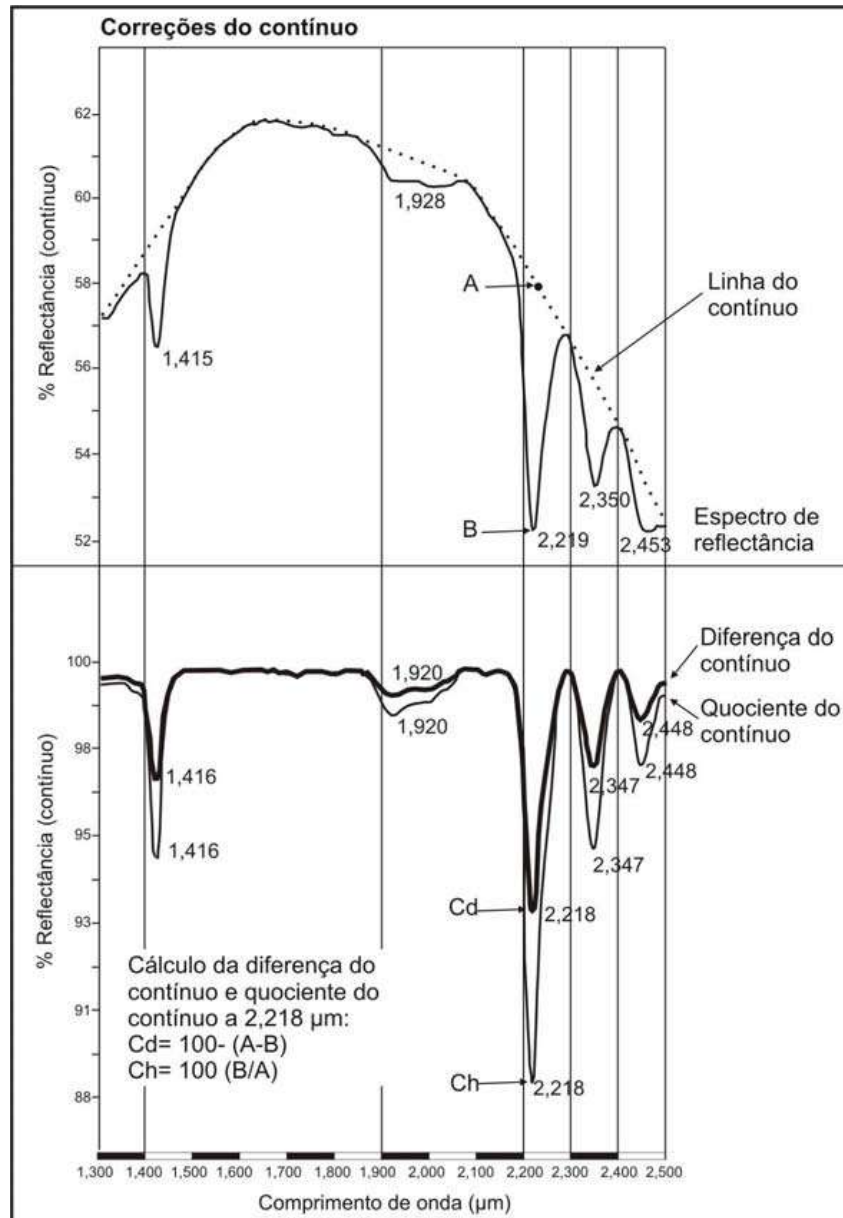


Figura 8 - Métodos de remoção do contínuo de Pontual *et al.* (2008): por “diferença do contínuo” e por “quociente do contínuo”.

O último passo do processamento dos dados envolveu a identificação mineral automatizada pelas rotinas do módulo *MICA* (*Material Identification and Characterization Algorithm*) (Kokaly 2011), também contida no pacote *PRISM*. O *MICA* usa algoritmos de comparação geométrica das principais feições de absorção dos dados inseridos com aquelas contidas em minerais puros e misturas de minerais que fazem parte da biblioteca espectral da *USGS V7* (Kokaly *et al.* 2017). Como critério para definição das feições de absorção em cada amostra analisada, foram selecionados os três ou quatro espectros representativos e que tenham correspondência estatística maior ou igual que 90 % em comparação com o padrão da *USGS V7*. Essa estimativa é reportada para cada espectro processado no módulo *MICA*.

## 7 CONTEXTO GEOTECTÔNICO

Vila Mandi é um distrito localizado na porção extremo sul do Cráton Amazônico (Almeida *et al.* 1981). Ao contrário de áreas geologicamente bem estudadas como a Província Mineral de Carajás ou a relativamente bem estudada Província Mineral do Tapajós, outras porções carecem de estudos mais detalhados devido à densa cobertura da floresta e sua dimensão continental.

O estudo da evolução tectônica do Cráton Amazônico é controverso, principalmente durante o Proterozoico. Baseado em dados estruturais e geofísicos, ele pode ser considerado um grande bloco arqueano retrabalhado durante o Ciclo Transamazônico (Hurley *et al.* 1967, Almeida *et al.* 1981). Outros modelos baseados em dados geocronológicos e isotópicos dividem essa unidade tectônica em províncias geocronológicas (Santos *et al.* 2004, Tassinari & Macambira 2004).

Um modelo alternativo foi proposto para a parte sul desta unidade tectônica com base em dados geológicos, geocronológicos e metalogenéticos (Fernandes *et al.* 2011, Carneiro *et al.* 2019, Fernandes & Juliani 2019), que sugere a existência de possível zonamento entre 2,1 e 1,88 Ga das mineralizações de Au–Cu (Mo) do tipo pórfiro, epitermais de Au–Ag, e metais de base relacionados a granitoides do tipo-A. Este zonamento se estende desde a Província Mineral do Tapajós até São Félix do Xingu (PA) e pode estar relacionado a zona de subducção do tipo andina aproximadamente E-W com a geração inicial de magmatismo cálcio-alcalino de alto potássio. Nesse contexto a ocorrência das associações cálcio-alcalinas mais jovens (1,88 Ga) na região de São Félix do Xingu pode ser explicada pela diminuição no ângulo da placa subductada, evento esse conhecido como *flat subduction* (Sacks 1983), como descrito no Cinturão Vulcânico Trans-Mexicano (Ferrari *et al.* 1999) e no Cinturão Andino (Kay *et al.* 2005).

Dados aerogeofísicos e gravimétricos corroboram essa interpretação na Província Mineral do Tapajós, na porção mais ocidental, permitindo a definição de Arcos Tapajônicos (Juliani *et al.* 2014, Carneiro *et al.* 2019). Estes resultados revelam estruturas crustais regionais mais profundas orientadas E-W, sob as unidades vulcânicas, além de um sistema de grandes falhas orientadas NW–SE e NE–SW. Essas falhas são o principal controle para a colocação de rochas vulcânicas félsicas e plutônicas pós-tectônicas do tipo-A. A tendência E-W das estruturas mais profundas, inferida a partir do campo magnético residual, revela a direção mais provável dos cinturões móveis e arcos magmáticos mais antigos gerados da parte sul do Cráton Amazônico (Fernandes & Juliani 2019).

## 8 GEOLOGIA REGIONAL

A região de Vila Mandi engloba dados existentes no mapa geológico na escala 1:1.000.000 da Folha SC.22–Tocantins, parte integrante da “Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo”, elaborada por Faraco *et al.* (2004), bem como informações geológicas de Vasquez & Rosa-Costa (2008), ainda que com pouco detalhe e extremamente confusas diante da escassez de trabalhos na região que permitam a melhor delimitação das unidades e suas relações estratigráficas (Fig. 9). A densa cobertura vegetal; a descontinuidade lateral dos afloramentos e a distância de grandes distritos de mineração são fatores que certamente dificultam a elaboração de cartografia geológica confiável.

Faraco *et al.* (2004) individualizaram na região as unidades Complexo Xingu, Suíte Intrusiva Teles Pires, Suíte Intrusiva Rio Dourado, Grupo Iriri, Formação Gorotire e Formação Cubencranquém; ao passo que Vasquez & Rosa-Costa (2008) consideram apenas Formação Triunfo, Grupo Iriri, Granitos tipo-A Indiferenciados, Complexo Santana do Araguaia e a Sequência Fazenda Santa Fé.

### 8.1 ARQUEANO

O Complexo Xingu representa o embasamento da região com ortognaisses predominantemente tonalíticos e migmatitos (Araújo & Maia 1991). Santos (2003) ressaltou que essa unidade necessita de estudos de maior detalhe, pois suas idades variam de 3000 até 2000 Ma e, portanto, agrupam rochas de contextos distintos na mesma unidade. Dessa forma, nos mapeamentos de Vasquez & Rosa-Costa (2008) e Alves *et al.* (2010) na região estudada essa unidade arqueana foi posicionada no Neoarqueano, com base nas idades U-Pb em ortognaisse de  $2828 \pm 21$  Ma a  $2696 \pm 79$  Ma feito pelo método Rb-Sr, e denominada Complexo Santana do Araguaia. Além disso, Vasquez & Rosa-Costa (2008) propõem a nomenclatura de Fazenda Santa Fé para uma sequência de rochas supracrustais arqueanas que ocorrem no extremo sudeste do Pará. Essa sequência é composta por rochas metamáficas e metassedimentares, em que as primeiras são metabasaltos *granofels* ou porfiríticos, plagioclásio-quartzo-actinolita *granofels*, quartzo-plagioclásio-tremolita xistos e quartzo-plagioclásio-actinolita xistos.

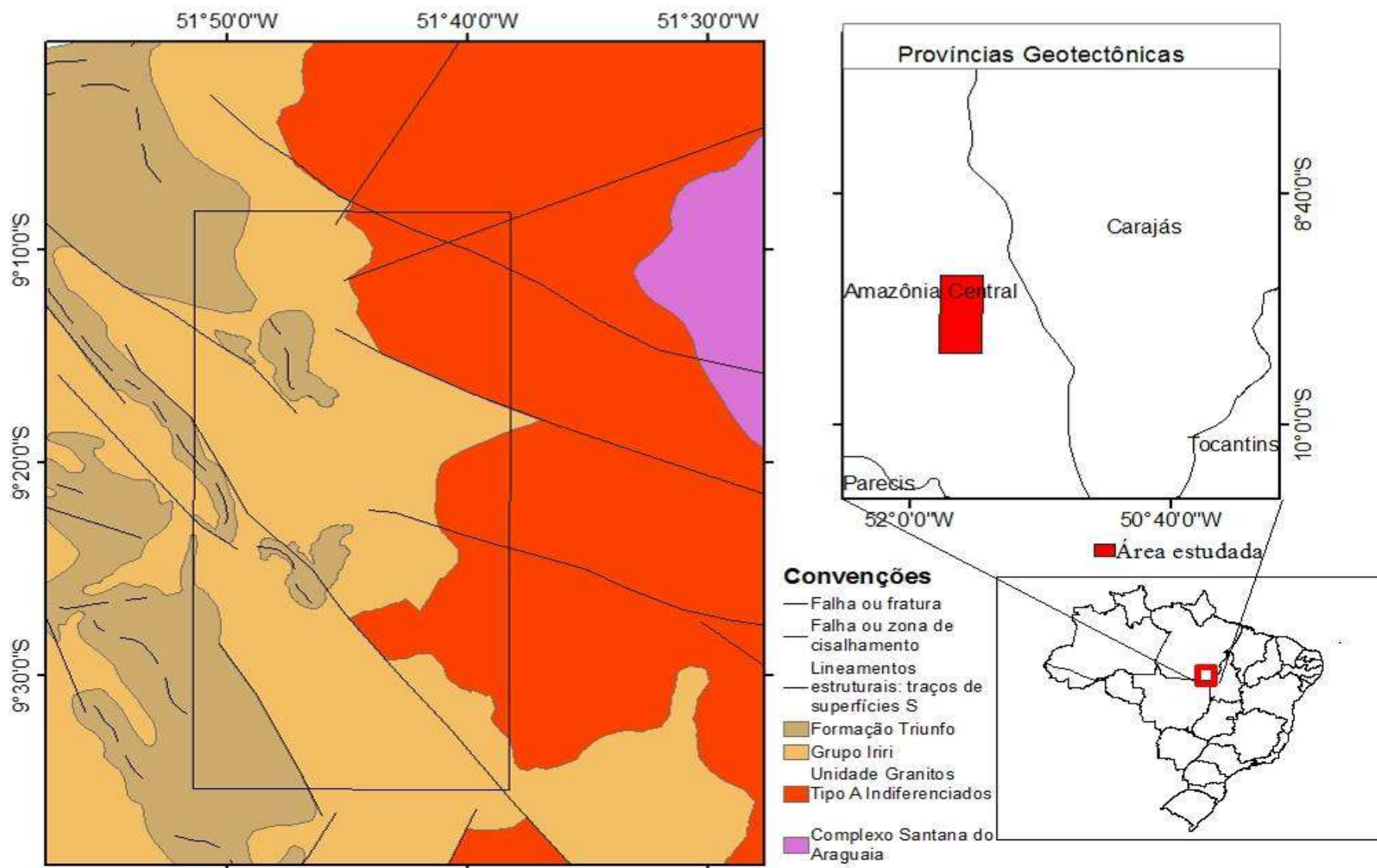


Figura 9 - Mapa geológico do estado do Pará de Vasquez & Rosa-Costa (2008) com destaque para as unidades litoestratigráficas regionais. O retângulo em preto delimita a área de estudo.



## 8.2 PROTEROZOICO

Ao Paleoproterozoico são genericamente atribuídas as rochas do Grupo Iriri relacionadas ao magmatismo Uatumã (Pessoa *et al.* 1977), e coberturas sedimentares da Formação Triunfo. Vasquez & Rosa-Costa (2008) utilizaram a denominação de Granitos tipo-A Indiferenciados para boa parte de corpos graníticos que ocorrem na porção centro-sul do Pará. Algumas rochas pertencentes a essa unidade afloram nos rios Curuá e Iriri e são descritas como leucosienogranitos, isotrópicos, equigranulares e inequigranulares, com textura fina e grossa, variando de microgranitos a granitos porfíricos. São descritos também sienogranitos e monzogranitos com biotita e hastingsita, inequigranulares e porfíricos com textura rapakivi, e de maneira subordinada quartzo sienitos com anfibólio e biotita.

O Grupo Iriri é descrito por Vasquez & Rosa-Costa (2008), como rochas vulcânicas e vulcanoclásticas, predominantemente félsicas, que ocorrem extensivamente no domínio Iriri-Xingu, que não são subdivididas.

Estudos recentes mostraram a presença do Complexo máfico-carbonatítico Santana, hospedeiro do depósito de fosfato Serra da Capivara, e que é discordante às formações Cinco Estrelas e Vila Mandi (Chiquini 2011, Lagler *et al.* 2014, Fernandes *et al.* 2016). Chiquini (2011) descreveu nessas rochas vulcanoclásticas do complexo máfico-carbonatítico lapillitufos acrecionários e glauconita nas rochas vulcanoclásticas, indicativos de explosões vulcânicas em ambiente aquático, como caldeiras de vulcões carbonatíticos. Contudo, essas rochas vulcanoclásticas gradam, nas porções mais distais, para arenitos vulcânicos carbonatíticos epiclásticos. Nesta Dissertação serão detalhados os resultados de Vieira (2019).

A Formação Triunfo (Silva *et al.* 1974) ocorre em discordância angular sobre as rochas do embasamento e das unidades anteriormente descritas. Segundo Vasquez & Rosa-Costa (2008) é composta de quartzo arenitos, arenitos líticos e arenitos arcoseanos subordinados, com conglomerados polimíticos e siltitos associados. Apesar de que as relações estratigráficas dessa formação ainda não estejam bem definidas, entende-se que a sedimentação continental sucedeu o vulcano-plutonismo paleoproterozoico ocorrente na região. Faraco *et al.* (2004) descreveram no local a Formação Cubencranquém que foi descrita por Alves *et al.* (2010) como arenitos líticos/conglomeráticos e arcoseanos, em geral avermelhados e arroxeados, seguidos por arenitos finos e siltitos claros, intercalações decimétricas a métricas de tufos de cor cinza e avermelhados. A sedimentação ocorreu em ambiente continental fluvial, com clima possivelmente semi-árido, em condições de pouco transporte com influência de material vulcânico.

### 8.3 FANEROZOICO

O Fanerozoico está representado na região por unidades lito-estratigráficas do Mesozoico e do Cenozoico (Vasquez & Rosa-Costa 2008).

## 9 GEOLOGIA DA REGIÃO DE VILA MANDI

Trabalhos anteriores (Fernandes *et al.* 2016, Vieira 2016) revelaram que a área de estudo abriga ao menos dois centros vulcano-plutônicos efusivos e explosivos bem preservados, recentemente individualizados nas formações Cinco Estrelas e Vila Mandi, e que são intrudidos pelo Complexo máfico-carbonatítico Santana (Lagler *et al.* 2014, Vieira 2019). Essas formações possuem litotipos com fluxos de lavas e rochas vulcanoclásticas, bem como subvulcânicas e plutônicas associadas. Contudo, o nível topográfico das rochas mapeadas aponta para grau de erosão muito mais acentuado quando comparado com outras áreas como a Província Mineral do Tapajós, Província Aurífera de Alta Floresta ou o município de São Félix do Xingu (Bettencourt *et al.* 2016, Fernandes *et al.* 2016), mas não impede em parte a reconstrução do paleossistema vulcânico e interpretações referentes aos tipos e estilos de erupção que vigoraram durante a sua evolução.

Os litotipos da região pertencem ao Paleoproterozoico, com texturas, estruturas primárias e relações estratigráficas bem preservadas. Análise estrutural foi baseada em interpretação de feições em imagem do radar R99B, tais como falhas, fraturas e estruturas circulares (Vieira 2016, Vieira 2019), bem como por meio de medidas de foliação de fluxo de lava obtidas em campo. Esses dados mostraram que há duas direções preferenciais de estruturas rúpteis: NE-SW e NW-SE. As estruturas circulares descritas remetem a antigos cones vulcânicos que fizeram parte do sistema paleoproterozoico ou podem caracterizar o resto de caldeiras vulcânicas fortemente erodidas, também do Proterozoico (Juliani *et al.* 2005, Vieira 2019).

### 9.1 FORMAÇÃO CINCO ESTRELAS

A unidade basal Formação Cinco Estrelas é mais restrita e ocorre geralmente na forma de pequenos lajedos e blocos isolados com esporádica continuação lateral (Fig. 10). Duas litofácies são descritas: 1) litofácies de fluxos de lava maciça subaérea, composta por andesitos com foliação de fluxo horizontal e subordinados dacitos porfiríticos; e 2) litofácies vulcanoclástica com tufo de cinzas laminado, tufo de cristais e subordinado lapilli-tufo. Essas fácies ocorrem no mesmo nível topográfico, sugerindo relacionamento genético entre elas. A evolução geológica da Formação Cinco Estrelas é vinculada a fases de vulcanismo efusivo de composição básica a intermediária e outro autoclástico a explosivo (Fernandes *et al.* 2016, Vieira 2016).

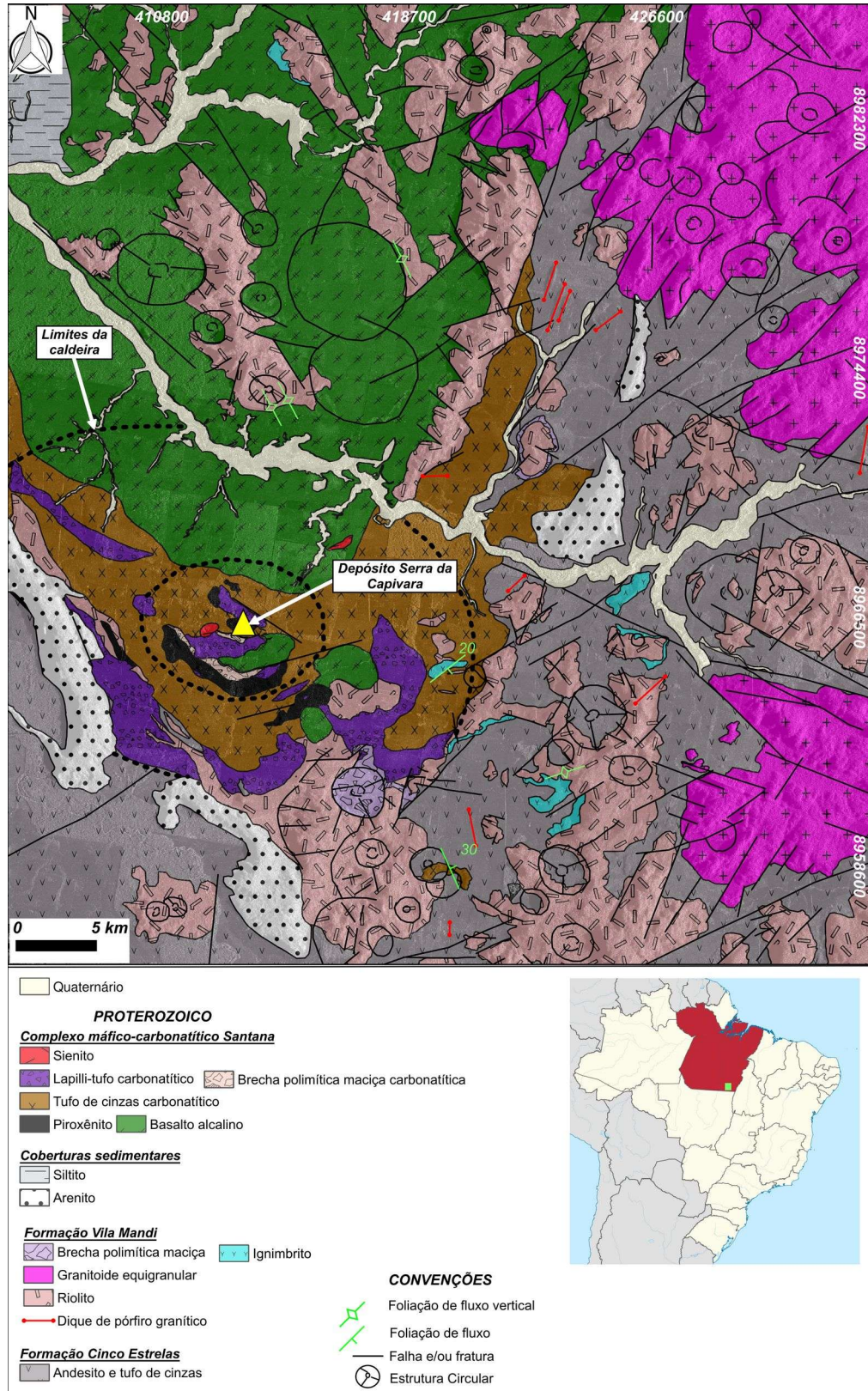


Figura 10 - Sobreposição do mapa geológico em imagem de radar R99B (SIPAM) da área estudada. Coordenadas em UTM WGS-84, zona 22S. Modificado de Vieira (2019). O retângulo verde posiciona a área em relação ao Brasil e ao Pará.

