



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

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO Nº 647

**METALOGÊNESE DO DEPÓSITO AURÍFERO VOLTA
GRANDE, DOMÍNIO BACAJÁ (PA), CRÁTON AMAZÔNICO:
APLICAÇÃO DE ESPECTROSCOPIA DE INFRAVERMELHO
VNIR-SWIR**

Dissertação apresentada por:

BRENDA GOMES SILVA PARESQUI

Orientador: Carlos Marcello Dias Fernandes (PPGG/IG-UFPA)

BELÉM-PARÁ
2024

**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)**

P227m Paresqui, Brenda Gomes Silva.
Metalogênese do depósito aurífero Volta Grande, Domínio Bacajá (PA), Cráton Amazônico: aplicação de espectroscopia de infravermelho VNIR–SWIR / Brenda Gomes Silva Paresqui. — 2024.
xx, 99 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, 2024.

1. Alteração hidrotermal. 2. Espectroscopia VNIR–SWIR.
3. Epitermal. 4. Ouro. 5. Cráton Amazônico. I. Título

CDD 553.410981



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

**METALOGÊNESE DO DEPÓSITO AURÍFERO VOLTA
GRANDE, DOMÍNIO BACAJÁ (PA), CRÁTON AMAZÔNICO:
APLICAÇÃO DE ESPECTROSCOPIA DE INFRAVERMELHO
VNIR–SWIR**


Dissertação apresentada por

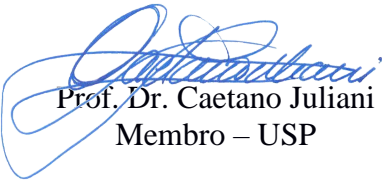
BRENDA GOMES SILVA PARESQUI

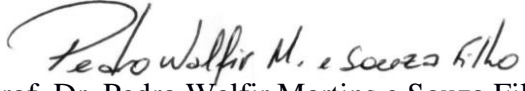
Como requisito parcial à obtenção de Grau de Mestre em Ciências na Área de
GEOQUÍMICA e Linha de pesquisa EVOLUÇÃO CRUSTAL E METALOGÊNESE

Data de Aprovação: 27 / 02 / 2024

Banca Examinadora:


Prof. Dr. Carlos Marcello Dias Fernandes
Orientador – UFPA


Prof. Dr. Caetano Juliani
Membro – USP


Prof. Dr. Pedro Walfir Martins e Souza Filho
Membro – UFPA

Dedico este trabalho ao meu pai, mãe e irmã, que são as minhas fortalezas, as pessoas mais importantes e especiais da minha vida.

AGRADECIMENTOS

Primeiramente gostaria de agradecer a Deus por sempre me guiar para o que é melhor para minha vida, juntamente por toda interseção acolhida por Nossa Senhora;

Agradeço imensamente aos meus pais, Adriano e Eliandra Paresqui por sempre me incentivarem a me apoiarem nos meus sonhos, me mostrando diariamente que a educação é essencial em nossas vidas. A minha irmã Briana Paresqui, minha alma gêmea e o maior presente que eu poderia ter na vida, você e nossos pais são o combustível para eu ser melhor diariamente. Assim como toda minha família que mesmo distante sempre se fez presente, me apoiando e encorajando nessa jornada;

Ao meu orientador e professor Carlos Marcello, obrigada pela oportunidade de adquirir este conhecimento, assim como todo ensinamento e possibilidades que me foram geradas;

O trabalho foi realizado com o apoio da CAPES/Brasil, código de financiamento 001. Agradeço ainda a Universidade Federal do Pará, em especial a todos professores, técnicos, laboratoristas, secretários e colaboradores do Instituto de Geociências;

À empresa *Belo Sun Mining Corp.* por ter cedido amostras que pudessem fazer com que essa pesquisa acontecesse;

Ao Instituto Tecnológico da Vale (ITV) Belém, por permitir as análises no *ASD FieldSpec 4 Hi-Res*, bem como a utilização do *software* TSG 8, especialmente ao Prof. Dr. Pedro Walfir Martins e Souza Filho e demais colaboradores da unidade que sempre foram solícitos em me receber nos dias que pude aprender a utilizar o *software*;

À *CSIRO* desenvolvedora do *The Spectral Geologist (TSG) 8* pelo desconto e gratuidade para ter acesso ao *software* do meu próprio computador e ao autor do *Spectragryph 1.2* Friedrich Menges pela disponibilização do *software*;

A todos os meus amigos, em especial a Jhessica e Renato que foram irmãos em Belém, sem vocês essa etapa seria muito mais difícil;

À família do Renato que me acolheu como parte da família e me recebeu em tantos momentos para festejar;

E a todos que cruzaram meu caminho e direta ou indiretamente me auxiliaram até aqui.