Geoquimicamente esta unidade revela conteúdo de  $\text{SiO}_2$  (55,49–73,31 %) e razão  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  (0,56–1,64) variáveis e atribuídos a evolução magmática governada por

cristalização fracionada (Santos 2017). Exibe caráter predominantemente cálcio-alcálico, levemente transicional entre cálcio-alcálico a shoshonítico, composição exclusivamente metaluminosa, razões A/NK entre 1 e 2, bem como afinidade geoquímica com granitoides de arcos vulcânicos. As rochas das duas formações exibem um enriquecimento dos Elementos Terras Raras leves (ETRL) em relação aos Elementos Terras Raras pesados (ETRP).

## 9.2 FORMAÇÃO VILA MANDI

A unidade superior Formação Vila Mandi (Fernandes *et al.* 2016) é fissural, aflora como grandes lajedos, serras e morrotes e ocorre de forma vasta na área, formada por cinco litofácies (Fig. 10): 1) fluxo de lava aproximadamente vertical com riolitos e dacitos, exibindo foliação de fluxo e grandes diques de riolito bandado. Ocorrem alterações hidrotermais do tipo seletiva e fissural e eventualmente pervasiva, assim como silicificação e carbonatação com zonas ricas em pirita; 2) *stocks* de biotita sienogranitos equigranulares intrusiva nos riolitos e dacitos. A mineralogia desta litofácies é semelhante às vulcânicas da unidade, podendo representar um correspondente plutônico do sistema; 3) ignimbrito félsico soldado ou não, mostrando clastos de diferentes composições rotacionados pelo fluxo magmático; 4) vulcanoelástica de brechas polimíticas maciça com clastos angulosos a subangulosos de composições variadas, com subordinados lapilli-tufo e tufo de cristais; e 5) de diques em pequena proporção com pórfiros graníticos de mineralogia similar à dos riolitos, porém a presença de cristais mais desenvolvidos sugere diferentes níveis crustais para a unidade, mas com origem magmática similar.

Tem evolução polifásica gerada por fissuras crustais que formam pares conjugados orientados nas direções NE-SW e NW-SE. A fase final envolveu vulcanismo efusivo que permitiu a acumulação de riolitos com foliação de fluxo vertical e subordinados diques de pórfiros graníticos e *stocks* de sienogranitos equigranulares que selaram as fissuras (Vieira 2016).

Compreende uma suíte mais evoluída, com SiO<sub>2</sub> (69,10–78,31 %) variável e altas razões K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O (0,24–111,66). Apresenta características transicionais entre metaluminosa e peraluminosa com razão A/NK entre 1 e 1,5 e afinidade geoquímica com granitoides de arco vulcânico. Idades U-Pb em zircão de riolitos da Formação Vila Mandi de 1889 ±4 Ma e 1983 ±18 Ma sugerem que o magmatismo na área é polifásico, formado por, pelo menos, dois eventos vulcano-plutônicos distintos félsicos separados por aproximadamente 100 Ma (Santos 2017).

### 9.3 COMPLEXO MÁFICO-CARBONATÍTICO SANTANA (DEPÓSITO DE FOSFATO SERRA DA CAPIVARA)

Mapeamento geológico (Fig. 11) e sondagem revelaram que o protominério do depósito de fosfato Serra da Capivara é o Complexo máfico-carbonatítico Santana (Lagler *et al.* 2014), claramente discordante aos litotipos anteriormente descritos, com idade provavelmente proterozoica (Chiquini 2011, Lagler *et al.* 2014, Fernandes *et al.* 2016, Vieira 2019). O depósito foi descoberto pela equipe de exploração da *MbAC Fertilizer Corp.* no ano de 2010, representando a mais recente ocorrência fosfato associado a carbonatitos no Brasil e o primeiro do tipo no Escudo Brasil Central (Cráton Amazônico). Os recursos totais estimados para o depósito são 60,36 Mt de reservas indicadas a 12,04 % de  $P_2O_5$  e 26,59 Mt de reservas inferidas a 5,56 % de  $P_2O_5$  (Lagler *et al.* 2014).



Figura 11 - Feições de campo relativas ao Complexo máfico-carbonatítico Santana de Vieira (2019). a) Contato entre alviquito (carbonatito finamente granulado) e o lapilli-tufo; b) Sequência de rochas piroclásticas bem preservadas, intercalando brechas (parte superior do afloramento) e lapilli-tufos (porção inferior do afloramento); e c) Bloco isolado de apatitito (protominério) de granulação média. Notar solo avermelhado rico em fosfato.

Esse complexo é composto por piroxenitos, ijolitos, basaltos amigdaloidais alcalinos, sienitos, carbonatitos grossos (sövito), carbonatitos finos (alviquito), apatititos e vários depósitos vulcanoclásticos de fluxo piroclástico e de queda com matriz rica em carbonato (Lagler *et al.* 2014, Fernandes *et al.* 2016). As rochas vulcanoclásticas revelam ainda clastos diversos, inclusive de riolitos da Formação Vila Mandi e os andesitos da Formação Cinco Estrelas, confirmando sua relação intrusiva nessas sequências vulcano-plutônicas (Fernandes *et al.* 2016). Chiquini (2011) descreveu nessas rochas vulcanoclásticas do complexo máfico-carbonatítico lapilli-tufos acrecionários e glauconita nas rochas vulcanoclásticas, indicativos de explosões vulcânicas em ambiente aquático. Contudo, essas rochas vulcanoclásticas gradam, nas porções mais distais, para arenitos vulcânicos carbonatíticos epiclásticos que sugerem retrabalhamento superficial por agentes erosivos.

No geral, o seu relevo é predominantemente plano e afetado por forte intemperismo (Vieira 2016). Porém, em alguns raros afloramentos que ocorrem em cotas de 270 a 370 m acima do nível do mar é evidente a relação entre as rochas máficas/ultramáficas que sempre ocorrem bordejando na quebra de relevo os carbonatitos finamente granulados (alviquitos), que são capeados pela sequência de rochas vulcanoclásticas, sugerindo relação genética entre eles. Trabalhos detalhados mais recentes (Gonçalves 2016, Vieira 2019) mostraram que o Complexo máfico-carbonatítico Santana é uma associação vulcano-plutônica multifásica formada por um membro basal máfico-ultramáfico e outro superior carbonatítico que inicialmente construíram um edifício vulcânico e colapsaram em uma estrutura relacionada à caldeira vulcânica (Vieira 2019). Relações de campo e feições petrográficas sugerem que os magmas carbonatítico e silicático são contemporâneos e evoluíram por processo de imiscibilidade magmática a partir de um magma mantélico primitivo (Gonçalves 2016).

### **9.3.1 Membro máfico-ultramáfico basal**

No membro máfico-ultramáfico basal ocorrem ao menos duas litofácies (Fig. 10): 1) litofácies com rochas plutônicas, como lajedos e blocos de piroxenito, ijolito e blocos métricos isolados de apatitito de granulação grossa; bem como litotipos vulcânicos compreendendo blocos métricos preservados e isolados de principalmente basalto alcalino e raramente apatitito maciço de granulação média a fina; e 2) litofácies vulcanoclástica explosiva a autoclástica máfica formada por blocos isolados de brecha polimítica maciça, lapilli-tufo, tufo de cristais e depósitos formados por correntes de fluxo piroclástico (*pyroclastic flow deposit*). Essas vulcanoclásticas são mal selecionadas com clastos angulosos

centimétricos a métricos originados de unidades hospedeiras, do membro máfico-ultramáfico, e do próprio membro carbonatítico, além de uma matriz rica em carbonatos. Depósitos epiclásticos vulcanogênicos subordinados geralmente cobrem essas litofácies (Vieira 2019).

### 9.3.2 Membro carbonatítico superior

O membro carbonatito superior do complexo revela pelo menos três litofácies (Fig. 10): 1) litofácies inferior de carbonatito de granulação grossa (sövito) amarelo-avermelhado, além de blocos de apatitito de granulação grossa. Esses litotipos são seccionados por veios de carbonatito de granulação média e fina pervasivamente hidrotermalizados; 2) litofácies intermediária efusiva (alviquito) que ocorre principalmente como *sills* e raros afloramentos contínuos no centro do complexo, revelando alviquito esbranquiçado a amarelo-esbranquiçado equigranular de granulação fina a porfírica; e 3) litofácies superior carbonatítica vulcanoclástica rica em cristais e clastos revela brecha polimítica maciça mal selecionada, lapilli-tufo e subordinado tufo rico em cristais que geralmente recobrem o alviquito. Estas rochas são produzidas por fases de vulcanismo mais explosivos do complexo e contêm clastos, cristais e fragmentos de cristais centimétricos a métricos provenientes dos litotipos efusivos e plutônicos do Complexo máfico-carbonatítico Santana; riolito, granito, pórfiro e granitoide equigranular da Formação Vila Mandi; andesito e dacito da Formação Cinco Estrelas; e pequenos fragmentos de gnaiss do embasamento mais antigo. *Stocks* tardios e diques de sienito equigranular e pórfiro ocorrem associados (Vieira 2019).

A comparação entre as amostras de superfície e de testemunho permitiu a identificação de vários tipos e estilos de alterações hidrotermais, interpretadas como um produto direto da evolução magmática do complexo em níveis crustais profundos e rasos. A transição para sövito ocorre em profundidades de cerca de 78 m com alterações hidrotermais intersticiais incipientes, mas é seccionado por veios carbonatíticos de granulação fina que revelam alteração hidrotermal fissural pervasiva. Esta alteração tem origem mais profunda e ocorre em níveis rasos estilo fissural nos veios carbonatíticos, e intersticial nos alviquitos (Vieira 2019). As alterações hidrotermais identificadas e suas relações com as feições petrográficas estão apresentadas na Figura 12.

A principal alteração magmático-hidrotermal do complexo é caracterizada por rochas carbonatíticas com cores vermelho, vermelho amarronzado e amarelo. A paragênese mineral encontrada é composta por barita + fluorapatita + dolomita ± quartzo ± rutilo ± calcopirita ± pirita ± monazita ± magnetita ± hematita (Vieira 2019).



Depth (m)	Granulation					Structure	Alteration description	Lithologic description
	0.06	0.5	2.0	8.0	32 mm			
56						Fracture-controlled style with fine-grained carbonatite veins	Incipient fracture-controlled with light brown color. barite + quartz + apatite + dolomite	Carbonatitic lapilli-tuff with rounded clasts (2 to 6 mm) and hydrothermalized groundmass with calcite cement
57								
77						Pervasively hydrothermalized fine-grained carbonatite veins	- Incipient interstitial with light brown color comprising barite + fluorapatite + dolomite; - Veins with pervasive style alteration with same phases	Medium-grained (40 to 60 mm) equigranular sövite
78								
88						Hydrothermalized carbonatite with flow foliation	Fracture-controlled to pervasive styles comprising barite + fluorapatite + dolomite	Pervasively altered carbonatite with few primary calcite preserved
89								

Pervasive style alteration    
 Fracture-controlled style alteration    
 Coarse-grained carbonatite    
 Volcaniclastic lithofacies

Figura 12 - Esboço representativo de testemunhos de sondagem (fora de escala) de acordo com a profundidade de ocorrência. São apresentadas a litologia, textura, e tipos e estilos de alteração hidrotermal em relação ao membro superior carbonatítico do Complexo máfico-carbonatítico de Santana (Vieira 2019).

## 10 RESULTADOS

O mapeamento geológico, cartografia, petrografias meso- e microscópica convencionais, microscopia eletrônica de varredura e caracterização do sistema hidrotermal e sua assembleia mineral foram desenvolvidas por Vieira (2019) em amostras de mão e de testemunhos de sondagem. Nessa Dissertação, a espectroscopia *SWIR* foi aplicada para a definição da cristalinidade desses minerais previamente identificados, assim como para o reconhecimento de outras fases minerais. Esses resultados possibilitam melhor entendimento dos processos de interação fluídos/rochas ligados à evolução magmático-hidrotermal e formação dos litotipos que compõem o Complexo máfico-carbonatítico Santana.

### 10.1 MEMBRO MÁFICO-ULTRAMÁFICO BASAL

Esse membro compreende rochas plutônicas e vulcânicas ricas em piroxênio com marcante foliação de fluxo magmático, tais como piroxenitos grossos maciços, ijolitos e basaltos amigdaloidais (Gonçalves 2016, Vieira 2019). Diante do seu nível estratigráfico, raros afloramentos deste membro foram identificados durante o mapeamento geológico. Apresentam cor cinza escuro a preto e texturas equigranular a porfirítica. A amostra SA48A é representativa da fácies plutônica, e é caracterizada por um piroxenito de cor cinza escuro enriquecido em esférulos preenchidos por calcita na proximidade dos carbonatitos (Fig. 13).



Figura 13 - Amostra (SA48A) de piroxenito com detalhe das exsoluções de calcita em forma de esférulos do membro máfico-ultramáfico basal do Complexo máfico-carbonatítico Santana.

O estudo por espectroscopia *SWIR* tem como base 10 espectros representativos coletados em diferentes áreas da amostra de mão. As análises SA48A\_00004, SA48A\_00005 e SA48A\_000010 foram usados como referências para o estudo de absorção quando comparados com os padrões de epidoto (*GDS301-75-150 μm*), clorita (*chlorite.33+Epidot.67-GDS318*) e clinocloro (*clinocllore\_Fe-GDS157.b*), que fazem parte da sétima versão da biblioteca espectral da *USGS* (Kokaly *et al.* 2017). As fases minerais e misturas identificadas correspondem aos resultados espectrais obtidos no processamento dos dados no módulo *PRISM* (Tab. 1). A Figura 14 contém o empilhamento dos espectros selecionados para esta amostra.

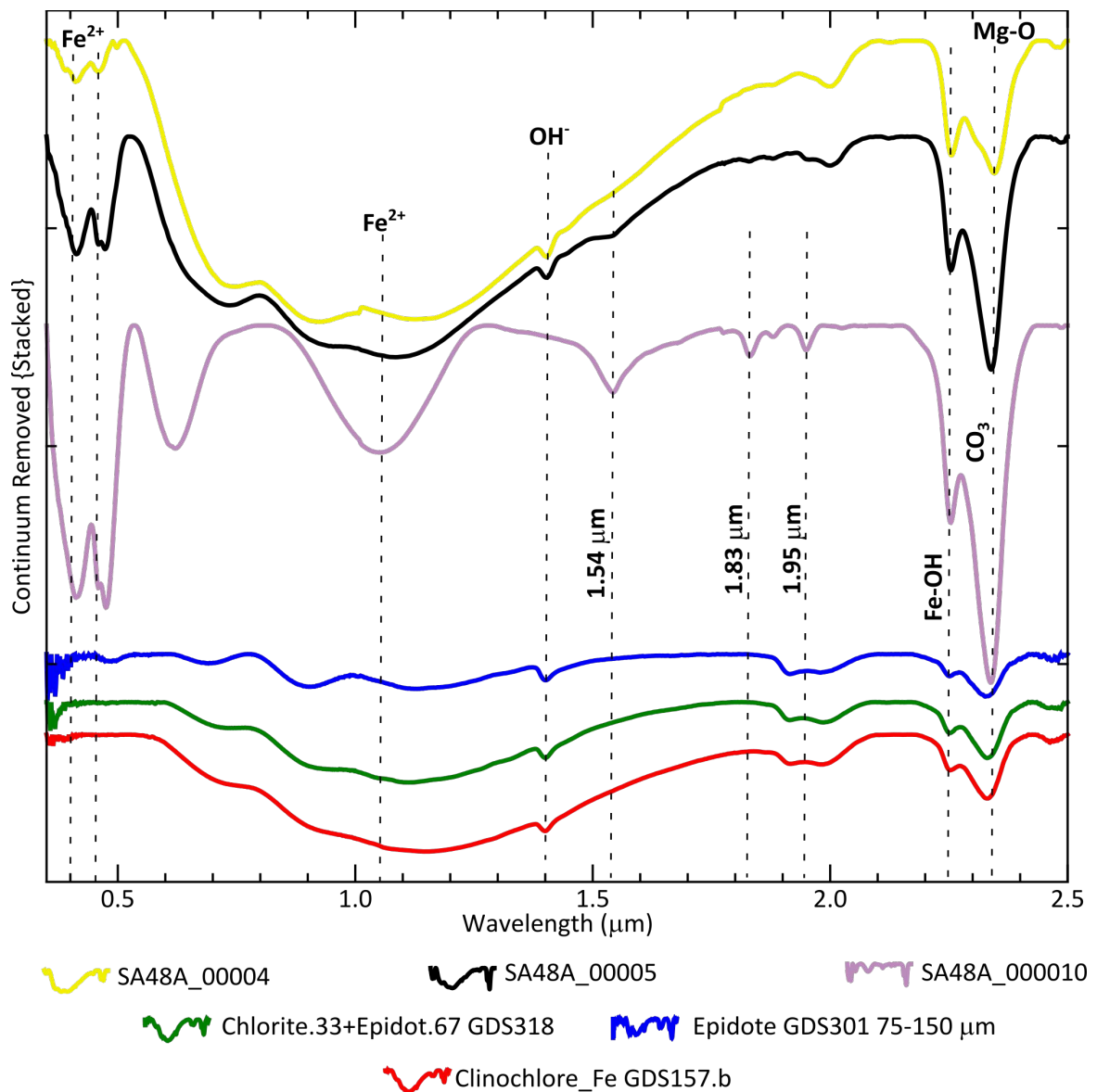


Figura 14 - Espectros empilhados obtidos na amostra SA48A com as absorções características dos minerais identificados, bem como os íons e elementos que influenciam nas respostas observadas. Padrões são da biblioteca espectral de Kokaly *et al.* (2017).

Tabela 1 - Fases minerais da amostra (piroxenito) do furo SA48A identificadas pelo módulo *PRISM* nos espectros obtidos. Os padrões espectrais de referência são de Kokaly *et al.* (2017). A lista compreende os três minerais que apresentaram correspondência maior que 90 %.

<b>Amostra/Espectro</b>	<b>Minerais identificados</b>	<b>Espectro de referência (Kokaly <i>et al.</i> 2017)</b>	<b>Litotipo (Vieira 2019)</b>
SA48A00001	epidoto	<i>epidote GDS301 75-150um [W1R1Fb AREF]</i>	Piroxenito
	clorita com baixo ferro	<i>chlorite.33+Epidot.67 GDS318 [W1R1Fa AREF]</i>	
	carbonato com ferro	<i>calcite WS272 [W1R1Ba AREF]</i>	
SA48A00002	epidoto	<i>epidote GDS301 75-150um [W1R1Fb AREF]</i>	Piroxenito
	clinocloro	<i>clinocllore_Fe GDS157.b [W1R1Fa AREF]</i>	
	clorita com baixo ferro	<i>chlorite.33+Epidot.67 GDS318 [W1R1Fa AREF]</i>	
SA48A00003	epidoto	<i>epidote GDS301 75-150um [W1R1Fb AREF]</i>	Piroxenito
	clinocloro	<i>clinocllore_Fe GDS157.b [W1R1Fa AREF]</i>	
	clorita com baixo ferro	<i>chlorite.33+Epidot.67 GDS318 [W1R1Fa AREF]</i>	
SA48A00004	clorita baixo ferro	<i>chlorite.33+Epidot.67 GDS318 [W1R1Fa AREF]</i>	Piroxenito
	clinocloro	<i>clinocllore_Fe GDS157.b [W1R1Fa AREF]</i>	
	epidoto	<i>epidote GDS301 75-150um [W1R1Fb AREF]</i>	
SA48A00005	epidoto	<i>epidote GDS301 75-150um [W1R1Fb AREF]</i>	Piroxenito
	clorita com baixo ferro	<i>chlorite.33+Epidot.67 GDS318 [W1R1Fa AREF]</i>	
	clinocloro	<i>clinocllore_Fe GDS157.b [W1R1Fa AREF]</i>	
SA48A00006	epidoto	<i>epidote GDS301 75-150um [W1R1Fb AREF]</i>	Piroxenito
	clinocloro	<i>clinocllore_Fe GDS157.b [W1R1Fa AREF]</i>	
	clorita com baixo ferro	<i>chlorite.33+Epidot.67 GDS318 [W1R1Fa AREF]</i>	
SA48A00007	clorita baixo ferro	<i>chlorite.33+Epidot.67 GDS318 [W1R1Fa AREF]</i>	Piroxenito
	epidoto	<i>epidote GDS301 75-150um [W1R1Fb AREF]</i>	
	clinocloro	<i>clinocllore_Fe GDS157.b [W1R1Fa AREF]</i>	
SA48A00008	epidoto	<i>epidote GDS301 75-150um [W1R1Fb AREF]</i>	Piroxenito
	clorita com baixo ferro	<i>chlorite.33+Epidot.67 GDS318 [W1R1Fa AREF]</i>	
	clinocloro	<i>clinocllore_Fe GDS157.b [W1R1Fa AREF]</i>	
SA48A00009	epidoto	<i>epidote GDS301 75-150um [W1R1Fb AREF]</i>	Piroxenito
	clorita com baixo ferro	<i>chlorite.33+Epidot.67 GDS318 [W1R1Fa AREF]</i>	
	clinocloro	<i>clinocllore_Fe GDS157.b [W1R1Fa AREF]</i>	
SA48A000010	clorita com baixo ferro	<i>chlorite.33+Epidot.67 GDS318 [W1R1Fa AREF]</i>	Piroxenito
	epidoto	<i>epidote GDS301 75-150um [W1R1Fb AREF]</i>	
	clinocloro	<i>clinocllore_Fe GDS157.b [W1R1Fa AREF]</i>	

A análise geral dos espectros obtidos revela a existência de algumas bandas de hidroxila próximas de 1,4  $\mu\text{m}$  nas análises SA48A00004, SA48A00005, ao passo que água estrutural ocorre no intervalo de absorção 1,9–1,95  $\mu\text{m}$  na análise SA48A000010. Absorções diagnósticas também ocorrem abaixo de 0,5  $\mu\text{m}$  e são típicas de elementos estruturais em minerais do grupo da clorita tais como ferro, magnésio, níquel e manganês, bem como outras absorções ocorrem entre 2,0 e 2,5  $\mu\text{m}$  e são relacionadas a misturas de minerais. Os picos bem definidos e arranjo dos espectros mostram que são fases bem cristalizadas conforme os critérios de Kokaly (2011).

A clorita e o epídoto são as fases dominantes que se misturam em todas as análises realizadas. Em geral, revelam algumas bandas de absorção bem definidas em 1,4  $\mu\text{m}$ , que são acompanhadas por transições para as bandas em 0,457, 0,473 e 0,616  $\mu\text{m}$ , relacionadas a forte absorção de ferro do epídoto (Clark *et al.* 1990). Adicionalmente, a ligação Mg-OH (clorita pobre em Fe) molecular ocorre de maneira diagnóstica, mas é superposta ao epídoto em torno de 2,33  $\mu\text{m}$  nos padrões consultados e na amostra analisada.

O clinocloro identificado na análise SA48A000010 é uma fase mineral pertencente ao grupo da clorita e que apresenta uma assinatura espectral similar aos exemplares com maior conteúdo de ferro, com absorção de bandas de ferro em torno de 1,05  $\mu\text{m}$ . Neste espectro, a presença de epídoto é marcada pelas suas absorções diagnósticas próximas a 1,54  $\mu\text{m}$  e 2,256  $\mu\text{m}$ , que marca a ligação Fe-OH, bem como a superposição com a absorção relacionada a ligação Mg-OH na clorita. Apesar de não apresentada na tabela de resultados, em função da correspondência de 88 % identificada pelo módulo *PRISM* e abaixo do limite mínimo estabelecido como critério nesse trabalho, a contribuição de calcita que compõe os esférulos disseminados no piroxenito está representada pela absorção em 2,34  $\mu\text{m}$  da molécula de  $\text{CO}_3$ , bem como pelos picos diagnósticos em 1,83 e 1,95  $\mu\text{m}$ . Esta fase também apresenta absorção em torno de 1,05  $\mu\text{m}$ , em mistura com clinocloro, e que pode ser atribuído à presença do íon ferroso em substituição ao cálcio.

## 10.2 MEMBRO CARBONATÍTICO SUPERIOR

### 10.2.1 Litofácies inferior de carbonatito de granulação grossa (sövito)

Esta litofácies foi estudada em testemunhos de sondagem (F03, F202 e F211), caracterizada pela ocorrência de sövito (carbonatito grosso) composto por 90–95 % de calcita de granulação grossa, bem como magnetita, hematita, feldspato potássico e pirita. Revela comumente porções pervasivamente hidrotermalizadas e com marcante formação de dolomita e apatita, bem como subordinada barita. Localmente ocorre estilo fissural com veios hidrotermalizados centimétricos e vênulas contendo calcita e finos cristais de fluorapatita e barita orientadas por fluxo. Em porções menos alteradas ocorre subordinada dolomita. Essas relações provavelmente representam os vários pulsos magmáticos e de alterações magmático-hidrotermais que governaram a evolução do Complexo Santana (Fig. 15).

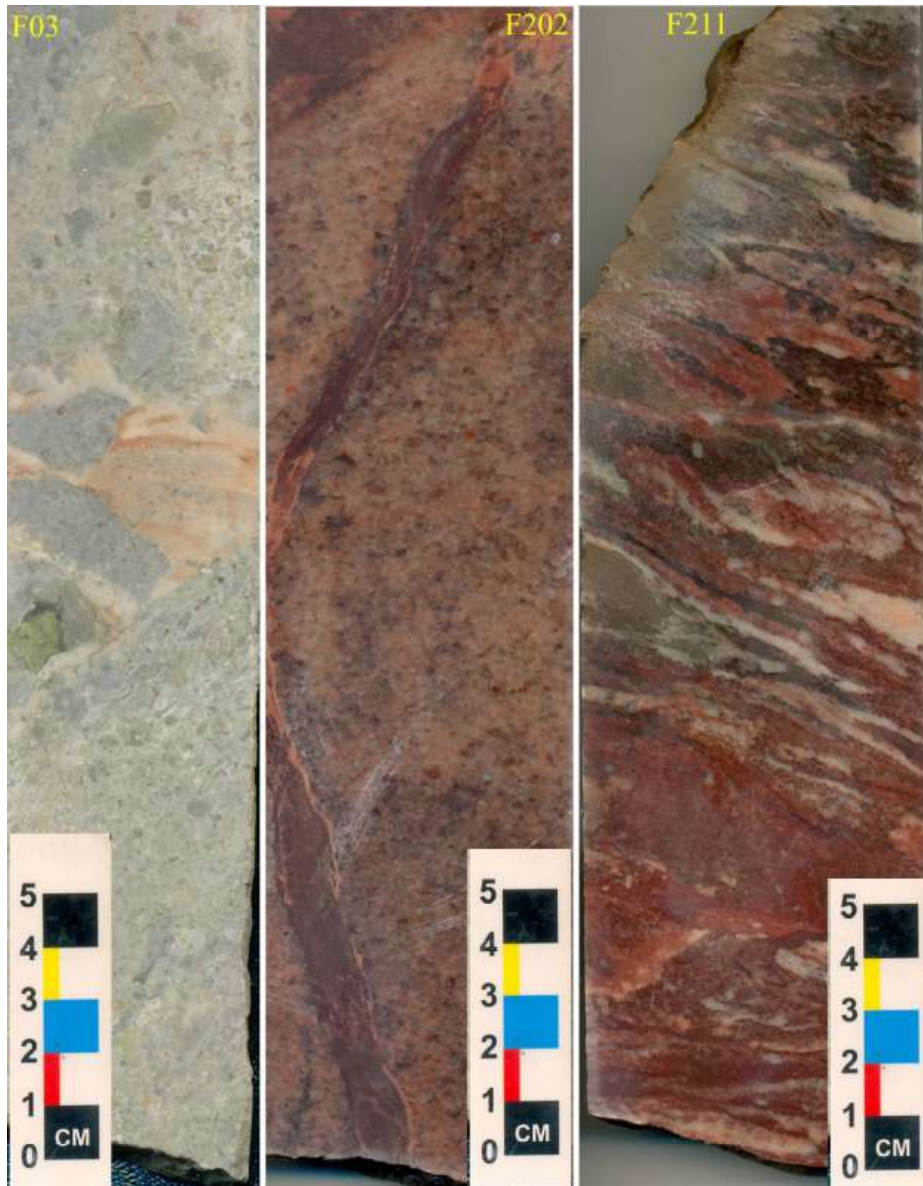


Figura 15 - Amostras representativas de furos de sondagem de carbonatito grosso (sövito) da litofácies inferior do membro carbonatítico do Complexo máfico-carbonatítico Santana (conforme Vieira 2019). No furo F202 é visível um veio hidrotermalizado (F202\_VEIO) que secciona a amostra de sövito.

Na amostra F03 (sövito), foram realizadas 27 leituras representativas das variações texturais. Os espectros F03\_00003, F03\_00018, F03\_VEIO\_00000 e F03\_VEIO\_00004 foram selecionados para análise de absorções em comparação aos padrões na biblioteca espectral da *USGS* (Kokaly *et al.* 2017). Os padrões de referência são de dolomita (*dolomite ML97-3*), calcita (*calcite GDS304 75-150  $\mu\text{m}$* ), muscovita (*muscovite-low-Al CU98-8H* e *muscovite-medhi-Al CU91-252D*), montmorillonita (*montmorillonite\_Saz-1* e *CU93-52A*) e serpentina (*serpentine HS8.3B*), em concordância com os resultados obtidos no processamento dos dados no módulo *PRISM* (Tabela 2). As Figuras 16 e 17 mostram o empilhamento dos espectros selecionados para esta amostra e o destaque das absorções analisadas.

Tabela 2 - Fases minerais da amostra (sövito) do furo F03 identificadas pelo módulo *PRISM* nos espectros mais representativos. Os padrões espectrais de referência são de Kokaly *et al.* (2017). A lista compreende os três minerais ou misturas com correspondência maior que 90 %.

Amostra/Espectro	Minerais identificados	Espectro de referência (Kokaly <i>et al.</i> 2017)	Litotipo (Vieira 2019)
F03_00001	calcita.25+montmorillonitaCa.75	<i>montmorillonite_SAz-1_ASDNGb_AREF</i>	Sövito
	calcita.3+muscovita baixo alumínio.7	<i>muscovite-low-Al CU98-8H [WIR1Fb AREF]</i>	
	illita	<i>illite_GDS4_Marblehead_ASDNGb_AREF</i>	
F03_00002	calcita.25+montmorillonitaCa.75	<i>montmorillonite_SAz-1_ASDNGb_AREF</i>	Sövito
	illita	<i>illite_GDS4_Marblehead_ASDNGb_AREF</i>	
	calcita.3+muscovita baixo alumínio.7	<i>muscovite-low-Al CU98-8H [WIR1Fb AREF]</i>	
F03_00003	calcita.25+montmorillonitaCa.75	<i>montmorillonite_SAz-1_ASDNGb_AREF</i>	Sövito
	calcita.3+muscovita baixo alumínio.7	<i>muscovite-low-Al CU98-8H [WIR1Fb AREF]</i>	
	calcita.18+dolomita.22+montmorillonitaCa.6	<i>montmorillonite_SAz-1_ASDNGb_AREF</i>	
F03_00004	calcita.25+montmorillonitaCa.75	<i>montmorillonite_SAz-1_ASDNGb_AREF</i>	Sövito
	illita	<i>illite_GDS4_Marblehead_ASDNGb_AREF</i>	
	calcita.3+muscovita baixo alumínio.7	<i>muscovite-low-Al CU98-8H [WIR1Fb AREF]</i>	
F03_000018	calcita com Fe	<i>calcite_GDS304_75-150um [WIR1Fb AREF]</i>	Sövito
	calcita.5+dolomita.5	<i>dolomite ML97-3 Ferroan [WIR1Fb AREF]</i>	
	serpentina	<i>serpentine HS8.3B [WIR1Bc AREF]</i>	
F03_VEIO_00000	calcita.5+muscovita médio alumínio.5	<i>muscovite-low-Al CU98-8H [WIR1Fb AREF]</i>	Veio hidrotermalizado
	calcita.8+montmorillonitaNa.2	<i>montmorillonite-Na CU93-52A [WIR1Bc AREF]</i>	
	calcita.5+muscovita médio e alto alumínio.5	<i>muscovite-medhi-Al CU91-252D [WIR1Fc AREF]</i>	
F03_VEIO_00004	calcita com Fe	<i>calcite_GDS304_75-150um [WIR1Fb AREF]</i>	Veio hidrotermalizado
	calcita.5+dolomita.5	<i>dolomite ML97-3 Ferroan [WIR1Fb AREF]</i>	
	serpentina	<i>serpentine HS8.3B [WIR1Bc AREF]</i>	
F03_VEIO_00006	calcita com Fe	<i>calcite_GDS304_75-150um [WIR1Fb AREF]</i>	Veio hidrotermalizado
	calcita.5+dolomita.5	<i>dolomite ML97-3 Ferroan [WIR1Fb AREF]</i>	
	serpentina	<i>serpentine HS8.3B [WIR1Bc AREF]</i>	
F03_VEIO_00007	calcita.3+muscovita baixo alumínio.7	<i>muscovite-low-Al CU98-8H [WIR1Fb AREF]</i>	Veio hidrotermalizado
	calcita.25+montmorillonitaCa.75	<i>montmorillonite_SAz-1_ASDNGb_AREF</i>	
	calcita.8+montmorillonitaNa.2	<i>montmorillonite-Na CU93-52A [WIR1Bc AREF]</i>	

Os espectros F03\_00003 e F03\_00018 (Fig. 16) apresentam marcante mistura de calcita, dolomita, muscovita com baixo alumínio, montmorillonita e serpentina, mostrando a provável atuação de processos hidrotermais na geração dessa heterogeneidade no sövito. Em geral, ocorre absorção em torno de 1,05  $\mu\text{m}$ , que é diagnóstica da dolomita, mas que também é relacionada ao íon  $\text{Fe}^{+2}$  que substitui o cálcio na calcita ou à muscovita com baixo alumínio. Picos de absorção de hidroxila ( $\text{OH}^-$ ) e água são identificados nos comprimentos de onda próximos de 1,4 e 1,9  $\mu\text{m}$  (Clark *et al.* 1990) e estão relacionados à muscovita, montmorillonita e dolomita. Absorções em torno de 2,22  $\mu\text{m}$  são identificadas e representam

feições diagnósticas da muscovita e montmorillonita, que são ocasionadas a interação envolvendo o Al-OH, representando uma propriedade particular de filossilicatos e argilas que contém alumínio (Hunt & Salisbury 1970).

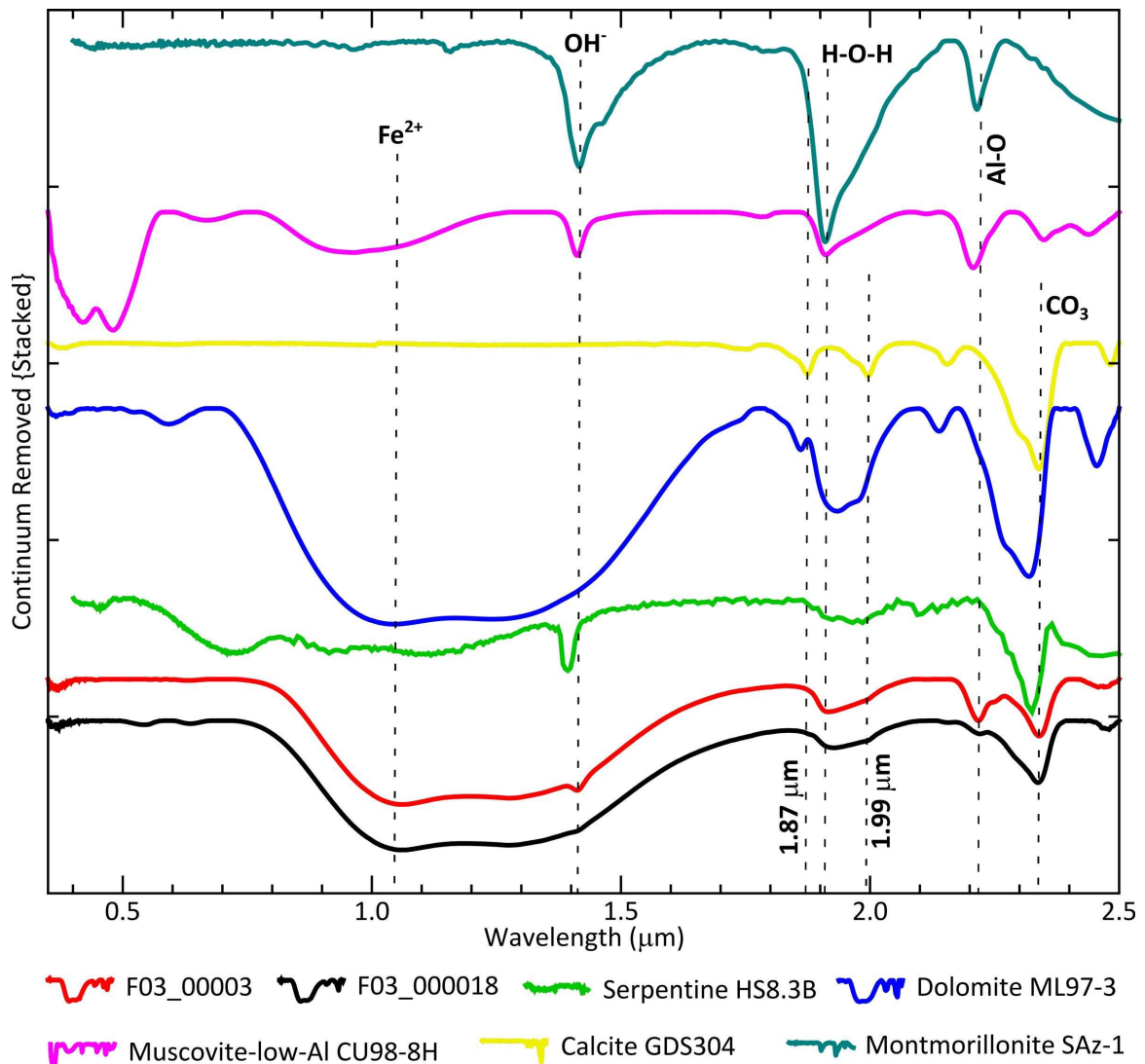


Figura 16 - Espectros empilhados obtidos na amostra F03 com as absorções características dos minerais identificados, bem como os íons e elementos que influenciam nas respostas observadas. Padrões são da biblioteca espectral de Kokaly *et al.* (2017).

A calcita produz, por volta de 1,87  $\mu\text{m}$ , uma feição decorrente da combinação dos modos vibracionais do íon carbonato (Hunt & Salisbury 1970). Absorções em 2,34  $\mu\text{m}$  decorrentes da molécula de CO<sub>3</sub>, bem como pelos picos diagnósticos em 1,99 e 2,5  $\mu\text{m}$  caracterizam com precisão esta fase, embora este último seja mais discreto. No intervalo de absorções 2,3–2,4  $\mu\text{m}$ , que tem forma de picos assimétricos, também ocorre a influência de serpentina nos espectros F03\_00003 e F03\_00018 e que tem relação com as ligações Al-OH e Mg-OH em espectros mistos.



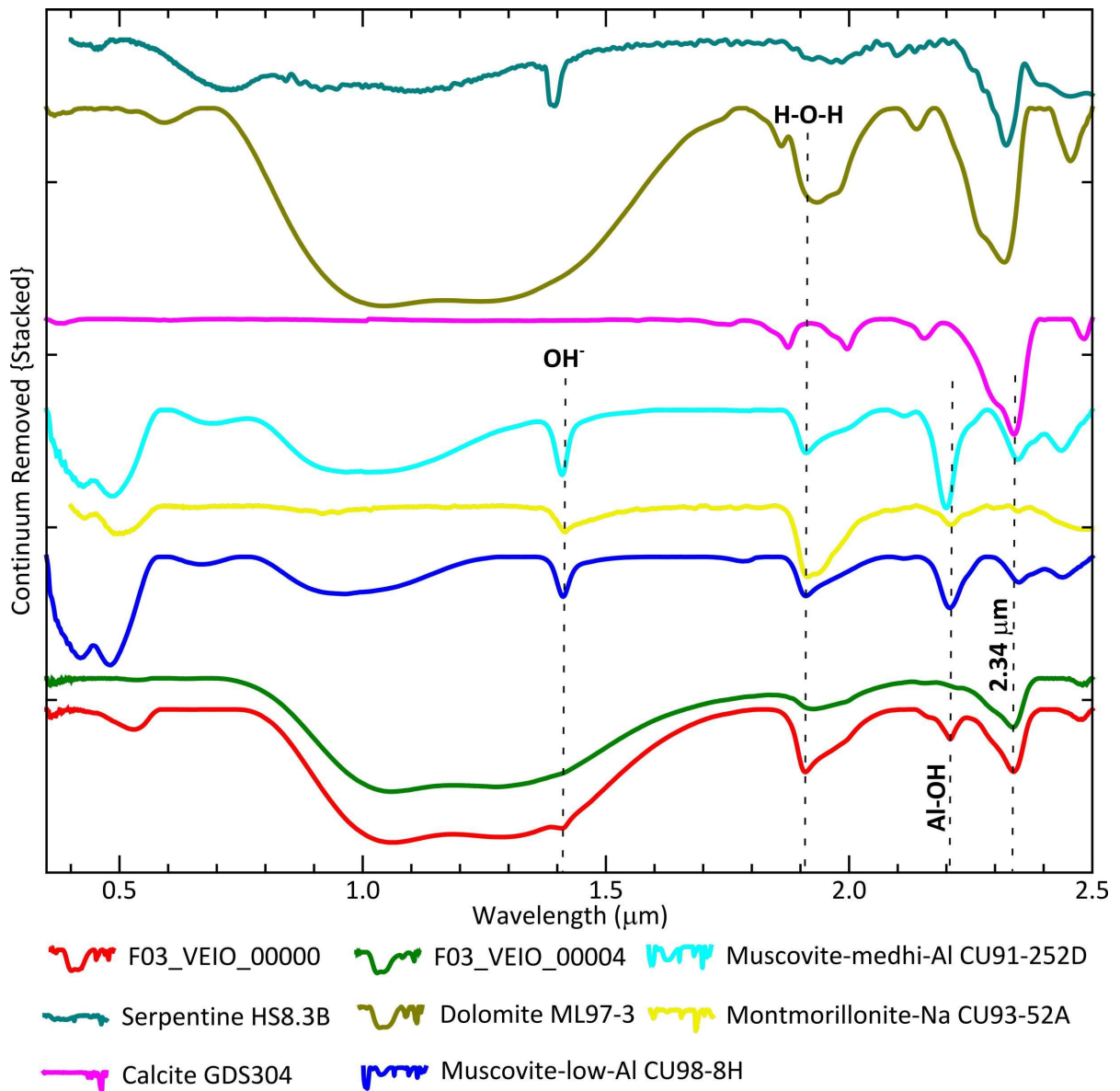


Figura 17 - Espectros empilhados obtidos na amostra F03\_VEIO com as absorções características dos minerais identificados, bem como os íons e elementos que influenciam nas respostas observadas. Padrões são da biblioteca espectral de Kokaly *et al.* (2017).

Por sua vez, os espectros F03\_VEIO\_00000 e F03\_VEIO\_00004 (Fig. 17) apresentam uma mistura de minerais e respostas espectrais muito semelhantes aquelas das rochas hospedeira dos veios. Contudo, há diferenças na composição da muscovita, que aqui varia de médio a alto alumínio. O espectro F03\_VEIO\_00000 revela as feições diagnósticas dessa muscovita, tais como a absorção em 1,42  $\mu\text{m}$  que é relacionada à ligação  $\text{OH}^-$ ; nítida absorção em 1,91  $\mu\text{m}$  relacionada à água estrutural; e a influência da ligação  $\text{Al-OH}$  com a marcante absorção em 2,22  $\mu\text{m}$ . A calcita é revelada apenas pela absorção sua diagnóstica em 2,34  $\mu\text{m}$ , já que as outras feições comumente não estão presentes em espectros mistos. Algumas absorções mostradas pela muscovita de médio a alto alumínio também ocorrem na

montmorillonita e se apresentam superpostas, sobretudo as de 1,42 e 1,91  $\mu\text{m}$ , mas estas absorções tem forma assimétrica e são diagnósticas desta última fase. O espectro F03\_VEIO\_00000 revela feições e características de calcita, dolomita e serpentina semelhante aquelas da amostra F03 que hospeda o veio.