RESUMO

O depósito aurífero de classe mundial Volta Grande contém reservas medidas de ~6,0 Moz a 1,02 g/t, divididas nos blocos exploratórios norte e sul. Está inserido no contexto geológico do Domínio Bacajá e que foi afetado pelo Ciclo Transamazônico (2,26–1,95 Ga). Parte da mineralização é hospedada em um conjunto de gnaisses e granitoides milonitizados em fácies anfíbolito de médio a alto grau metamórfico que são atribuídos ao Grupo Três Palmeiras (2,36 Ga). Pesquisas recentes no bloco norte revelaram a presença de vulcânicas e plutônicas tardias, com textura isotrópica e composições intermediária a félsica, que hospedam ouro disseminado em diversos tipos e estilos de alteração hidrotermal, bem como em vênulas e veios de quartzo e carbonato (\pm sulfetos). Assim, esta Dissertação de Mestrado representa a continuidade das pesquisas no bloco norte deste repositório com a aplicação da técnica de espectroscopia de infravermelho *VNIR–SWIR* (*visible-near e short-wave infrared*). Esta ferramenta ajuda a explicar com detalhe a configuração do sistema hidrotermal contribuindo para uma melhor compreensão da gênese do depósito. A mineralogia observada por espectroscopia nas rochas metamórficas confirma a ocorrência de alterações hidrotermais dos tipos potássica, propilítica, argílica intermediária, carbonática pervasiva e argílica avançada. Esta última ocorre associada a altos teores de ouro e alunita, mineral indicativo de sistemas epitermais de alta sulfidação. Por sua vez, o conjunto de rochas vulcânicas e plutônicas isotrópico apresenta alterações hidrotermais mais desenvolvidas, intensas e de maior volume. Revelam maior diversificação de minerais hidrotermais, onde a jarosita é o principal indicativo de alteração argílica avançada que também condiz com mineralizações epitermais de alta sulfidação. Além disso, o comparecimento de rodocrosita, pyroxmangita e galena, principalmente relacionada a rochas vulcânicas de composições andesítica e dacítica, indicam a ocorrência de sistema epitermal de intermediária sulfidação. As feições geológicas presentes na região e as alterações hidrotermais, em especial da alteração propilítica nas rochas com allanita, argilominerais, montmorillonita e zeólitas retratam uma típica subzona de epidoto de uma alteração propilítica de baixa temperatura que se relacionam geneticamente às intrusões de média profundidade onde figuram *stocks* de pórfiro hidratados. Desta forma, o depósito aurífero Volta Grande revela características compatíveis com sistemas mineralizantes dos tipos pórfiro e epitermal de metais preciosos e de base, já identificados em outras regiões do Cráton Amazônico. A ocorrência de condições de alta sulfidação a noroeste deste depósito, bem como daquelas de intermediária sulfidação a sudeste, apontam para um ambiente transicional. O método de espectroscopia *VNIR-SWIR* representa uma importante ferramenta que identifica e caracteriza minerais

hidrotermais de forma rápida e eficiente, bem como os diferenciam daqueles intempéricos. Em geral, ela se torna um significativo guia prospectivo ao analisar com robustez minerais de difícil reconhecimento por outros métodos como microscópio óptico convencional ou microscópio eletrônico de varredura (MEV). Os resultados aqui apresentados representam uma contribuição em especial ao conhecimento geológico e metalogenético do Domínio Bacajá, bem como ao Cráton Amazônico como um todo, apontando potencialidades para identificação de depósitos economicamente viáveis de metais preciosos e de base associados à sistemas vulcânicos e plutônicos que ocorrem em uma vasta área deste domínio.

Palavras-chave: alteração hidrotermal; espectroscopia *VNIR–SWIR*; epitermal; ouro; Cráton Amazônico.