O testemunho de sondagem F202 envolve medições realizadas em amostra de carbonatito grosso (sövito) e em um veio hidrotermalizado (F202\_VEIO) que a secciona. Na amostra F202 foram obtidos 20 espectros, ao passo que no veio foram 8. Os espectros F202\_0002, F202\_00013, F202\_00014, F202\_VEIO\_0000, F202\_VEIO\_0003 e F202\_VEIO\_0004 são usados como referência para análise de absorção em comparação aos padrões consultados na biblioteca espectral da *USGS* (Kokaly *et al.* 2017). Os padrões de referência são de calcita (*calcite WS272*), nontronita (*nontronite\_NG-1.a*), dolomita (*dolomite ML97-3*), calcita (*calcite GDS304*) e aragonita (*aragonite-GDS1073*) para o conjunto de espectros do furo F202. Para o conjunto de espectros do veio F202\_VEIO foram usados os padrões de calcita (*calcite WS272*), dolomita (*dolomite ML97-3*), calcita (*calcite GDS304*) e aragonita (*aragonite-GDS1073*). As Figuras 18 e 19 mostram o empilhamento dos espectros obtidos para a amostra e veio. Os resultados espectrais mais representativos obtidos no processamento dos dados no módulo *PRISM* estão listados na Tabela 3.

Os espectros F202\_0002, F202\_00013 e F202\_00014 (Fig. 18) são predominantemente de calcita, misturados aos de calcita com ferro, dolomita, nontronita e aragonita. As feições diagnósticas da calcita são as absorções em 2,33  $\mu\text{m}$  ocasionada pelo íon  $\text{CO}_3$ , que geram os nítidos picos de formato assimétrico, bem como os picos menores formados pelas absorções em 1,88 e 1,95  $\mu\text{m}$ . As absorções em 0,55  $\mu\text{m}$ , mais nítidas nos espectros F202\_00013 e F202\_00014, são normalmente associadas às substituições de  $\text{Ca}^{+2}$  e  $\text{Mg}^{+2}$  por  $\text{Fe}^{2+}$  na calcita com ferro e na dolomita (Hunt & Salisbury 1970, Gaffey 1987). As feições espectrais diagnósticas da dolomita são superpostas aquelas dos outros carbonatos, dificultando seu reconhecimento neste espectros mistos. A aragonita identificada no espectro F202\_00014 revela absorção mais nítida em 1,42  $\mu\text{m}$ , bem como discreta absorção de água em aproximadamente 1,9  $\mu\text{m}$  (Rowan 1986). Essas feições da aragonita também ocorrem no espectro F202\_00013, embora não listado na tabela de resultados em função da correspondência menor que 90 %.

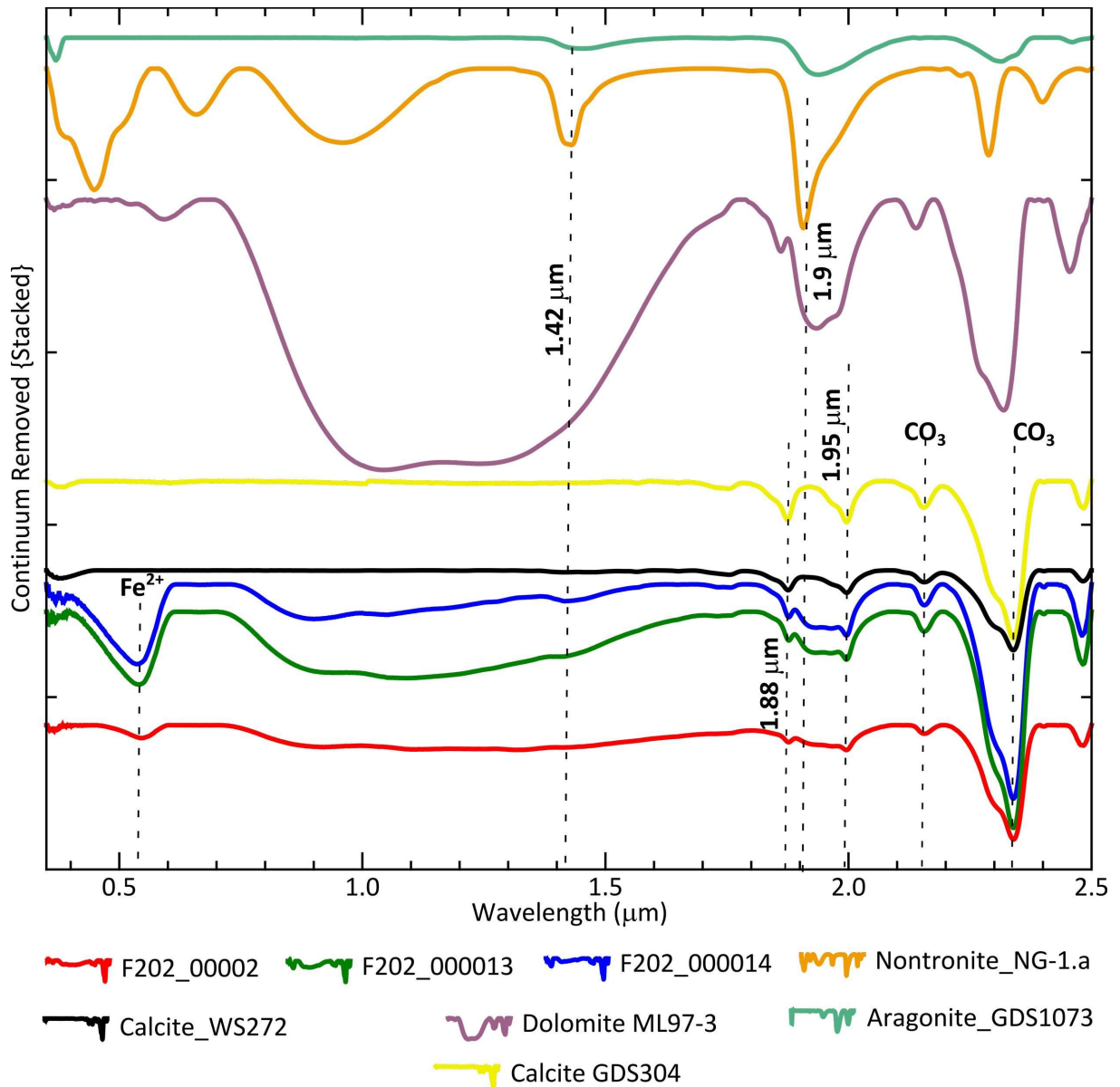


Figura 18 - Espectros empilhados obtidos na amostra F202 (sövito) com as absorções características dos minerais identificados, bem como os íons e elementos que influenciam nas respostas observadas. Padrões são da biblioteca espectral de Kokaly *et al.* (2017).

Por sua vez, a nontronita é identificada nos espectros F202\_00013 e F202\_00014 pelas absorções em aproximadamente 1,4 e 1,9  $\mu\text{m}$  relacionadas à água, bem como em 2,2  $\mu\text{m}$  que é uma feição diagnóstica da ligação Fe-OH nesta fase.

Tabela 3 - Fases minerais da amostra (sövito) do furo F202 identificadas pelo módulo *PRISM* nos espectros mais representativos. Os padrões espectrais de referência são de Kokaly *et al.* (2017). A lista compreende os três minerais ou misturas com correspondência maior que 90 %.

<b>Amostra/Espectro</b>	<b>Minerais identificados</b>	<b>Espectro de referência (Kokaly <i>et al.</i> 2017)</b>	<b>Litotipo (Vieira 2019)</b>
F202_00001	calcita	<i>Calcite WS272 [WIR1Ba AREF]</i>	Sövito
	calcita com Fe	<i>Calcite GDS304 75-150um [WIR1Fb AREF]</i>	
	calcita.5+dolomita.5	<i>Dolomite ML97-3 Ferroan [WIR1Fb AREF]</i>	
F202_00002	calcita	<i>Calcite WS272 [WIR1Ba AREF]</i>	Sövito
	calcita com Fe	<i>Calcite GDS304 75-150um [WIR1Fb AREF]</i>	
	calcita.5+dolomita.5	<i>Dolomite ML97-3 Ferroan [WIR1Fb AREF]</i>	
F202_000010	calcita	<i>Calcite WS272 [WIR1Ba AREF]</i>	Sövito
	calcita com Fe	<i>Calcite GDS304 75-150um [WIR1Fb AREF]</i>	
	calcita.5+dolomita.5	<i>Dolomite ML97-3 Ferroan [WIR1Fb AREF]</i>	
F202_000011	calcita	<i>Calcite WS272 [WIR1Ba AREF]</i>	Sövito
	calcita.5+dolomita.5	<i>Dolomite ML97-3 Ferroan [WIR1Fb AREF]</i>	
	aragonita	<i>Aragonite-GDS1073_ASDNGC_AREF</i>	
F202_000012	calcita	<i>Calcite WS272 [WIR1Ba AREF]</i>	Sövito
	nontronita	<i>Nontronite_NG-1.a_ASDNGb_AREF</i>	
	calcita.5+dolomita.5	<i>Dolomite ML97-3 Ferroan [WIR1Fb AREF]</i>	
F202_000013	calcita	<i>Calcite WS272 [WIR1Ba AREF]</i>	Sövito
	calcita com Fe	<i>Calcite GDS304 75-150um [WIR1Fb AREF]</i>	
	nontronita	<i>Nontronite_NG-1.a_ASDNGb_AREF</i>	
F202_000014	calcita	<i>Calcite WS272 [WIR1Ba AREF]</i>	Sövito
	nontronita	<i>Nontronite_NG-1.a_ASDNGb_AREF</i>	
	aragonita	<i>Aragonite-GDS1073_ASDNGC_AREF</i>	
F202_000015	calcita	<i>Calcite WS272 [WIR1Ba AREF]</i>	Sövito
	nontronita	<i>Nontronite_NG-1.a_ASDNGb_AREF</i>	
	calcita.5+dolomita.5	<i>Dolomite ML97-3 Ferroan [WIR1Fb AREF]</i>	
F202_000016	calcita	<i>Calcite WS272 [WIR1Ba AREF]</i>	Sövito
	nontronita	<i>Nontronite_NG-1.a_ASDNGb_AREF</i>	
	aragonita	<i>Aragonite-GDS1073_ASDNGC_AREF</i>	
F202_000017	calcita	<i>Calcite WS272 [WIR1Ba AREF]</i>	Sövito
	calcita com Fe	<i>Calcite GDS304 75-150um [WIR1Fb AREF]</i>	
	nontronita	<i>Nontronite_NG-1.a_ASDNGb_AREF</i>	
F202_000018	calcita	<i>Calcite WS272 [WIR1Ba AREF]</i>	Sövito
	calcita.5+dolomita.5	<i>Dolomite ML97-3 Ferroan [WIR1Fb AREF]</i>	
	aragonita	<i>Aragonite-GDS1073_ASDNGC_AREF</i>	
F202_VEIO_00000	calcita	<i>Calcite WS272 [WIR1Ba AREF]</i>	Veio hidrotermalizado
	nontronita	<i>Nontronite_NG-1.a_ASDNGb_AREF</i>	
	calcita.5+dolomita.5	<i>Dolomite ML97-3 Ferroan [WIR1Fb AREF]</i>	
F202_VEIO_00003	calcita	<i>Calcite WS272 [WIR1Ba AREF]</i>	Veio hidrotermalizado
	calcita.5+dolomita.5	<i>Dolomite ML97-3 Ferroan [WIR1Fb AREF]</i>	
	aragonita	<i>Aragonite-GDS1073_ASDNGC_AREF</i>	
F202_VEIO_00004	calcita	<i>Calcite WS272 [WIR1Ba AREF]</i>	Veio hidrotermalizado
	calcita com Fe	<i>Calcite GDS304 75-150um [WIR1Fb AREF]</i>	
	calcita.5+dolomita.5	<i>Dolomite ML97-3 Ferroan [WIR1Fb AREF]</i>	
F202_VEIO_00005	calcita	<i>Calcite WS272 [WIR1Ba AREF]</i>	Veio hidrotermalizado
	calcita.5+dolomita.5	<i>Dolomite ML97-3 Ferroan [WIR1Fb AREF]</i>	
	aragonita	<i>Aragonite-GDS1073_ASDNGC_AREF</i>	
F202_VEIO_00006	calcita	<i>Calcite WS272 [WIR1Ba AREF]</i>	Veio hidrotermalizado
	calcita com Fe	<i>Calcite GDS304 75-150um [WIR1Fb AREF]</i>	
	calcita.5+dolomita.5	<i>Dolomite ML97-3 Ferroan [WIR1Fb AREF]</i>	

Os espectros referentes ao veio hidrotermalizado (F202\_VEIO) que secciona a amostra analisada no furo F202 (Fig. 19), listados na Tabela 3 como F202\_VEIO\_0000, F202\_VEIO\_0003 e F202\_VEIO\_0004, revelam assembleia mineral semelhante aquela anteriormente descrita. Além disso, a ausência de nontronita (grupo da esmectita) sugere que esta fase é provavelmente de origem intempérica na amostra do furo F202.

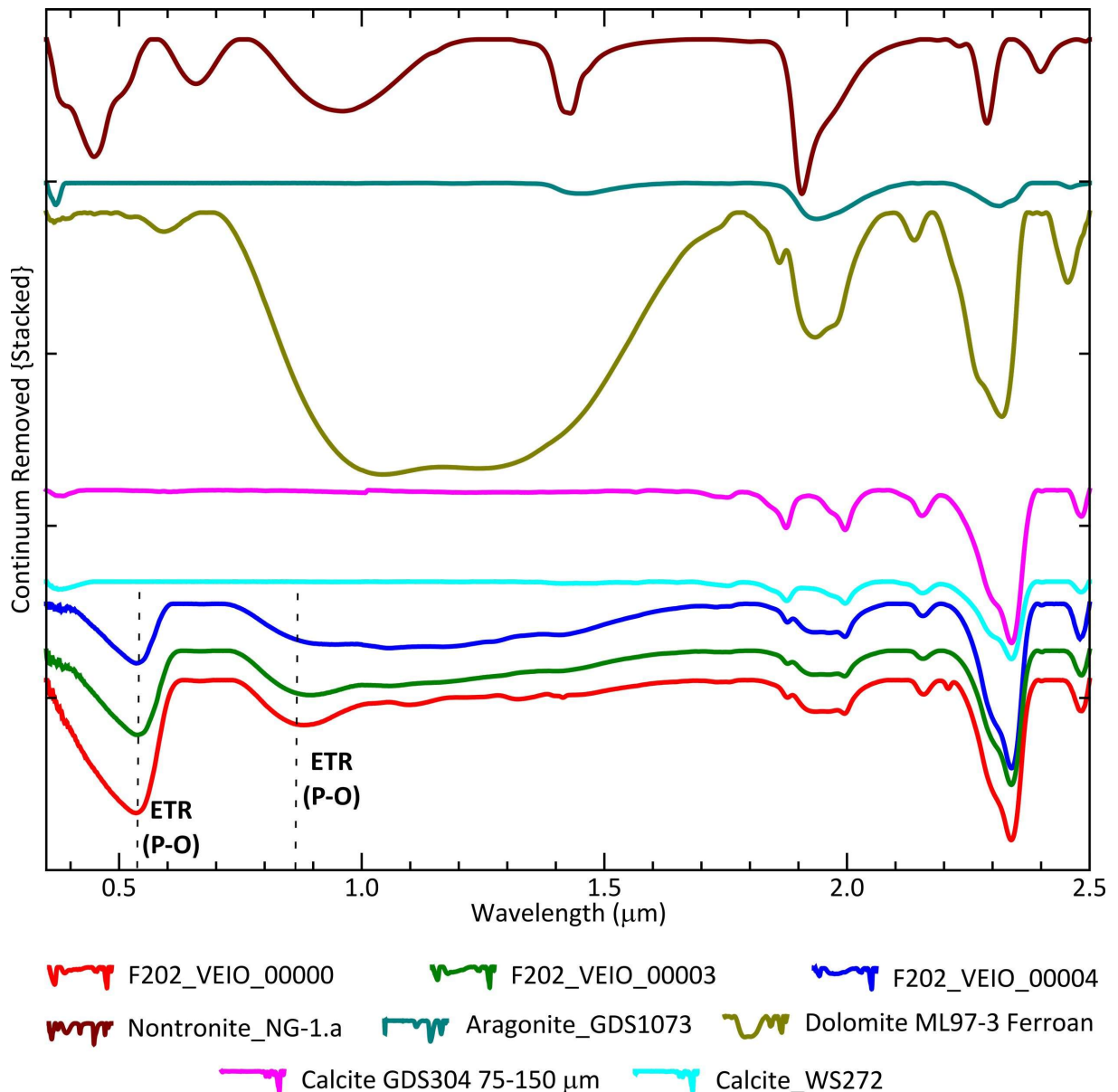


Figura 19 - Espectros empilhados obtidos na amostra F202\_VEIO (veio hidrotermalizado) com as absorções características dos minerais identificados, bem como os íons e elementos que influenciam nas respostas observadas. Padrões são da biblioteca espectral de Kokaly *et al.* (2017).

Complementarmente, essa litofácies revelou paragénese mineral com fluorapatita e barita geradas por alterações hidrotermais nos veios hidrotermalizados (Vieira 2019). Segundo Hernandez & Souza Filho (2013), essas fases minerais apresentam ETR na sua

estrutura e há absorções diagnósticas em regiões espectrais específicas. Absorções sugestivas de ligações P-O ocorrem em 0,54 e 0,87  $\mu\text{m}$ , que pode ser decorrente da transferência de carga entre íons de ETR (Elementos Terras Raras), como La ou Nd, presentes em minerais hospedeiros como fluorapatita, calcita ou dolomita. A absorção que ocorre em torno de 0,55  $\mu\text{m}$  também pode ser decorrente da influência do íon  $\text{Fe}^{+3}$  da hematita e magnetita, outras fases minerais que compõem esta litofácies.

A amostra analisada do testemunho de sondagem F211 (sövito com marcante foliação de fluxo magmático) abrange um total de 22 espectros. As respostas espectrais F211\_00006, F211\_00019 e F211\_00021 foram selecionados como referência para análise de absorção em conjunto com os padrões consultados na biblioteca espectral da *USGS* (Kokaly *et al.* 2017). Os padrões usados foram de calcita (*calcite WS272*), nontronita (*nontronite\_NG-1.a*), dolomita (*dolomite ML97-3*), calcita (*calcite GDS304*) e aragonita (*aragonite-GDS1073*), referentes aos resultados espectrais obtidos no processamento dos dados no módulo *PRISM* (Tabela 4). A Figura 20 mostra o empilhamento dos espectros obtidos para a amostra.

Os espectros selecionados são predominantemente misturas de calcita e dolomita, com subordinadas nontronita e aragonita. As absorções diagnósticas da calcita estão em 2,34  $\mu\text{m}$ , que é relacionada ao íon  $\text{CO}_3$  e que tem forma assimétrica; em 2,14  $\mu\text{m}$  e que também está relacionada ao  $\text{CO}_3$  e tem forma mais simétrica; e as absorções em 1,88 e 1,99  $\mu\text{m}$ . Estas duas últimas são nítidas somente nos espectros F211\_00006 e F211\_00021. No geral, a boa definição dos picos de absorção e a simetria dos seus flancos sugerem boa cristalinidade para a maioria dessas fases de acordo com os critérios de Pontual *et al.* (2008).

As feições diagnósticas da aragonita são superpostas aquela da calcita. A dolomita revela também as mesmas feições, mas nesta a absorção próxima de 2,5  $\mu\text{m}$  é uma feição secundária diagnóstica resultante do processamento da remoção do contínuo realizado pelo ENVI.

A nontronita do espectro F211\_00006 é identificada pelas suas absorções diagnósticas em 1,91  $\mu\text{m}$ , que é referente à água; bem como em 2,28  $\mu\text{m}$ , relacionada à ligação Fe-OH. Absorções discretas e de menor intensidade nesta fase são identificadas em 1,41  $\mu\text{m}$ , sugerindo se tratar de um argilomineral formado a partir de fluidos silicosos de baixa temperatura. É pobremente cristalizado e de acordo com os critérios de Pontual *et al.* (2008).

Tabela 4 - Fases minerais da amostra (sövito) do furo F211 identificadas pelo módulo *PRISM* nos espectros mais representativos. Os padrões espectrais de referência são de Kokaly *et al.* (2017). A lista compreende os três minerais ou misturas com correspondência maior que 90 %.

<b>Amostra/Espectro</b>	<b>Minerais identificados</b>	<b>Espectro de referência (Kokaly <i>et al.</i> 2017)</b>	<b>Litotipo (Vieira 2019)</b>
F211_00001	calcita calcita.5+dolomita.5	Calcite WS272 [W1R1Ba AREF] Dolomite ML97-3 Ferroan [W1R1Fb AREF]	Sövito
F211_00002	calcita calcita.5+dolomita.5 aragonita	Calcite WS272 [W1R1Ba AREF] Dolomite ML97-3 Ferroan [W1R1Fb AREF] Aragonite-GDS1073 ASDNGC AREF	Sövito
F211_00003	calcita calcita.5+dolomita.5 aragonita	Calcite WS272 [W1R1Ba AREF] Dolomite ML97-3 Ferroan [W1R1Fb AREF] Aragonite-GDS1073 ASDNGC AREF	Sövito
F211_00004	calcita calcita com Fe	Calcite WS272 [W1R1Ba AREF] Calcite GDS304 75-150um [W1R1Fb AREF]	Sövito
F211_00005	calcita nontronita aragonita	Calcite WS272 [W1R1Ba AREF] Nontronite_NG-1.a ASDNGb AREF Aragonite-GDS1073 ASDNGC AREF	Sövito
F211_00006	calcita nontronita calcita.5+dolomita.5	Calcite WS272 [W1R1Ba AREF] Nontronite_NG-1.a ASDNGb AREF Dolomite ML97-3 Ferroan [W1R1Fb AREF]	Sövito
F211_00008	calcita calcita.5+dolomita.5 aragonita	Calcite WS272 [W1R1Ba AREF] Dolomite ML97-3 Ferroan [W1R1Fb AREF] Aragonite-GDS1073 ASDNGC AREF	Sövito
F211_00009	calcita nontronita calcita.5+dolomita.5	Calcite WS272 [W1R1Ba AREF] Nontronite_NG-1.a ASDNGb AREF Dolomite ML97-3 Ferroan [W1R1Fb AREF]	Sövito
F211_00010	calcita calcita.5+dolomita.5 aragonita	Calcite WS272 [W1R1Ba AREF] Dolomite ML97-3 Ferroan [W1R1Fb AREF] Aragonite-GDS1073 ASDNGC AREF	Sövito
F211_00011	calcita calcita.5+dolomita.5 aragonita	Calcite WS272 [W1R1Ba AREF] Dolomite ML97-3 Ferroan [W1R1Fb AREF] Aragonite-GDS1073 ASDNGC AREF	Sövito
F211_00012	calcita calcita.5+dolomita.5 aragonita	Calcite WS272 [W1R1Ba AREF] Dolomite ML97-3 Ferroan [W1R1Fb AREF] Aragonite-GDS1073 ASDNGC AREF	Sövito
F211_00013	calcita calcita.5+dolomita.5 aragonita	Calcite WS272 [W1R1Ba AREF] Dolomite ML97-3 Ferroan [W1R1Fb AREF] Aragonite-GDS1073 ASDNGC AREF	Sövito
F211_00014	calcita calcita.5+dolomita.5 aragonita	Calcite WS272 [W1R1Ba AREF] Dolomite ML97-3 Ferroan [W1R1Fb AREF] Aragonite-GDS1073 ASDNGC AREF	Sövito
F211_00015	calcita calcita.5+dolomita.5 aragonita	Calcite WS272 [W1R1Ba AREF] Dolomite ML97-3 Ferroan [W1R1Fb AREF] Aragonite-GDS1073 ASDNGC AREF	Sövito
F211_00017	calcita calcita.5+dolomita.5 aragonita	Calcite WS272 [W1R1Ba AREF] Dolomite ML97-3 Ferroan [W1R1Fb AREF] Aragonite-GDS1073 ASDNGC AREF	Sövito
F211_00018	calcita calcita.5+dolomita.5 aragonita	Calcite WS272 [W1R1Ba AREF] Dolomite ML97-3 Ferroan [W1R1Fb AREF] Aragonite-GDS1073 ASDNGC AREF	Sövito
F211_00019	calcita calcita.5+dolomita.5	Calcite WS272 [W1R1Ba AREF] Dolomite ML97-3 Ferroan [W1R1Fb AREF]	Sövito
F211_00020	Calcita calcita.5+dolomita.5 aragonita	Calcite WS272 [W1R1Ba AREF] Dolomite ML97-3 Ferroan [W1R1Fb AREF] Aragonite-GDS1073 ASDNGC AREF	Sövito
F211_00021	calcita calcita.5+dolomita.5 aragonita	Calcite WS272 [W1R1Ba AREF] Dolomite ML97-3 Ferroan [W1R1Fb AREF] Aragonite-GDS1073 ASDNGC AREF	Sövito
F211_00022	calcita calcita.5+dolomita.5 aragonita	Calcite WS272 [W1R1Ba AREF] Dolomite ML97-3 Ferroan [W1R1Fb AREF] Aragonite-GDS1073 ASDNGC AREF	Sövito

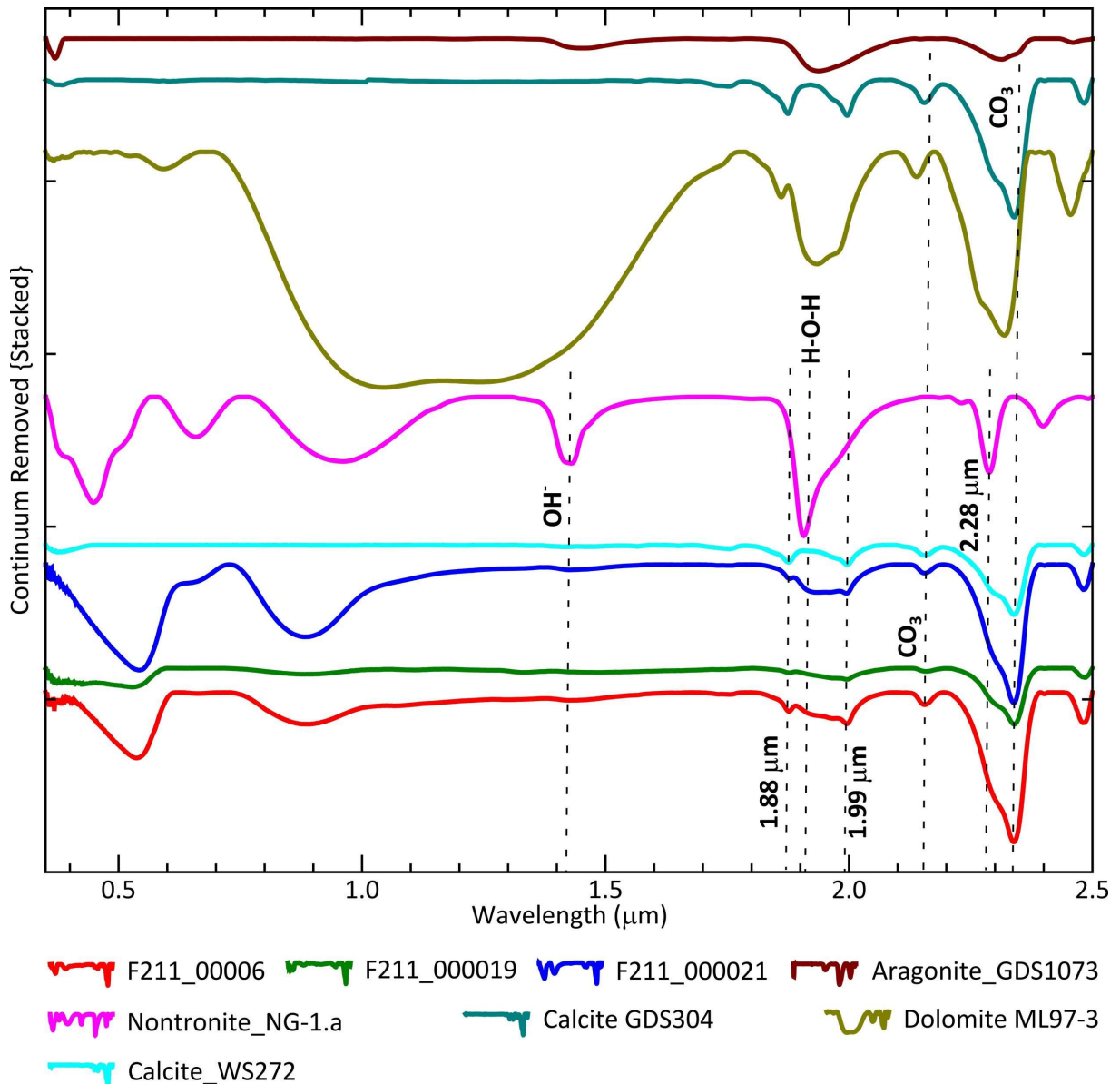


Figura 20 - Espectros empilhados obtidos na amostra F211 com as absorções características dos minerais identificados, bem como os íons e elementos que influenciam nas respostas observadas. Padrões são da biblioteca espectral de Kokaly *et al.* (2017).

### 10.2.2 Litofácies superior de carbonatito de granulação fina (alviquito)

A amostra SA48E (Fig. 21) é petrograficamente um alviquito (carbonatito fino) do qual foram obtidos 17 espectros representativos. As medições SA48E\_00010 e SA48E\_00017 foram usadas como referência para análise de absorção em conjunto com os padrões da biblioteca espectral da *USGS* (Kokaly *et al.* 2017). Os padrões são de calcita (*calcite WS272 e GDS304 75-150 μm*), nontronite (*nontronite\_NG-1.a*) e dolomita (*dolomite ML97-3*), referentes aos resultados espectrais obtidos no processamento dos dados no módulo *PRISM* (Tabela 5). A Figura 22 mostra o empilhamento dos espectros obtidos para a amostra.



Tabela 5 - Fases minerais da amostra (alviquito) do furo SA48E identificadas pelo módulo *PRISM* nos espectros mais representativos. Os padrões espectrais de referência são de Kokaly *et al.* (2017). A lista compreende os três minerais ou misturas com correspondência maior que 90 %.

<b>Amostra/Espectro</b>	<b>Minerais identificados</b>	<b>Espectro de referência (Kokaly <i>et al.</i> 2017)</b>	<b>Litotipo (Vieira 2019)</b>
SA48E_00001	calcita	<i>Calcite WS272 [WIR1Ba AREF]</i>	Alviquito
	calcita com Fe	<i>Calcite GDS304 75-150um [WIR1Fb AREF]</i>	
	nontronita	<i>Nontronite_NG-1.a_ASDNGb_AREF</i>	
SA48E_00002	calcita	<i>Calcite WS272 [WIR1Ba AREF]</i>	Alviquito
	calcita com Fe	<i>Calcite GDS304 75-150um [WIR1Fb AREF]</i>	
	nontronita	<i>Nontronite_NG-1.a_ASDNGb_AREF</i>	
SA48E_00003	calcita	<i>Calcite WS272 [WIR1Ba AREF]</i>	Alviquito
	calcita com Fe	<i>Calcite GDS304 75-150um [WIR1Fb AREF]</i>	
	nontronita	<i>Nontronite_NG-1.a_ASDNGb_AREF</i>	
SA48E_00004	calcita	<i>Calcite WS272 [WIR1Ba AREF]</i>	Alviquito
	calcita com Fe	<i>Calcite GDS304 75-150um [WIR1Fb AREF]</i>	
	nontronita	<i>Nontronite_NG-1.a_ASDNGb_AREF</i>	
SA48E_00005	calcita	<i>Calcite WS272 [WIR1Ba AREF]</i>	Alviquito
	calcita com Fe	<i>Calcite GDS304 75-150um [WIR1Fb AREF]</i>	
	nontronita	<i>Nontronite_NG-1.a_ASDNGb_AREF</i>	
SA48E_00006	calcita	<i>Calcite WS272 [WIR1Ba AREF]</i>	Alviquito
	calcita com Fe	<i>Calcite GDS304 75-150um [WIR1Fb AREF]</i>	
	nontronita	<i>Nontronite_NG-1.a_ASDNGb_AREF</i>	
SA48E_00007	calcita	<i>Calcite WS272 [WIR1Ba AREF]</i>	Alviquito
	calcita com Fe	<i>Calcite GDS304 75-150um [WIR1Fb AREF]</i>	
	nontronita	<i>Nontronite_NG-1.a_ASDNGb_AREF</i>	
SA48E_00008	calcita	<i>Calcite WS272 [WIR1Ba AREF]</i>	Alviquito
	calcita com Fe	<i>Calcite GDS304 75-150um [WIR1Fb AREF]</i>	
	nontronita	<i>Nontronite_NG-1.a_ASDNGb_AREF</i>	
SA48E_00009	calcita	<i>Calcite WS272 [WIR1Ba AREF]</i>	Alviquito
	calcita com Fe	<i>Calcite GDS304 75-150um [WIR1Fb AREF]</i>	
	nontronita	<i>Nontronite_NG-1.a_ASDNGb_AREF</i>	
SA48E_000010	calcita	<i>Calcite WS272 [WIR1Ba AREF]</i>	Alviquito
	calcita com Fe	<i>Calcite GDS304 75-150um [WIR1Fb AREF]</i>	
	nontronita	<i>Nontronite_NG-1.a_ASDNGb_AREF</i>	
SA48E_000014	calcita	<i>Calcite WS272 [WIR1Ba AREF]</i>	Alviquito
	calcita com Fe	<i>Calcite GDS304 75-150um [WIR1Fb AREF]</i>	
	calcita.5+dolomita.5	<i>Dolomite ML97-3 Ferroan [WIR1Fb AREF]</i>	
SA48E_000015	calcita	<i>Calcite WS272 [WIR1Ba AREF]</i>	Alviquito
	calcita.5+dolomita.5	<i>Dolomite ML97-3 Ferroan [WIR1Fb AREF]</i>	
SA48E_000016	calcita	<i>Calcite WS272 [WIR1Ba AREF]</i>	Alviquito
	calcita.5+dolomita.5	<i>Dolomite ML97-3 Ferroan [WIR1Fb AREF]</i>	
SA48E_000017	calcita	<i>Calcite WS272 [WIR1Ba AREF]</i>	Alviquito
	calcita.5+dolomita.5	<i>Dolomite ML97-3 Ferroan [WIR1Fb AREF]</i>	



Figura 21 - Afloramento representativo de carbonatito fino (alviquito) da litofácies superior do membro carbonatítico do Complexo máfico-carbonatítico Santana (conforme Vieira 2019).

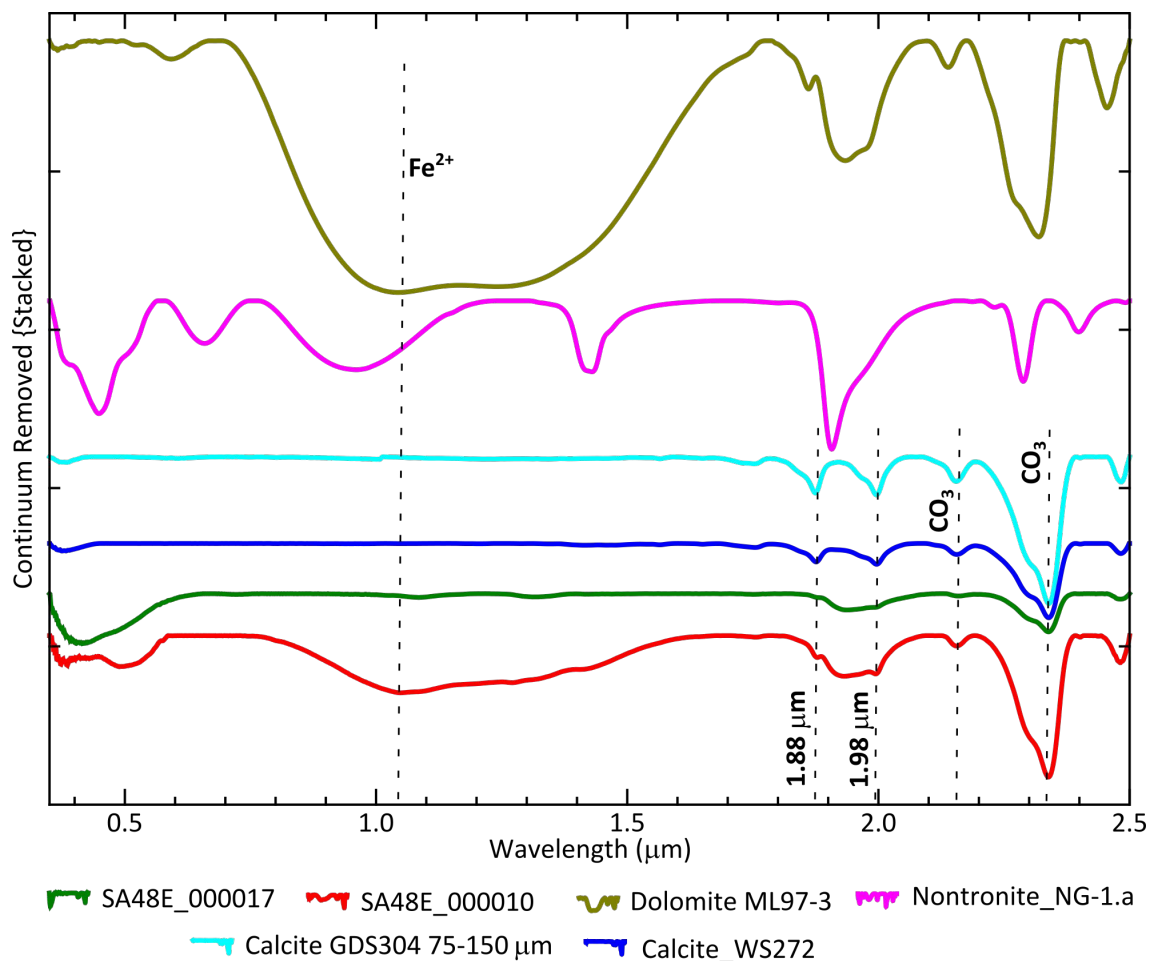


Figura 22 - Espectros empilhados obtidos na amostra SA48E com as absorções características dos minerais identificados, bem como os íons e elementos que influenciam nas respostas observadas. Padrões são da biblioteca espectral de Kokaly *et al.* (2017).

Os espectros selecionados são predominantemente de calcita, bem como misturas com calcita com ferro, dolomita e nontronita. No geral, a cristalinidade e composição dessas fases são similares aquelas da litofácies carbonatito grosso inferior (sövito) descrito anteriormente. A análise SA48E\_00010 revela as feições diagnósticas da calcita, tais como absorções assimétricas em 2,34  $\mu\text{m}$  e simétricas em 2,15  $\mu\text{m}$ , referentes ao íon  $\text{CO}_3$ ; bem como absorções diagnósticas secundárias em 1,88 e 1,98  $\mu\text{m}$ . A calcita com ferro é fortemente mascarada pelas absorções diagnósticas da calcita, mas a absorção em torno de 1,05  $\mu\text{m}$ , com amplo comprimento de onda, é indicativa de sua assinatura no espectro e está relacionada ao íon  $\text{Fe}^{2+}$ . A análise SA48E\_00017 revela feições diagnósticas da calcita e dolomita semelhante a anterior, embora com espectro menos nítido.

A nontronita do espectro SA48E\_00010 é identificada pela sua única absorção diagnóstica em 1,91  $\mu\text{m}$ , sugerindo se tratar de uma fase secundária de granulação fina, em função da sua não identificação em microscopia eletrônica de varredura (Vieira 2019).

### 10.2.3 Litofácies superior vulcanoclástica

Essa litofácies é produto de uma fase de vulcanismo explosivo que gerou rochas ricas em cristais, fragmentos de cristais e clastos angulosos a subangulosos oriundos de rochas do próprio complexo e das formações Cinco Estrelas e Vila Mandi (Fig. 23). Compreende predominantemente brecha polimítica maciça mal selecionada a lapilli-tufo, com subordinado tufo de cristais. As amostras SA4A, SA05B e SA48F fazem parte dessa litofácies.



Figura 23 - Amostra (SA4A) representativa de brecha polimítica maciça com marcante presença de carbonato na matriz (porções brancas), litofácies superior do membro carbonatítico do Complexo máfico-carbonatítico Santana de Vieira (2019).

A amostra SA4A é uma brecha polimítica maciça com marcante alteração carbonática. Foram produzidos 15 espectros representativos da mesma, onde as análises SA4A\_00001 e SA4A\_00004 são usadas como referência para a análise de absorção em conjunto com os padrões consultados na biblioteca espectral da *USGS* (Kokaly *et al.* 2017). Os padrões usados foram de calcita (*calcite WS272*), aragonita (*aragonite-GDS1073*) e dolomita (*dolomite ML97-3*), pois foram os resultados espectrais obtidos no processamento dos dados no módulo *PRISM* (Tabela 6). A Figura 24 mostra o empilhamento dos espectros obtidos para a amostra.

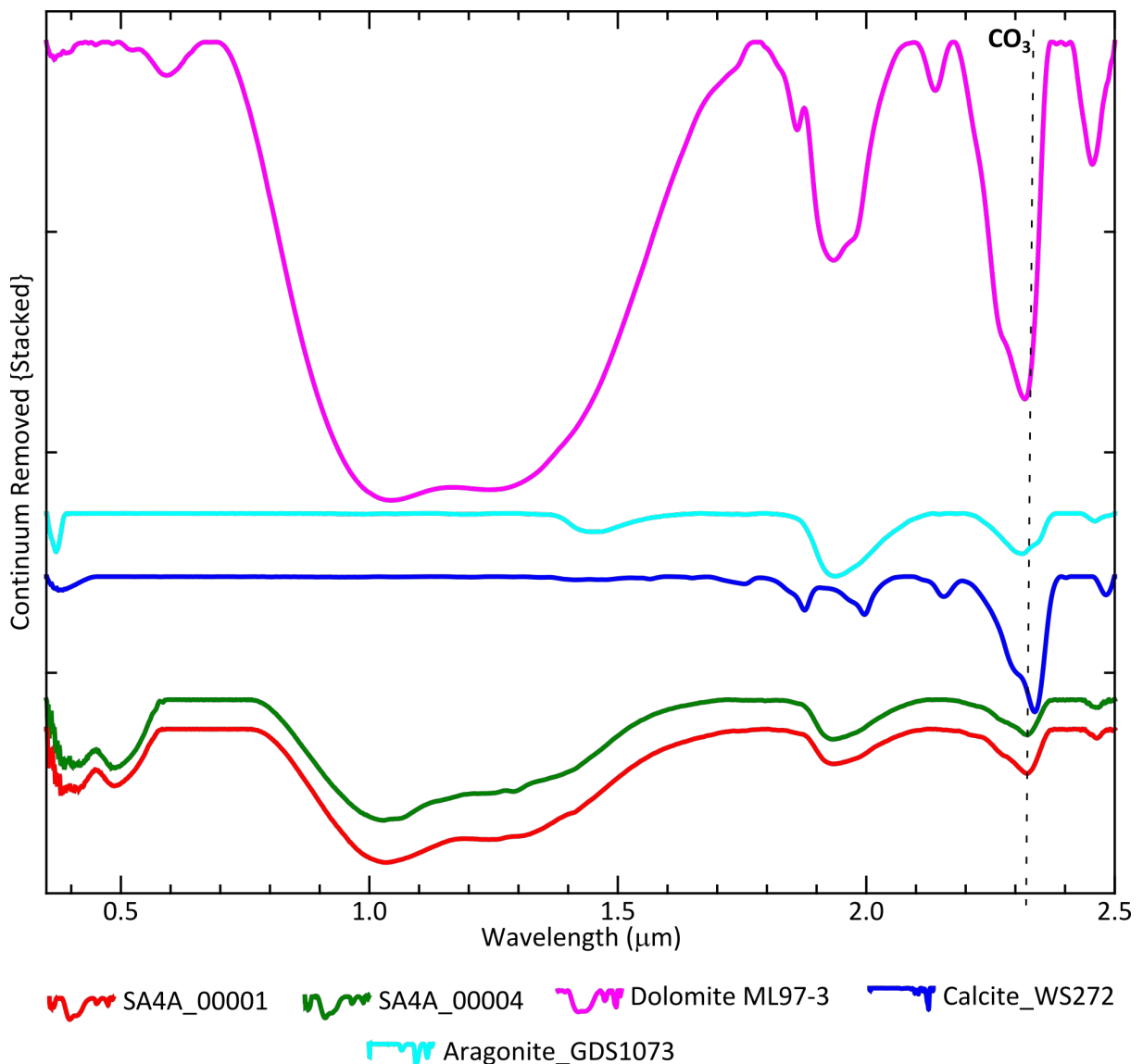


Figura 24 - Espectros empilhados obtidos na amostra SA4A com as absorções características dos minerais identificados, bem como o íon que influencia nas respostas observadas. Padrões são da biblioteca espectral de Kokaly *et al.* (2017).