ABSTRACT

The world-class Volta Grande gold deposit contains measured reserves of ~6.0 Moz at 1.02 g/t, divided into north and south exploration blocks. It is inserted in the geological context of the Bacajá Domain and was affected by the Trans-Amazonian Cycle (2.26–1.95 Ga). Part of the mineralization is hosted in a group of gneisses and mylonitized granitoids in amphibolite facies of medium to high metamorphic grade of the Três Palmeiras Group (2.36 Ga). Recent research in the northern block has revealed the presence of late volcanics and plutonics, with isotropic texture and intermediate to felsic compositions, which host disseminated gold in different types and styles of hydrothermal alteration, as well as in quartz and carbonate (\pm sulfides) venules and veins. Thus, this Master's Thesis represents the continuity of research in the northern block of this repository with the application of the VNIR–SWIR (visible-near and short-wave infrared) infrared spectroscopy technique. This tool helps to explain in detail the configuration of the hydrothermal system, contributing to a better understanding of the genesis of the deposit. The mineralogy observed by spectroscopy in metamorphic rocks confirms the occurrence of potassic, propylitic, intermediate argillic, pervasive carbonate, and advanced argillic hydrothermal alterations types. The latter occurs associated with high levels of gold and alunite, a mineral indicative of epithermal systems with high-sulfidation. In turn, the isotropic volcanic and plutonic rocks present more developed, intense, and larger-volume hydrothermal alterations. They reveal greater diversification of hydrothermal minerals, where jarosite is the superior indicator of advanced clay alteration, which is also consistent with high-sulfidation epithermal mineralizations. In addition, the appearance of rhodochrosite, pyroxmangite, and galena, mainly related to volcanic rocks of andesitic and dacitic compositions, suggests an epithermal system of intermediate-sulfidation. The geological features present in the region and the hydrothermal alterations, especially the propylitic alteration in the rocks with allanite, clay minerals, montmorillonite, and zeolites, portray a typical epidote subzone of a low-temperature propylitic alteration that are genetically related to the medium-depth intrusions where they appear hydrated porphyry stocks. In this way, the Volta Grande gold deposit reveals characteristics compatible with rare and base metals porphyry and epithermal mineralizing systems, already identified in other regions of the Amazon Craton. The high-sulfidation conditions at the northwest portion of this repository and intermediate-sulfidation at the southeast region point to a transitional environment. The VNIR–SWIR spectroscopy method represents an important tool that identifies and characterizes hydrothermal minerals quickly and

efficiently, as well as differentiating them from weathered ones. In general, it becomes a significant prospective guide when robustly analyzing minerals that are difficult to recognize by other methods such as conventional optical microscope or scanning electron microscope (SEM). The results presented here represent a remarkable contribution to the geological and metallogenetic knowledge of the Bacajá Domain, as well as the Amazonian Craton as a whole, pointing out the potential for identifying economically viable deposits of precious and base metals associated with volcanic and plutonic systems that occur in a vast area of this domain.

Keywords: hydrothermal alteration; VNIR–SWIR spectroscopy; epithermal; gold; Amazonian Craton.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

- Figura 1- Mapa esquemático da localização do depósito aurífero Volta Grande em relação aos domínios Bacajá, Carajás, Rio Maria, Província Mineral do Tapajós e Faixa Araguaia (Belo Sun 2021), modificado de Vasquez *et al.* (2008)..... 1
- Figura 2 - Mapa esquemático de localização da área de estudo. A: Destaque para o estado do Pará; B: Destaque para os municípios de Senador José Porfírio e Altamira; C: Destaque para os processos minerários que compõem o Projeto Volta Grande..... 3
- Figura 3 – Ilustração do espectro eletromagnético mostrando as faixas mais significativas para aplicações de espectroscopia na caracterização mineral – o visível e infravermelho próximo (VNIR) e o infravermelho de ondas curtas (SWIR) (Assiri 2016). 7
- Figura 4 – Exemplo de um espectro de absorção hipotética (Hauff 2008). As unidades para o eixo horizontal estão em nanômetros, ao passo que o vertical em percentual de refletância (relativa ou absoluta). A curva de absorção mostra uma *doublet*, com dois *minima*, que são os menores pontos do espectro. Cada *minima* tem o seu comprimento de onda diagnóstico, que é em função da composição química do material. *FWHM* (*Full Width at Half Maximum*) é o parâmetro chamado de largura a meia altura de uma curva ou função e referente ao seu "abaulamento". A largura e dada pela diferença entre dois valores extremos de uma variável independente no qual ela, a função, atinge metade de seu valor máximo (Weik 2001). E usado para determinação de simetrias que estão relacionadas a cristalinidade dos minerais hidrotermais. 9
- Figura 5 – Mapa geológico das associações tectônicas do Domínio Bacajá (modificado de Vasquez & Rosa-Costa 2008)..... 13
- Figura 6 – Espectroradiômetro modelo *FieldSpec 4 Hi-Res*, da marca ASD instalado no ITVale (Belém-PA). O *laptop* exibindo o *layout* do *software* de aquisição, a sonda de contato e o equipamento são apresentados. 21
- Figura 7 – Integração dos perfis estratigráficos dos alvos de sondagem M01 a M05 estudados no bloco norte do depósito Volta Grande apresentando a litologia presente, teor de ouro e profundidade (modificado de Souza 2021)..... 24
- Figura 8 – Fases e misturas minerais observadas no *Spectragryph 1.2* do alvo M01 vs. quantidade de vezes que se fez presente. 25