Tabela 6 - Fases minerais da amostra (brecha polimítica maciça) do furo SA4A identificadas pelo módulo *PRISM* nos espectros mais representativos. Os padrões espectrais de referência são de Kokaly *et al.* (2017). A lista compreende os três minerais ou misturas com correspondência maior que 90 %.

<b>Amostra/Espectro</b>	<b>Minerais identificados</b>	<b>Espectro de referência (Kokaly <i>et al.</i> 2017)</b>	<b>Litotipo (Vieira 2019)</b>
SA4A_00001	calcita.5+dolomita.5 aragonita dolomita	<i>Calcite WS272 [W1R1Ba AREF]</i> <i>Aragonite-GDS1073_ASDNGC_AREF</i> <i>Dolomite ML97-3 Ferroan [W1R1Fb AREF]</i>	Brecha polimítica maciça
SA4A_00002	calcita.5+dolomita.5 dolomita aragonita	<i>Calcite WS272 [W1R1Ba AREF]</i> <i>Dolomite ML97-3 Ferroan [W1R1Fb AREF]</i> <i>Aragonite-GDS1073_ASDNGC_AREF</i>	Brecha polimítica maciça
SA4A_00003	calcita.5+dolomita.5 aragonita dolomita	<i>Calcite WS272 [W1R1Ba AREF]</i> <i>Aragonite-GDS1073_ASDNGC_AREF</i> <i>Dolomite ML97-3 Ferroan [W1R1Fb AREF]</i>	Brecha polimítica maciça
SA4A_00004	calcita.5+dolomita.5 dolomita aragonita	<i>Calcite WS272 [W1R1Ba AREF]</i> <i>Dolomite ML97-3 Ferroan [W1R1Fb AREF]</i> <i>Aragonite-GDS1073_ASDNGC_AREF</i>	Brecha polimítica maciça
SA4A_00005	calcita.5+dolomita.5 aragonita dolomita	<i>Calcite WS272 [W1R1Ba AREF]</i> <i>Aragonite-GDS1073_ASDNGC_AREF</i> <i>Dolomite ML97-3 Ferroan [W1R1Fb AREF]</i>	Brecha polimítica maciça
SA4A_00006	calcita.5+dolomita.5 aragonita dolomita	<i>Calcite WS272 [W1R1Ba AREF]</i> <i>Aragonite-GDS1073_ASDNGC_AREF</i> <i>Dolomite ML97-3 Ferroan [W1R1Fb AREF]</i>	Brecha polimítica maciça
SA4A_00007	calcita.5+dolomita.5 aragonita dolomita	<i>Calcite WS272 [W1R1Ba AREF]</i> <i>Aragonite-GDS1073_ASDNGC_AREF</i> <i>Dolomite ML97-3 Ferroan [W1R1Fb AREF]</i>	Brecha polimítica maciça
SA4A_00008	calcita.5+dolomita.5 dolomita aragonita	<i>Calcite WS272 [W1R1Ba AREF]</i> <i>Dolomite ML97-3 Ferroan [W1R1Fb AREF]</i> <i>Aragonite-GDS1073_ASDNGC_AREF</i>	Brecha polimítica maciça
SA4A_00009	calcita.5+dolomita.5 aragonita dolomita	<i>Calcite WS272 [W1R1Ba AREF]</i> <i>Aragonite-GDS1073_ASDNGC_AREF</i> <i>Dolomite ML97-3 Ferroan [W1R1Fb AREF]</i>	Brecha polimítica maciça
SA4A_00010	calcita.5+dolomita.5 dolomita aragonita	<i>Calcite WS272 [W1R1Ba AREF]</i> <i>Dolomite ML97-3 Ferroan [W1R1Fb AREF]</i> <i>Aragonite-GDS1073_ASDNGC_AREF</i>	Brecha polimítica maciça
SA4A_00011	calcita.5+dolomita.5 aragonita dolomita	<i>Calcite WS272 [W1R1Ba AREF]</i> <i>Aragonite-GDS1073_ASDNGC_AREF</i> <i>Dolomite ML97-3 Ferroan [W1R1Fb AREF]</i>	Brecha polimítica maciça
SA4A_00012	calcita.5+dolomita.5 dolomita aragonita	<i>Calcite WS272 [W1R1Ba AREF]</i> <i>Dolomite ML97-3 Ferroan [W1R1Fb AREF]</i> <i>Aragonite-GDS1073_ASDNGC_AREF</i>	Brecha polimítica maciça
SA4A_00013	calcita.5+dolomita.5 dolomita aragonita	<i>Calcite WS272 [W1R1Ba AREF]</i> <i>Dolomite ML97-3 Ferroan [W1R1Fb AREF]</i> <i>Aragonite-GDS1073_ASDNGC_AREF</i>	Brecha polimítica maciça
SA4A_00014	calcita.5+dolomita.5 aragonita dolomita	<i>Calcite WS272 [W1R1Ba AREF]</i> <i>Aragonite-GDS1073_ASDNGC_AREF</i> <i>Dolomite ML97-3 Ferroan [W1R1Fb AREF]</i>	Brecha polimítica maciça
SA4A_00015	calcita.5+dolomita.5 dolomita aragonita	<i>Calcite WS272 [W1R1Ba AREF]</i> <i>Dolomite ML97-3 Ferroan [W1R1Fb AREF]</i> <i>Aragonite-GDS1073_ASDNGC_AREF</i>	Brecha polimítica maciça

Os espectros selecionados são predominantemente de calcita e dolomita, com misturas de aragonita. O mesmo é válido para os outros espectros da amostra que são apresentados na Tabela 6. No geral, exibem as mesmas feições de absorção de infravermelho discutidas nas amostras das litofácies com sövito e alviquito anteriormente apresentadas, incluindo as sobreposições. Esse fato aponta para existência de relação genética entre os eventos

efusivos e vulcanoclásticos que geraram o Complexo máfico-carbonatítico Santana, como sugerido por dados litogeoquímicos (Gonçalves 2016).

A amostra SA5B é um lapilli-tufo e tem um total de 12 espectros representativos. Os resultados SA5B\_00001, SA5B\_00003, SA5B\_00007 e SA5B\_000013 foram usados como referência para análise de absorção em conjunto com os padrões consultados na biblioteca espectral da USGS (Kokaly *et al.* 2017). A Figura 25 mostra o empilhamento dos espectros obtidos para a amostra. Os padrões são de illita (*illite\_GDS4\_Marblehead*), montmorillonita (*montmorillonite\_SAz-1*), dolomita (*dolomite ML97-3*) e calcita (*calcite WS272*), consultados no processamento dos dados no módulo *PRISM* (Tabela 7).

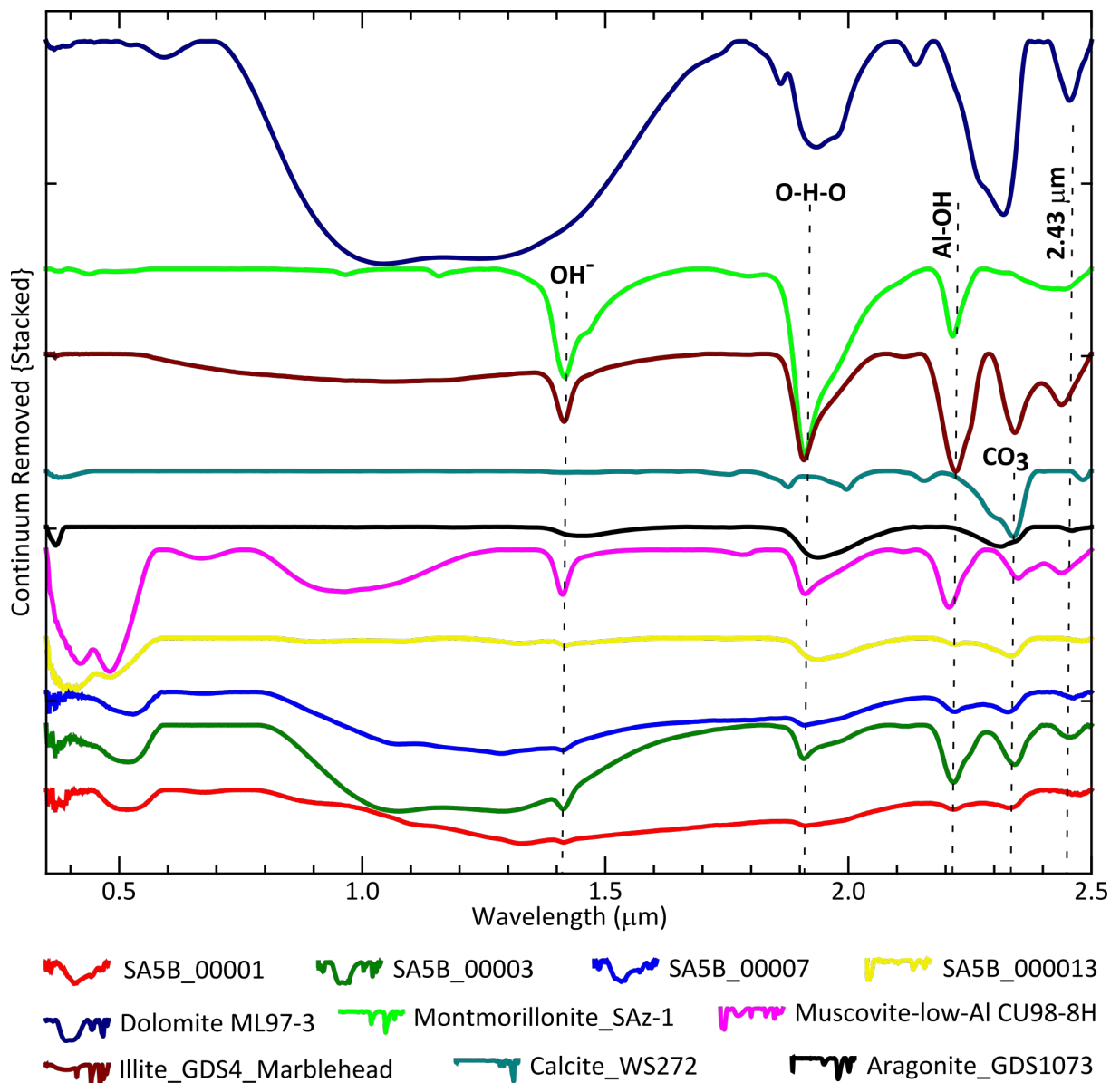


Figura 25 - Espectros empilhados obtidos na amostra SA5A com as absorções características dos minerais identificados, bem como o íon que influencia nas respostas observadas. Padrões são da biblioteca espectral de Kokaly *et al.* (2017).

Tabela 7 - Fases minerais da amostra SA5B (lapilli-tufo) identificadas pelo módulo PRISM nos espectros mais representativos. Os padrões espectrais de referência são de Kokaly *et al.* (2017). A lista compreende os três minerais ou misturas com correspondência maior que 90 %.

Amostra/ Espectro	Minerais identificados	Espectro de referência (Kokaly <i>et al.</i> 2017)	Litotipo (Vieira 2019)
SA5B_00001	calcita.3+muscovita baixo alumínio.7 aragonita calcita	<i>Muscovite-low-Al CU98-8H [WIR1Fb AREF]</i> <i>Aragonite-GDS1073_ASDNGC_AREF</i> <i>Calcite WS272 [WIR1Ba AREF]</i>	Lapilli-tufo carbonatítico
SA5B_00003	illita calcita.25+montmorillonita Ca..75 Illita	<i>Illite_GDS4_Marblehead_ASDNGb_AREF</i> <i>Montmorillonite_SAz-1_ASDNGb_AREF</i> <i>Illite_GDS4_Marblehead_ASDNGb_AREF</i>	Lapilli-tufo carbonatítico
SA5B_00004	calcita.25+montmorillonita Ca..75 calcita.18+dolomita.22+montmorillonitaC a.6 calcita.3+muscovita baixo alumínio.7	<i>Calcite WS272 [WIR1Ba AREF]</i> <i>Montmorillonite_SAz-1_ASDNGb_AREF</i> <i>Muscovite-low-Al CU98-8H [WIR1Fb AREF]</i>	Lapilli-tufo carbonatítico
SA5B_00005	calcita.25+montmorillonita Ca..75 illita calcita.3+muscovita baixo alumínio.7	<i>Montmorillonite_SAz-1_ASDNGb_AREF</i> <i>Illite_GDS4_Marblehead_ASDNGb_AREF</i> <i>Muscovite-low-Al CU98-8H [WIR1Fb AREF]</i>	Lapilli-tufo carbonatítico
SA5B_00006	serpentina calcita.5+dolomita.5 calcita.18+dolomita.22+montmorillonitaC a.6	<i>Serpentine HS8.3B [WIR1Bc AREF]</i> <i>Dolomite ML97-3 Ferroan [WIR1Fb AREF]</i> <i>Montmorillonite_SAz-1_ASDNGb_AREF</i>	Lapilli-tufo carbonatítico
SA5B_00007	montmorillonita Ca. calcita.18+dolomita.22+montmorillonitaC a.6 calcita.25+montmorillonita Ca..75	<i>Montmorillonite_SAz-1_ASDNGb_AREF</i> <i>Dolomite ML97-3 Ferroan [WIR1Fb AREF]</i> <i>Calcite WS272 [WIR1Ba AREF]</i>	Lapilli-tufo carbonatítico
SA5B_00009	calcita calcita.5+dolomita.5 calcita com Fe	<i>Calcite WS272 [WIR1Ba AREF]</i> <i>Dolomite ML97-3 Ferroan [WIR1Fb AREF]</i> <i>Calcite GDS304 75-150um [WIR1Fb AREF]</i>	Lapilli-tufo carbonatítico
SA5B_00010	calcita.25+montmorillonita Ca..75 calcita.18+dolomita.22+montmorillonitaC a.6 calcita.3+muscovita baixo alumínio.7	<i>Montmorillonite_SAz-1_ASDNGb_AREF</i> <i>Dolomite ML97-3 Ferroan [WIR1Fb AREF]</i> <i>Muscovite-low-Al CU98-8H [WIR1Fb AREF]</i>	Lapilli-tufo carbonatítico
SA5B_00011	calcita calcita.5+dolomita.5 aragonita	<i>Calcite WS272 [WIR1Ba AREF]</i> <i>Dolomite ML97-3 Ferroan [WIR1Fb AREF]</i> <i>Aragonite-GDS1073_ASDNGC_AREF</i>	Lapilli-tufo carbonatítico
SA5B_00012	calcita calcita.25+montmorillonita Ca..75 aragonita	<i>Calcite WS272 [WIR1Ba AREF]</i> <i>Montmorillonite_SAz-1_ASDNGb_AREF</i> <i>Aragonite-GDS1073_ASDNGC_AREF</i>	Lapilli-tufo carbonatítico
SA5B_00013	calcita.18+dolomita.22+montmorillonitaC a.6 calcita.25+montmorillonita Ca. 75 calcita.5+dolomita.5	<i>Montmorillonite_SAz-1_ASDNGb_AREF</i> <i>Dolomite ML97-3 Ferroan [WIR1Fb AREF]</i> <i>Calcite WS272 [WIR1Ba AREF]</i>	Lapilli-tufo carbonatítico
SA5B_00015	montmorillonita Ca montmorillonita Na	<i>Montmorillonite_SAz-1_ASDNGb_AREF</i> <i>Montmorillonite-Na CU93-52A [WIR1Bc AREF]</i>	Lapilli-tufo carbonatítico

Os espectros selecionados são predominantemente misturas em diferentes proporções de calcita, aragonita, muscovita, illita, montmorillonita e dolomita. Apesar de grande superposição das absorções diagnósticas de cada fase, ainda ocorrem feições que permitem a identificações de cada fase e suas propriedades de cristalinidade.

A calcita é a fase de maior correspondência nos espectros analisados, mas revela somente uma única feição diagnóstica de absorção em 2,34  $\mu\text{m}$  que é referente ao íon  $\text{CO}_3$ , mostrada com maior nitidez nas análises SA5B\_00003 e SA5B\_000013. A aragonita contém as mesmas feições diagnósticas da calcita e está superposta na análise SA5B\_00001. Em

relação à dolomita, todas as suas feições diagnósticas estão superpostas à calcita e os minerais com molécula de água estrutural.

A muscovita revela em todas as análises, embora algumas de discreta intensidade, feições de absorção diagnósticas em 1,41  $\mu\text{m}$ , que tem relação com a molécula de hidroxila; e em 2,22  $\mu\text{m}$  que indica a ligação Al-OH. Estas últimas mais nítidas no espectro SA5B\_00003. A mistura com illita pode ser identificada com as feições de absorção diagnósticas superpostas também em 1,41  $\mu\text{m}$ , relacionada à hidroxila nessa fase; e em aproximadamente 1,91  $\mu\text{m}$ , que é vinculada à água estrutural na análise SA5B\_00003. Absorções secundárias diagnósticas também ocorrem em 2,34 e 2,43  $\mu\text{m}$ . A montmorillonita é identificada pela absorções de forma assimétrica em 1,41 e 1,91  $\mu\text{m}$  nas análises SA5B\_00003, SA5B\_00007 e SA5B\_000013; bem como também a absorção em 2,22  $\mu\text{m}$  da análise SA5B\_00003.

A amostra SA48F é um lapilli-tufo carbonatítico da qual foram obtidas 19 análises (Fig. 26). Os espectros SA48F\_00005, SA48F\_00008 e SA48F\_00013 são usados como referência para o estudo de absorção em conjunto com os padrões consultados na biblioteca espectral da *USGS* (Kokaly *et al.* 2017). Esses padrões foram de calcita (*calcite WS272*), montmorillonita de Na (*montmorillonite-Na CU93-52A*), muscovita de baixo alumínio (*muscovite-low-Al CU98-8H*) e montmorillonita (*montmorillonite\_Saz-1*), conforme os resultados espectrais obtidos no processamento dos dados no módulo *PRISM* (Tabela 8). A Figura 27 mostra o empilhamento desses espectros estudados.



Figura 26 - Amostra (SA48F) representativa de brecha polimitica maciça com marcante presença de carbonato na matriz (porções brancas), litofácies superior do membro carbonatítico do Complexo máfico-carbonatítico Santana de Vieira (2019).



Tabela 8 - Fases minerais da amostra SA48F (lapilli-tufo) identificadas pelo módulo *PRISM* nos espectros mais representativos. Os padrões espectrais de referência são de Kokaly *et al.* (2017). A lista compreende os três minerais ou misturas com correspondência maior que 90 %.

Amostra/Espectro	Minerais identificados	Espectro de referência (Kokaly <i>et al.</i> 2017)	Litotipo (Vieira 2019)
SA48F_00001	calcita.3+muscovita baixo alumínio.7 calcita.25+montmorillonita Ca.75 muscovita baixo alumínio	<i>Calcite WS272 [WIR1Ba AREF]</i> <i>Montmorillonite_SAz-1_ASDNGb_AREF</i> <i>Muscovite-low-Al CU98-8H [WIR1Fb AREF]</i>	Lapilli-tufo carbonatítico
SA48F_00002	calcita.3+muscovita baixo alumínio.7 muscovita baixo alumínio illita	<i>Calcite WS272 [WIR1Ba AREF]</i> <i>Muscovite-low-Al CU98-8H [WIR1Fb AREF]</i> <i>Illite_GDS4_Marblehead_ASDNGb_AREF</i>	Lapilli-tufo carbonatítico
SA48F_00003	calcita.3+muscovita baixo alumínio.7 muscovita baixo alumínio calcita.25+montmorillonita Na.75	<i>Calcite WS272 [WIR1Ba AREF]</i> <i>Muscovite-low-Al CU98-8H [WIR1Fb AREF]</i> <i>Montmorillonite-Na CU93-52A [WIR1Bc AREF]</i>	Lapilli-tufo carbonatítico
SA48F_00004	Muscovita baixo alumínio calcita.3+muscovita baixo alumínio.7 illita	<i>Muscovite-low-Al CU98-8H [WIR1Fb AREF]</i> <i>Calcite WS272 [WIR1Ba AREF]</i> <i>Illite_GDS4_Marblehead_ASDNGb_AREF</i>	Lapilli-tufo carbonatítico
SA48F_00005	calcita.3+muscovita baixo alumínio.7 calcita.25+montmorillonita Na.75 muscovita baixo alumínio	<i>Calcite WS272 [WIR1Ba AREF]</i> <i>Montmorillonite-Na CU93-52A [WIR1Bc AREF]</i> <i>Muscovite-low-Al CU98-8H [WIR1Fb AREF]</i>	Lapilli-tufo carbonatítico
SA48F_00006	calcita.3+muscovita baixo alumínio.7 muscovita baixo alumínio calcita.25+montmorillonita Na..75	<i>Calcite WS272 [WIR1Ba AREF]</i> <i>Muscovite-low-Al CU98-8H [WIR1Fb AREF]</i> <i>Montmorillonite-Na CU93-52A [WIR1Bc AREF]</i>	Lapilli-tufo carbonatítico
SA48F_00007	calcita.3+muscovita baixo alumínio.7 calcita.25+montmorillonita Na.75 muscovita médio alumínio	<i>Calcite WS272 [WIR1Ba AREF]</i> <i>Montmorillonite-Na CU93-52A [WIR1Bc AREF]</i> <i>Muscovite-low-Al CU98-8H [WIR1Fb AREF]</i>	Lapilli-tufo carbonatítico
SA48F_00008	calcita.3+muscovita baixo alumínio.7 muscovita baixo alumínio illita	<i>Calcite WS272 [WIR1Ba AREF]</i> <i>Muscovite-low-Al CU98-8H [WIR1Fb AREF]</i>	Lapilli-tufo carbonatítico
SA48F_00009	calcita.3+muscovita baixo alumínio.7 calcita.25+montmorillonita Ca.75 calcita.25+montmorillonita Na.75	<i>Calcite WS272 [WIR1Ba AREF]</i> <i>Montmorillonite_SAz-1_ASDNGb_AREF</i> <i>Montmorillonite-Na CU93-52A [WIR1Bc AREF]</i>	Lapilli-tufo carbonatítico
SA48F_00010	calcita.3+muscovita baixo alumínio.7 calcita.25+montmorillonita Ca..75 muscovita baixo alumínio	<i>Calcite WS272 [WIR1Ba AREF]</i> <i>Montmorillonite_SAz-1_ASDNGb_AREF</i> <i>Muscovite-low-Al CU98-8H [WIR1Fb AREF]</i>	Lapilli-tufo carbonatítico
SA48F_00011	calcita.3+muscovita baixo alumínio.7 calcita.25+montmorillonita Ca. 75 calcita.25+montmorillonita Na.75	<i>Calcite WS272 [WIR1Ba AREF]</i> <i>Montmorillonite_SAz-1_ASDNGb_AREF</i> <i>Montmorillonite-Na CU93-52A [WIR1Bc AREF]</i>	Lapilli-tufo carbonatítico
SA48F_00012	calcita.3+muscovita baixo alumínio.7 muscovita baixo alumínio calcita.25+montmorillonita Ca.75	<i>Calcite WS272 [WIR1Ba AREF]</i> <i>Muscovite-low-Al CU98-8H [WIR1Fb AREF]</i> <i>Montmorillonite_SAz-1_ASDNGb_AREF</i>	Lapilli-tufo carbonatítico
SA48F_00013	calcita.3+muscovita baixo alumínio.7 muscovita baixo alumínio calcita.25+montmorillonita Ca.75	<i>Calcite WS272 [WIR1Ba AREF]</i> <i>Muscovite-low-Al CU98-8H [WIR1Fb AREF]</i> <i>Montmorillonite_SAz-1_ASDNGb_AREF</i>	Lapilli-tufo carbonatítico
SA48F_00014	calcita.3+muscovita baixo alumínio.7 calcita.25+montmorillonita Ca.75 muscovita baixo alumínio	<i>Calcite WS272 [WIR1Ba AREF]</i> <i>Montmorillonite CM20</i> <i>Muscovite-low-Al CU98-8H [WIR1Fb AREF]</i>	Lapilli-tufo carbonatítico
SA48F_00015	calcita.3+muscovita baixo alumínio.7 calcita.25+montmorillonita Na.75 calcita.8+montmorillonita Na.2	<i>Muscovite-low-Al CU98-8H [WIR1Fb AREF]</i> <i>Calcite WS272 [WIR1Ba AREF]</i> <i>Montmorillonite-Na CU93-52A [WIR1Bc AREF]</i>	Lapilli-tufo carbonatítico
SA48F_00016	calcita.3+muscovita baixo alumínio.7 calcita.25+montmorillonita Ca.75 calcita.25+montmorillonita Na.75	<i>Muscovite-low-Al CU98-8H [WIR1Fb AREF]</i> <i>Montmorillonite_SAz-1_ASDNGb_AREF</i> <i>Montmorillonite-Na CU93-52A [WIR1Bc AREF]</i>	Lapilli-tufo carbonatítico

Os espectros selecionados são predominantemente de calcita, com misturas em diferentes proporções de muscovita, montmorillonita e illita. A calcita revela apenas uma feição diagnóstica de absorção em aproximadamente 2,34  $\mu\text{m}$  em todos os três espectros, que é

relacionado ao íon carbonato presente na estrutura dessa fase mineral. A muscovita de baixo alumínio revela feições de absorção diagnósticas nos três espectros em 1,41  $\mu\text{m}$ , que é vinculada à hidroxila; em aproximadamente em 1,9  $\mu\text{m}$ , que mostra influência da água estrutural; em 2,2  $\mu\text{m}$  e evidencia a ligação Al-OH dessa fase; bem como absorção diagnóstica em 2,34  $\mu\text{m}$ . A illita revela feições diagnósticas superpostas às da muscovita. O mesmo ocorre com a montmorillonita, mas uma feição diagnóstica que a diferencia da muscovita e illita é ausência de absorções entre 2,34 e 2,5  $\mu\text{m}$ .

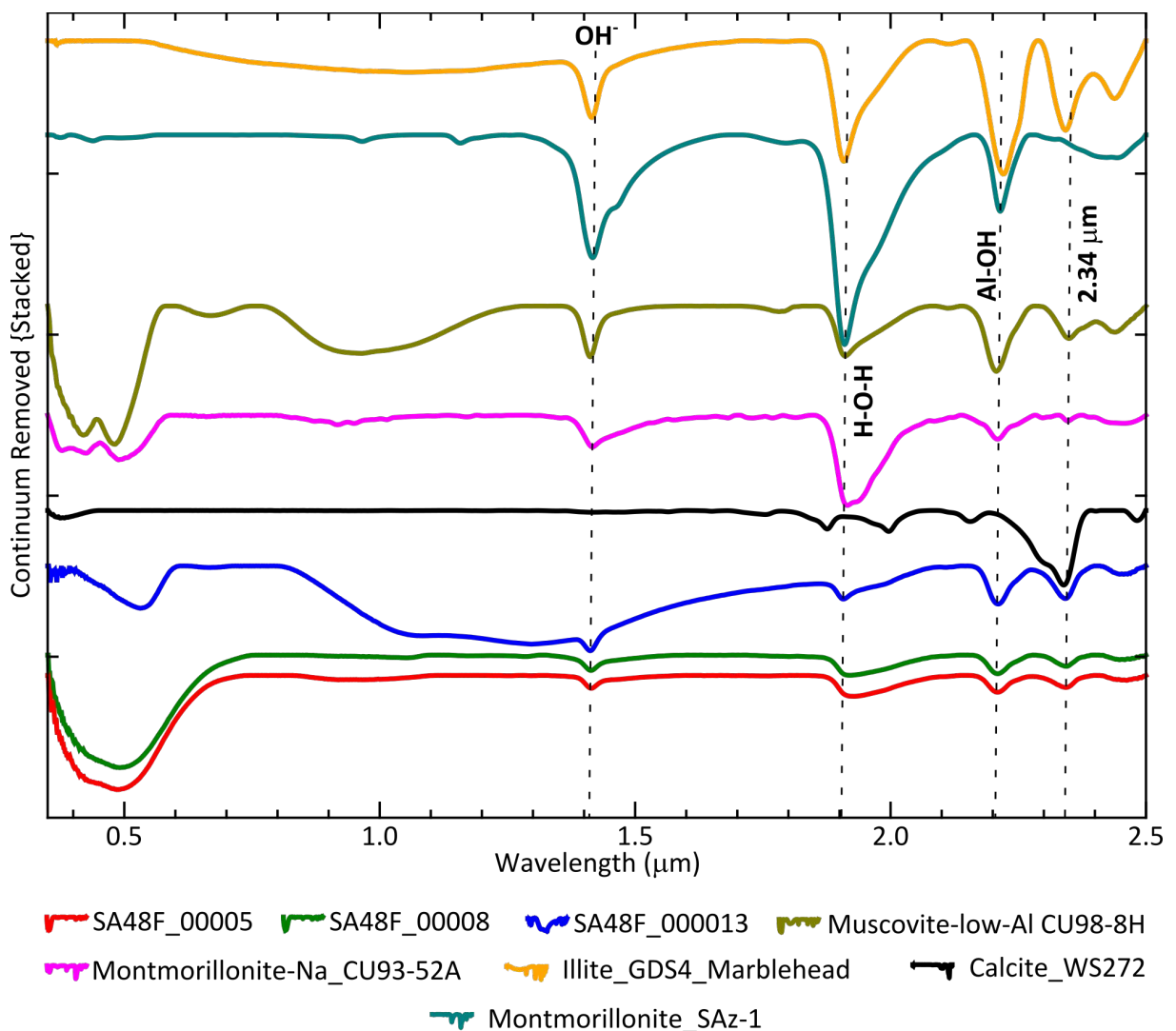


Figura 27 - Espectros empilhados obtidos na amostra SA48F com as absorções características dos minerais identificados, bem como o que influencia nas respostas observadas. Padrões são da biblioteca espectral de Kokaly *et al.* (2017).

## 11 DISCUSSÕES

A espectroscopia *SWIR* é uma ferramenta de análise mineralógica e diversos outros compostos fundamental em várias etapas da exploração mineral. É bastante útil na definição de parâmetros sobre as condições físico-químicas de formação da mineralização ou para determinar a presença e concentração de minério e ganga antes do beneficiamento (Ducart 2016).

Nessa Dissertação de Mestrado foi demonstrado que é possível identificar vários minerais importantes desenvolvidos por alterações hidrotermais tardi a pós-magmáticas em complexos máfico-carbonatíticos, bem como aquelas fases formadas por intemperismo químico, a exemplo do Complexo máfico-carbonatítico Santana (Lagler *et al.* 2014). Os espectros de infravermelho apresentados revelaram absorções diagnósticas de várias fases minerais e misturas delas que corroboram os resultados petrográficos de Vieira (2019). As principais fases minerais identificadas relacionadas tem relação genética com o magmatismo máfico-carbonatítico, alterações hidrotermais ou com o severo intemperismo, tais como carbonatos, serpentina, clorita, muscovita com baixo, médio e alto alumínio, montmorillonita de Ca e Na, illita, nontronita, clinocloro e epidoto. Abaixo os minerais identificados são relacionados com esses processos.

### 11.1 ABSORÇÕES RELACIONADAS AOS CARBONATOS

Os carbonatitos são conhecidos por terem heterogeneidade extrema em termos de composição química, petrográfica, mineralógica e distribuição temporal (Gonçalves 2016). Os ETR (Elementos Terras Raras) de valor econômico se concentram nessas rochas em fases como apatita, calcita e dolomita, mas comumente de difícil identificação pela técnica de infravermelho (Assiri 2016).

A absorção de Nd ou La é a mais notável de todos os ETR, comumente no intervalo diagnóstico 0,5–0,87  $\mu\text{m}$  do infravermelho próximo (Kaufmann 1988, Clark 1990), como observado mais claramente nos espectros de um veio que secciona a amostra do furo F202, e que pode ser usado como referencial indireto da presença de fluorapatita, barita ou monazita em amostras de carbonatito fortemente hidrotermalizado. Contudo, essas absorções também foram identificadas em outras amostras de carbonatito grosso ou fino e vulcanoclásticas associadas, com maior ou menor intensidade, o que sugere a existência de processos hidrotermais cíclicos mais amplos no Complexo máfico-carbonatítico Santana, como

discutido por Vieira (2019). Essas feições foram observadas em trabalhos anteriores clássicos, tais como o de Hunt & Ashley (1979), que atribuiu as características de absorção de ETR ao íon de  $\text{La}^{2+}$ , bem como de Rowan *et al.* (1986) que qualifica as características de absorção no intervalo 0,75–0,8  $\mu\text{m}$  para  $\text{Nd}_2\text{O}_3$ . Estes resultados mostram o grande potencial para mineralizações de ETR nesses complexos carbonatíticos, já que a concentração de Nd dentro dos carbonatitos deve exceder 1000 ppm antes de ser detectado pela ferramenta de espectroscopia (Assiri 2016).

O ferro ( $\text{Fe}^{2+}$  e  $\text{Fe}^{3+}$ ) está presente em uma gama de minerais dentro dos carbonatitos tais como ankerita, siderita e calcite rico em ferro e é detectado com as absorções diagnósticas no intervalo 0,885–1,057  $\mu\text{m}$  (Hunt & Ashley 1979, Clark 1990, Assiri 2016). A concentração de minerais contendo ferro é maior dentro dos ferro-carbonatitos em comparação aos cálcio-carbonatitos, gerando uma absorção mais pronunciada dentro das amostras do primeiro. Os resultados espectrais, tanto na litofácies de carbonatito grosso (sövito) como na litofácies de carbonatito fino (alviquito), mostram importante participação de calcita ou dolomita enriquecidas neste elemento, o que sugere a existência de vários pulsos magmáticos ao longo da construção e evolução do Complexo máfico-carbonatítico Santana (Vieira 2019).

Dados geoquímicos em rocha total revelam composições distintas dentro do membro superior carbonatítico (Gonçalves 2016). Os alviquitos distantes da área de alteração (barita, dolomita, apatita e quartzo) tem uma composição de cálcio-carbonatito, ao passo que os alviquitos dentro ou próximos da área de alteração com maior presença de barita, dolomita, apatita e quartzo, mostram composição de ferro-carbonatito, sugerindo atuação de fluidos magmático-hidrotermais. O lapilli-tufo e brecha polimítica maciça carbonatíticos associados apresentam comportamento semelhante aos alviquitos de composição ferro-carbonatito, porém as brechas mostram-se mais composicionalmente em faixa intermediária entre magnésio-carbonatito e ferro-carbonatito, já as rochas como lapilli-tufo tem composições mais variadas. Os alviquitos compostos essencialmente por calcita mostram-se fortemente enriquecidos em ETR (Elementos Terras Raras Leves) em relação aos ETRP (Elementos Terras Raras Pesados). Por sua vez, os carbonatitos dentro da zona de alteração são poucos enriquecidos, bem como as amostras de lapilli-tufo e brecha polimítica maciça carbonatíticos, sugerindo modificação por fluidos hidrotermais (Heinrich & Vian 1967). De fato, os litotipos hidrotermalizados aqui analisados exibem espectros com picos mais bem definidos, simétricos e homogêneos que sugerem temperaturas mais elevadas de formação (Hauff 2008, Kokaly *et al.* 2017).

## 11.2 ABSORÇÕES RELACIONADAS ÀS LIGAÇÕES Al-OH, (Fe)Mg-OH E MINERAIS HIDRATADOS

Os filossilicatos, particularmente a clorita, são conhecidos por estarem associados aos sulfetos de metais de base e comumente exibem um zonamento químico relacionado a um depósito mineral. King & Clark (1989) relatam o zonamento dentro da zona porfirítica do distrito de Big Bug de Arizona, onde a clorita se torna mais rica em ferro na parte externa com mudança na razão atômica Fe/(Fe+Mg) de 0,42 na porção interna para 0,56 na borda externa. O reconhecimento da relação entre o zonamento e o corpo de minério produz um alvo maior para exploração. Tais mudanças químicas identificadas pela espectroscopia de alta resolução servem como uma ferramenta útil no acompanhamento de variações químicas sutis que podem ser correlacionadas com os depósitos de minério, entre eles os depósitos relacionados a complexos carbonatíticos (King & Clark 1989). O epidoto também é produto de alteração hidrotermal, e do ponto vista espectral, é difícil de distingui-lo da clorita em espectros mistos (Yang *et al.* 2000). Esses minerais foram identificados mais comumente no membro máfico-ultramáfico basal do Complexo Santana e mostram que os efeitos de alterações hidrotermais foram pervasivos ao longo do perfil estratigráfico e com possível zonamento lateral.

A muscovita nos espectros analisados do sövito e lapilli-tufo carbonatítico mostrou uma variação no conteúdo de alumínio, comumente entre baixo e médio, embora em algumas amostras dos veios intensamente hidrotermalizados ocorre muscovita de médio a alto (Fig. 28). O conteúdo mais elevado de alumínio é um indicador de condições de pH ácido (Reyes 1990), sugerindo que estas porções correspondem à zonas de maiores temperaturas e com intensa alteração hidrotermal no Complexo máfico-carbonatítico Santana (cf. Pirajno 2009, Moura 2017). Assim, trabalhos experimentais mostraram que o teor de alumínio da illita e muscovita pode ser estimado a partir da característica de absorção em 1,9 e 2,2  $\mu\text{m}$ , que se altera em relação à percentagem de alumínio. Comumente zonas com maiores teores desse elemento coincidem com maiores conteúdos de minério em sistemas hidrotermais (Post & Noble 1993).

A ocorrência de montmorillonita com cálcio ou sódio está relacionada com comprimentos de onda nítidos e bem definidos, ou com espectros mais espaçados obtidos no sövito, veios hidrotermalizados e rochas vulcanoclásticas do Complexo Santana. Os comprimentos de ondas acentuados podem indicar que as moléculas de água estão localizadas em posições bem definidas, enquanto os comprimentos de onda espaçados denotam um desarranjo nas moléculas de água que ocupam mais que uma posição diagnóstica na estrutura

do mineral (Pontual *et al.* 2008, Moura 2017). A montmorillonita de cálcio sugere origem direta de carbonatos e algumas vezes de plagioclásio sem uma fase de transição anterior, além de baixo conteúdo de lítio fixado durante essa alteração. Em comparação com o cálcio, o sódio é um íon relativamente mais inerte no que diz respeito à sua participação na estrutura dos minerais hidrotermais (Steiner 1968), justificando sua abundância apenas em veios hidrotermalizados onde houve maior circulação de fluidos (Vieira 2019). Em geral, a sequência de alteração parece ser carbonato em montmorillonita (Ca ou Na), seguida pela inserção de potássio e a formação de illita/montmorillonita e finalmente illita. A absorção em torno de 1,9  $\mu\text{m}$  para montmorillonita está relacionada à molécula de água e é muito forte nesta fase devido a sua expansividade (Guatame Garcia 2013).

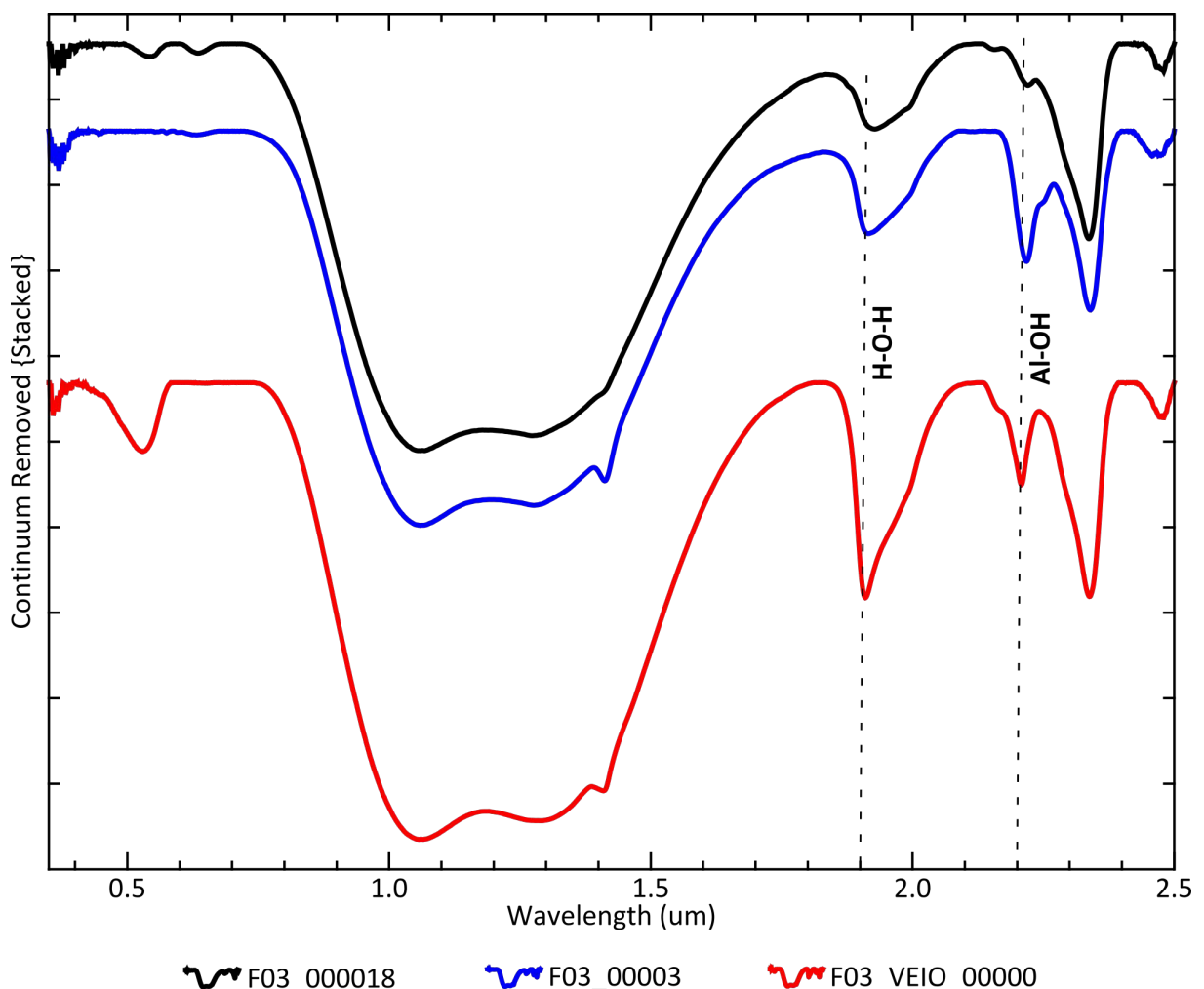


Figura 28 - Espectros que mostram a relação entre o conteúdo de alumínio e as características (forma, intensidade e simetria) das absorções diagnósticas da muscovita. No sôvito (F03\_000018 e F03\_00003), a muscovita de baixo a médio alumínio mostra picos de menor intensidade e com flancos assimétricos nas ligações H-O-H e Al-OH quando comparados com aqueles da muscovita de médio a alto alumínio dos veios hidrotermalizados (F03\_VEIO\_00000) que seccionam o sôvito.

A nontronita, não identificada por Vieira (2019), é caracterizada como produto de alteração de basaltos e kimberlitos ou solos derivados de cinza vulcânicas. Em muitos depósitos minerais de origem hidrotermal sua presença marcada em zonas de intensa alteração (Ebert 2020). A baixa cristalinidade dos espectros desse mineral nas amostras analisadas sugere uma origem exclusivamente intempérica.

A ausência de outras absorções diagnósticas, a mediana correspondência nos resultados do módulo *PRISM*, bem como as relações texturas identificadas em microscopia eletrônica de varredura (Vieira 2019) sugerem que a serpentina é uma fase mineral formada no ambiente intempérico com a presença marcante de água meteórica (Pontual *et al.* 2008).

## 12 CONCLUSÕES

A espectroscopia *SWIR* mostrou ser uma ferramenta muito útil para a identificação de minerais hidrotermais com radicais OH<sup>-</sup> e CO<sub>3</sub><sup>-</sup>, moléculas de H<sub>2</sub>O e ligações Al-OH, Mg-OH e Fe-OH em regiões onde o intemperismo é intenso. Essa técnica de baixo custo e alta qualidade auxilia na elaboração de mapas de alteração hidrotermal para projetos de exploração mineral. No geral, os minerais magmáticos identificados calcita, calcita com ferro, dolomita e aragonita são bem cristalizados nos carbonatitos grosso (sövito) e fino (alviquito). Nos veios hidrotermalizados foi identificada ampla mineralogia com muscovita de baixo e médio alumínio, illita, montemorilonita, clorita com baixo e alto ferro, epídoto, clinocloro e nova geração de carbonatos bem cristalizados que sugerem origem a partir de fluidos aquecidos hipogênicos. Fases intempéricas como nontronita e serpentina revelam baixa cristalinidade e são passíveis de separação daquelas anteriormente descritas.

A integração da mineralogia hidrotermal (barita + fluorapatita + dolomita ± quartzo ± rutilo ± calcopirita ± pirita ± monazita ± magnetita ± hematita) de Vieira (2019) com os novos minerais definidos por espectroscopia de infravermelho (*SWIR*) permitiram entender a configuração do sistema hidrotermal e sua relação com a evolução dos litotipos. As variações de cristalinidade e composição dessas fases sugerem que as rochas hidrotermalizadas foram formados em momentos distintos e em múltiplos pulsos de fluidos hidrotermais, onde a evolução fluidal foi governada pela interação fluido-rocha, percolação de águas meteóricas ou subterrâneas e interação com as rochas encaixantes do Complexo máfico-carbonatítico Santana. O estudo futuro de inclusões fluidas com microtermometria pode definir as propriedades físico-químicas desses fluidos.

Os minerais previamente descritos barita e fluorapatita apresentam estreita relação com os ETR observados pela espectroscopia de infravermelho, já que são potenciais portadores de lantânio e neodímio. As absorções diagnósticas em porções espectrais específicas, mesmo que superpostas, corroboram a presença dessas fases e abrem caminho para estudos de mapeamento espectral detalhados na busca de depósitos economicamente viáveis.

Ocorrem limitações desse método para complexos carbonatíticos mineralizados, tais como: a) alguns ETR (Elementos Terras Raras) não são identificados em função das misturas espectrais e sensibilidade; b) a alta susceptibilidade ao intemperismo desses complexos dificulta o seu mapeamento geológico e espectral completos em superfície, necessitando assim de campanhas de sondagens por parte das empresas de mineração para a obtenção de protominério ou rochas hidrotermalmente alteradas.



O processamento dos dados gerados por espectrorradiômetros requer o uso de *softwares* proprietários de alto custo que acompanham o aparelho. Contudo, a existência de alternativas como os módulos *PRISM* e *MICA* devem ser valorizadas e de uso incentivado. Nesse contexto, a automatização do processamento poderá ter um enorme ganho com a aplicação de algoritmos de *Machine Learning* e inteligência artificial em associação ao produtos de sensores remotos multiespectrais. Essa integração certamente possibilitará a varredura de áreas ainda não mapeadas em detalhe no Cráton Amazônico, sobretudo aquelas em terrenos proterozoicos e com potencial para hospedarem outros depósitos minerais.

## REFERÊNCIAS

- Almeida F.F.M., Hasui Y., Brito Neves B.B., Fuck R.A. 1981. Brazilian structural provinces: An introduction. *Earth Science Reviews*, **17**(1-2): 1-29.
- Alves C.L., Sabóia A.M., Martins E.G., Stropper J.L. 2010. *Folhas São José do Xingu e Comandante Fontoura, Escala 1:250.000. Projeto Noroeste-Nordeste de Mato Grosso*. Goiânia, CPRM-Serviço Geológico do Brasil, 120 p.
- Andersen T. 1986. Magmatic fluids in the Fen complex, SE Norway: Evidence of mid-crustal fractionation from solid and fluid inclusions in apatite. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, **93**: 491-503.
- Andrade F.R.D., Möller P., Lüders V., Dulski P., Gilg H.A. 1999. Hydrothermal rare earth elements mineralization in the Barra do Itapirapuã carbonatite, southern Brazil: behavior of selected trace elements and stable isotopes (C, O). *Chemical Geology*, **155**: 91-113.
- Araújo O.J.B. & Maia R.G.N. 1991. *Serra dos Carajás – Folha SB-22-Z-A – Relatório Final*. Rio de Janeiro, CPRM-Serviço Geológico do Brasil, 136 p.
- Assis R.R., Xavier R.P., Creaser R.A. 2017. Linking the timing of disseminated granite-hosted gold-rich deposits to paleoproterozoic felsic magmatism at Alta Floresta Gold Province, Amazon Craton, Brazil: insights from pyrite and molybdenite Re-Os geochronology. *Economic Geology*. **112**: 1937-1957.
- Assiri A.M. 2016. *Remote sensing applications for carbonatite assessment and mapping using VNIR and SWIR bands at Al-Uyaynah, UAE*. Dissertation, Universidade Estadual do Michigan, Michigan (USA), 184 p.
- Bettencourt J.S., Juliani C., Xavier R.P., Monteiro L.V.S., Bastos Neto A.C., Klein E.L., Assis R.R., Leite Jr W.B., Moreto C.P.N., Fernandes C.M.D., Pereira V.P. 2016. Metallogenic systems associated with granitoid magmatism in the Amazonian Craton: An overview of the present level of understanding and exploration significance. *Journal of South American Earth Sciences*. **68**: 22-49.
- Bizzi L.A., Schobbenhaus C., Vidotti R.M. 2003. *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil: Texto, Mapas & SIG*. Brasília, CPRM-Serviço Geológico do Brasil, 692 p.
- Carneiro C.C., Juliani C., Carreiro-Araújo S.A., Monteiro L.V.S., Crósta A.P., Fernandes C.M.D. 2019. New Crustal Framework in the Amazon Craton Based on Geophysical Data: Evidences of Deep East-West Trending Suture Zones. *IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters*, **16**(1): 20-24.
- Cheng Z., Zhang Z., Aibai A., Kong W., Holtz F. 2018. The role of magmatic and post-magmatic hydrothermal processes on rare-earth element mineralization: A study of the Bachu carbonatites from the Tarim Large Igneous Province, NW China. *Lithos*: (314-315): 71-87.

Chiquini A.P. 2011. *Estudo geológico e petrográfico das vulcânicas e das alterações hidrotermais associados no médio Rio Xingu*. Trabalho de Formatura, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 51 p.

Clark R.N., King T.V.V., Klejwa M., Swayze G.A., Vergo N. 1990. High spectral resolution reflectance spectroscopy of minerals. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **95**(B8): 12653-12680

Clark R.N. 1999. Chapter 1: Spectroscopy of Rocks and Minerals, and Principles of Spectroscopy. In: Rencz A.N. (ed.), *Manual of Remote Sensing, Volume 3, Remote Sensing for the Earth Sciences*. New York, John Wiley and Sons, p. 3-58.

Cruz R.S., Fernandes C.M.D., Villas R.N.N., Juliani C., Monteiro L.V.S., Almeida T.I.R., Lagler B., de Carvalho Carneiro C., Misas C.M.E. 2015. A study of the hydrothermal alteration in Paleoproterozoic volcanic centers, São Félix do Xingu region, Amazonian Craton, Brazil, using short-wave infrared spectroscopy: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **304**: 324-335.

Cruz R.S., Fernandes C.M.D., Villas R.N.N., Juliani C., Monteiro, L.V.S., Lagler, B., Misas, C.M.E. 2016. Paleoproterozoic volcanic centers of the São Félix do Xingu region, Amazonian craton, Brazil: hydrothermal alteration and metallogenetic potential. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **320**:75-87.

Ducart D. 2016. *Aplicação da espectroscopia de reflectância na exploração mineral*. IGE-UNICAMP, Campinas. Disponível em: <https://doi.org/10.13140/RG.2.2.11174.32322>

Ebert H. 2020. *Museu de minerais, minérios e rochas Heinz Ebert*. Disponível em: <https://museuhe.com.br/rocha/carbonatito>. Acesso em: 02 jan. 2020.

Elachi C. & Van Zyl J.J. 2006 (ed.). *Introduction to the physics and techniques of remote sensing*. Londres, John Wiley e Sons. 584 p.

Faraco M.T.L., Carvalho J.M.A., Klein E.L. 1997. Carta Metalogenética da Província Aurífera do Tapajós. In: Costa M.L. & Angélica R.S. (ed.). *Contribuições à Geologia da Amazônia*. Belém, Sociedade Brasileira de Geologia - Núcleo Norte, p. 423-437.

Faraco M.T.L., Marinho P.A.C., Vale A.G., Costa J.S., Ferreira A.L., Valente C.R., Lacerda Filho J.V., Moreton L.C., Camargo L.C., Camargo M.A., Frasca A.A., Ribeiro P.S.E., Vasconcelos A.M., Oliveira M., Oliveira I.W.B., Abreu Filho W., Gomes I.P. 2004. Folha SC.22 - Tocantins. In: Schobbenhaus C., Gonçalves J.H., Santos J.O.S., Abram M.B., Leão Neto R., Matos G.M.M., Vidotti R.M., Ramos M.A.B., Jesus J.D.A (ed.). *Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, Sistema de Informações Geográficas*. Brasília, CPRM-Serviço Geológico do Brasil, 1 CD-ROM.

Ferrari L., Lopez-Martinez M., Aguirre-Diaz G., Carrasco-Nunez G. 1999. Space-time patterns of Cenozoic arc volcanism in central Mexico: From the Sierra Madre Occidental to the Mexican Volcanic Belt. *Geology*, **27**(4): 303-306.

Fernandes C.M.D., Juliani C., Monteiro L.V.S., Lagler B., Echeverri Misas C.M. 2011. High-K calc-alkaline to A-type fissure-controlled volcano-plutonism of the São Félix do Xingu region, Amazonian craton, Brazil: Exclusively crustal sources or only mixed Nd model ages? *Journal of South American Earth Sciences*, **32**(4): 351-368.

Fernandes C.M.D., Lagler B., Juliani C., Monteiro L.V.S., Rocha Júnior J.M. 2016. Metallogeny of the Paleoproterozoic volcanic centers in the Vila Mandi region, Uatumã SLIP, southernmost Amazonian Craton, Brazil. In: 26° Goldschmidt2016. Yokohama, *Abstracts*, p. 808.

Fernandes C.M.D. & Juliani C. 2019. The tectonic controls on the Paleoproterozoic volcanism and the associated metallogeny in the South Amazonian craton, Brazil: Sr–Nd–Pb isotope constraints. *Precambrian Research*. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2019.105354>

Gaffey S. J. 1987. Spectral reflectance of carbonate minerals in the visible and near infrared (0.35–2.55  $\mu\text{m}$ ). *Journal of Geophysical Research*, **92**: 1429-1440.

Gonçalves V.M.L. 2016. *Petrografia dos carbonatitos e vulcanoclásticas associados ao Depósito de Fosfato Serra da Capivara, região de Vila Mandi (PA), Sul do Cráton Amazônico*. Trabalho de Conclusão de Curso, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 58 p.

Guatame Garcia L.A. 2013. *Crystallinity variations of smectite-illite and kaolin hydrothermal alteration minerals by using SWIR spectroscopy: a study of the Rodalquilar AU deposit, SE Spain*. Dissertation, University of Twente (ITC), Enschede, 84 p.

Guggenheim S., Bain D.C., Bergaya F., Brigatti M.F., Drits V.A., Eberl D.D., Formoso M.L.L., Galán E., Merriman R.J., Peacor D.R., Stanjek H., Watanabe T. 2002. Report of the association internationale pour l'étude des argiles (AIPEA) nomenclature committee for 2001: Order, disorder and crystallinity in phyllosilicates and the use of the “crystallinity index.” *Clays and Clay Minerals*. **50**: 406–409. <https://doi.org/10.1346/000986002760833783>

Gupta R.P. 2018 (ed.). *Remote Sensing Geology*. Berlin, Springer, 428 p.

Hauff P. 2008. An overview of VIS-NIR-SWIR field spectroscopy as applied to precious metals exploration. Arvada, Colorado: Spectral International Inc, 71 p.

Heinrich E.W. & Vian R.W. 1967. Carbonatitic barites. *The American Mineralogist*, **52**(7-8): 1179-1189.

Hernandez E.A. & Souza Filho C.R. 2013. Spectral reflectance and emissivity features of PO<sub>4</sub>-bearing carbonatite rocks from the Catalão I and Tapira complexes: new constraints for detection of igneous phosphates with remote sensing data. In: SBG (ed.), 16° Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto. Foz do Iguaçu, Anais, p. 3595-3602.

Hogarth D.D., Hartree R., Loop J., Solberg T.N. 1985. Rare-earth element minerals in four carbonatites near Gatineau, Quebec. *American Mineralogist*, **70**: 1135-1142.

Hornig-Kjarsgaard I. 1999. Rare Earth Elements in Sövitic Carbonatites and their Mineral Phases. *Journal of Petrology*, **39** (11-12): 2105-2121.

Hunt G.R. & Salisbury J.W. 1970. Visible and near infrared spectra of minerals and rocks. Part 1: silicate minerals. *Modern Geology*, **1**: 283-300.

Hunt G.R. & Salisbury J.W. 1971. Visible and Near-Infrared Spectra of Minerals and Rocks. Part 2: Carbonates. *Modern Geology*, **2**: 23-30.

Hunt G. & Ashley R.M. 1979. Spectra of altered rocks in the visible and near infrared. *Economic Geology*, **74**: 1613-1629.

Hurley P.M., Almeida F.F.M., Melcher G.E., Cordani U.G., Rand J.R., Kawashita K., Vandomos P., Pinson Jr. W.H., Fairbairn H.W. 1967. Test of continental drift by means of radiometric ages. *Science*, **157**: 495-500.

Juliani C., Rye R.O., Nunes C.M.D., Snee L.W., Correa Silva R.H., Monteiro L.V.S., Bettencourt J.S., Neumann R., Neto A.A. 2005. Paleoproterozoic high-sulfidation mineralization in the Tapajós gold province, Amazonian Craton, Brazil: geology, mineralogy, alunite argon age, and stable-isotope constraints. *Chemical Geology*, **215**(1-4): 95-125.

Juliani C. & Fernandes C.M.D. 2010. Well-preserved Late Paleoproterozoic volcanic centers in the São Félix do Xingu region, Amazonian Craton, Brazil. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **191**(3-4): 167-179.

Juliani C., Vasquez M.L., Klein E.L., Villas R.N.N., Echeverri-Misas C.M., Santiago E.S.B., Monteiro L.S.V., Carneiro C.C., Fernandes C.M.D., Usero G. 2014. Metalogênese da Província Tapajós. In: Silva M.G., Host J., Kuyumajian R.M. (ed.). *Metalogênese províncias tectônicas brasileiras*. 1 ed. CPRM- Serviço Geológico do Brasil, Belo Horizonte-MG, p. 51-90.

Kaufmann H. 1988. Mineral exploration along the Aqaba-Levant Structure by use of TM-data. Concepts, processing and results. *International Journal of Remote Sensing*, **9**: 1639-1658.

Kay S.M., Godoy E., Kurtz A. 2005. Episodic arc migration, crustal thickening, subduction erosion, and magmatism in the south-central Andes. *Geological Society of America Bulletin*, **117**(1-2): 67-88.

King T.V.V. & Clark R.N. 1989. Spectral characteristics of chlorites and Mg-serpentine using high-resolution reflectance spectroscopy, *Journal of Geophysical Research*, **94**: 13997-14008.

Kokaly R.F. 2011. *PRISM: Processing routines in IDL for spectroscopic measurements (installation manual and user's guide, version 1.0)*: U.S. Geological Survey Open-File Report 2011-1155, 432 p.

Kokaly R.F., Clark R.N., Swayze G.A., Livo K.E., Hoefen T.M., Pearson N.C., Wise R.A., Benzel W.M., Lowers H.A., Driscoll R.L., Klein A.J. 2017. *USGS Spectral Library Version 7 Data*. U.S. Geological Survey data release. Disponível em: <https://pubs.er.usgs.gov/publication/ds1035>

- Lagler B. 2011. *Estudo do vulcano-plutonismo paleoproterozóico e da metalogênese na região de São Félix do Xingu, porção sul do Cráton Amazônico*. Dissertation, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 169 p.
- Lagler B., Tedesco M.A., Oliveira A.S.D., Juliani C., Waring M.H. 2014. *Geologia do Depósito de Fosfato Serra da Capivara - São Félix do Xingu, Pará*. Belém, MbAC Fertilizer Corp., 14 p.
- Lamarão C.N., Dall’Agnol R., Lafon J.-M., Lima, E.F. 2002. Geology, geochemistry, and Pb-Pb zircon geochronology of the Paleoproterozoic magmatism of Vila Riozinho, Tapajós Gold Province, Amazonian craton, Brazil. *Precambrian Research*, **119**(1-4): 189-223.
- Macambira E.M.B. & Vale A.G. 1997. Programa Levantamentos Geológicos Básico do Brasil. São Félix do Xingu. Folha SB.22-Y-B, Estado do Pará. Brasília, DNPM/CPRM, 384 p.
- Misas C.M.E. 2015. *Geologia e alteração hidrotermal nas rochas vulcânicas e plutônicas paleoproterozóicas na porção sul da Província Mineral do Tapajós (PA)*. PhD Thesis, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 285 p.
- Moura V.H.S. 2017. *Cristalinidade de minerais de alteração hidrotermal por espectroscopia SWIR: um estudo da ocorrência aurífera associada ao vulcanismo paleoproterozoico de São Félix do Xingu, Província Mineral de Carajás*. Trabalho de Conclusão de Curso, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 52 p.
- Pessoa M.R., Andrade A.F., Nascimento J.O., Santos J.O.S., Oliveira J.R., Lopes R.C., Prazeres W.V. 1977. *Projeto Jamanxim*. Manaus, CPRM-Serviço Geológico do Brasil, 600 p.
- Pirajno F. 2009 (ed.). *Hydrothermal Processes and Mineral Systems*. Berlin, Springer, 1250 p.
- Pontual S., Merry N., Gamson P. 2008. *GMEX–Spectral Analysis guides for mineral exploration - Field manual*. 3. ed. Victoria, Auspec International, 189 p.
- Post J.L. Noble P.N. 1993. The near-infrared combination band frequencies of dioctahedral smectites, micas, and illites. *Clays and Clay Minerals*, **41**(6): 639-644.
- Reyes A.G. 1990. Petrology of Philippine geothermal system and application of alteration mineralogy to their assessment. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **43**(1-4): 279-309.
- Richardson D.G. & Birkett T.C. 1996. Carbonatite-associated deposits. In: Eckstrand O.R., Sinclair W.D., Thorpe R.I. (ed.). *Geology of Canadian Mineral Deposit Types*. Ottawa, Geological Survey of Canada, p. 541-558.
- Rowan, L.C., Kingston M.J., Crowley J.K. 1986. Spectral reflectance of carbonatites and related alkalic igneous rocks; selected samples from four North American localities. *Economic Geology*, **81**: 857-871.
- Sacks I.S. 1983. The subduction of young lithosphere. *Journal of Geophysical Research*, **88**(B4): 3355-3366.

Santos J.O.S. 1984. Classificação das rochas vulcânicas Uatumã, *In*: SBG (ed.), 33º Congresso Brasileiro de Geologia. SBG, Rio de Janeiro, pp. 4535-4538.

Santos J.O.S. 2003. Geotectônica dos Escudos da Guiana e Brasil Central. *In*: Bizzi L.A., Schobbenhaus C., Vidotti R.M., Gonçalves J.H. (ed.). *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil*: Texto, mapas e SIG. Brasília, CPRM, p. 169-226.

Santos J.O.S., Van Breemen O.B., Groves D.I., Hartmann L.A., M.E. A., McNaughton N.J., Fletcher I.R. 2004. Timing and evolution of multiple Paleoproterozoic magmatic arcs in the Tapajós Domain, Amazon Craton: constraints from SHRIMP and TIMS zircon, baddeleyite and titanite U-Pb geochronology. *Precambrian Research*, **13**: 73-109.

Santos R.F. 2017. *Estudo do vulcano-plutonismo Paleoproterozoico ocorrente na região de Vila Mandi (PA), Cráton Amazônico*. Dissertation, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 67 p.

Silva G.G., Lima J.J.C., Andrade A.R.F., Issler R.S., Guimarães G. 1974. *Geologia da Folha Sc.22 – Tocantins*. Rio de Janeiro, DNPM, 174 p.

Steiner A. 1968. Clay minerals in hydrothermally altered rocks at Wairakei, New Zealand. *Clays and Clay Minerals*, **16**: 193-213.

Tassinari C.C.G. & Macambira M.J.B. 2004. A evolução tectônica do Craton Amazônico. *In*: Mantesso-Neto V., Bartorelli A., Carneiro C.D.R., Brito Neves B.B. (ed.). *Geologia do Continente Sul Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques Almeida*. São Paulo, BECA, p. 471-486.

Tokashiki C.C., Juliani C., Monteiro L.V.S., Misa C.M.E., Aguja M.A., Arrais L.B. 2015. Eventos vulcânicos de 1,97 Ga com mineralizações de ouro epitermais low- e intermediate-sulfidation na porção sul da Província Mineral do Tapajós (PA). *In*: Gorayeb, P.S.S. & Lima, A.M.M. (ed.). *Contribuições à Geologia da Amazônia*. Belém, SBG-Núcleo Norte, p. 119-138.

Vasquez M.L. & Rosa-Costa L.T. 2008. *Geologia e Recursos Minerais do Estado do Pará: Sistema de Informações Geográficas–SIG: texto explicativo dos mapas Geológico e Tectônico e de Recursos Minerais do Estado do Pará*. Belém, CPRM-Serviço Geológico do Brasil, 328 p.

Verplanck P.L., Van Gosen B.S., Seal Jr R.R., McCafferty A.E. 2014. A deposit model for carbonatite and peralkaline intrusion-related rare earth element deposits: Chapter J in Mineral deposit models for resource assessment. *Scientific Investigations Report*, Reston, p. 72.

Vieira D.A.S. 2016. *Cartografia e evolução geológica do vulcano-plutonismo paleoproterozoico associado ao Depósito de Fosfato Serra da Capivara, região de Vila Mandi (PA), sul do Cráton Amazônico*. Trabalho de Conclusão de Curso, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 52 p.

Vieira D.A.S. 2019. *Alterações hidrotermais associadas às rochas máfico-carbonatíticas do depósito de fosfato Serra da Capivara, região de Vila Mandi (PA), extremo sul do Cráton Amazônico*. Dissertation, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 77 p.

Weik M.H. 2000. Full-width at half-maximum. *In*: Weik M.H. (ed.). *Computer Science and Communications Dictionary*. Boston, Springer US, p. 661.

Yang K., Huntington J.F., Browne P.R.L., Ma C. 2000. An infrared spectral reflectance study of hydrothermal alteration minerals from the Te Mihi sector of the Wairakei geothermal system, New Zealand. *Geothermics*, **29**: 377-392.

Zaitsev A.N. 1996. Rhombohedral carbonates from carbonatites of the Khibina Massif, Kola Peninsula, Russia. *The Canadian Mineralogist*, **34**: 453-468.

Zurevinski S.E. & Mitchell R.H. 2004. Extreme compositional variation of pyrochlore-group minerals at the Oka Carbonatite complex, Quebec: Evidence of magma mixing? *The Canadian Mineralogist*, **42**(4): 1159-1168.