Figura 9 – Fases e misturas minerais observadas no <i>TSG 8</i> do alvo M01 vs. quantidade de vezes que se fez presente.	25
Figura 10 – Fases e misturas minerais observadas no <i>Spectragryph 1.2</i> do alvo M02 vs. quantidade de vezes que se fez presente.	26
Figura 11 – Fases e misturas minerais observadas no <i>TSG 8 versus</i> do alvo M02 vs. quantidade de vezes que se fez presente.	27
Figura 12 – Fases e misturas minerais observadas no <i>Spectragryph 1.2</i> do alvo M03 vs. quantidade de vezes que se fez presente.	28
Figura 13 – Fases e misturas minerais observadas no <i>TSG 8</i> do alvo M03 vs. quantidade de vezes que se fez presente.	28
Figura 14 – Fases e misturas minerais observadas no <i>Spectragryph 1.2</i> do alvo M04 vs. quantidade de vezes que se fez presente.	29
Figura 15 – Fases e misturas minerais observadas no <i>TSG 8</i> do alvo M04 vs. quantidade de vezes que se fez presente.	29
Figura 16 – Fases e misturas minerais observadas no <i>Spectragryph 1.2</i> do alvo M05 vs. quantidade de vezes que se fez presente.	30
Figura 17 – Fases e misturas minerais observadas no <i>TSG 8</i> do alvo M05 vs. quantidade de vezes que se fez presente.	31
Figura 18– Espectros empilhados obtidos a partir do granodiorito milonítico do alvo M01, apresentando absorções características da muscovita, illita e saponita; bem como os íons e elementos que influenciam nas respostas obtidas. Padrões são da biblioteca espectral de Kokaly <i>et al.</i> (2017).	33
Figura 19 - Espectros empilhados obtidos a partir do granodiorito milonítico do alvo M01, apresentando absorções características da alunita, montmorillonita e rodocrosita; bem como os íons e elementos que influenciam nas respostas obtidas. Padrões são da biblioteca espectral de Kokaly <i>et al.</i> (2017).	34
Figura 20 – Espectros empilhados obtidos a partir do granodiorito milonítico do alvo M03, apresentando absorções características da clorita, wollastonita e illita; bem como os íons e elementos que influenciam nas respostas obtidas. Padrões são da biblioteca espectral de Kokaly <i>et al.</i> (2017).	36
Figura 21 – Espectros empilhados obtidos a partir do granodiorito milonítico do alvo M03, apresentando absorções características da natrolita e sauconita; bem como os íons e elementos que influenciam nas respostas obtidas. Padrões são da biblioteca espectral de Kokaly <i>et al.</i> (2017).	37

- Figura 22 – Espectros empilhados obtidos a partir do granodiorito milonítico do alvo M04, apresentando absorções características da lizardita, smaragdita e cummingtonita; bem como os íons e elementos que influenciam nas respostas obtidas. Padrões são da biblioteca espectral de Kokaly *et al.* (2017). 39
- Figura 23 – Espectros empilhados obtidos a partir do granodiorito milonítico do alvo M05, apresentando absorções características da siderita e prehnita; bem como os íons e elementos que influenciam nas respostas obtidas. Padrões são da biblioteca espectral de Kokaly *et al.* (2017). 40
- Figura 24 – Espectros empilhados obtidos a partir de rochas metamáficas e metaintermediárias do alvo M01, apresentando absorções características da ilmenita e turingita; bem como os íons e elementos que influenciam nas respostas obtidas. Padrões são da biblioteca espectral de Kokaly *et al.* (2017). 42
- Figura 25 – Espectros empilhados obtidos a partir de rochas metamáficas e metaintermediárias do alvo M01, apresentando absorções características da antigorita e uralita; bem como os íons e elementos que influenciam nas respostas obtidas. Padrões são da biblioteca espectral de Kokaly *et al.* (2017). 43
- Figura 26 – Espectros empilhados obtidos a partir de rochas metamáficas e metaintermediárias do alvo M02, apresentando absorções características da hornblenda e nefrita; bem como os íons e elementos que influenciam nas respostas obtidas. Padrões são da biblioteca espectral de Kokaly *et al.* (2017). 45
- Figura 27 – Espectros empilhados obtidos a partir de rochas metamáficas e metaintermediárias do alvo M03, apresentando absorções características da serpentina, estroncianita e nontronita; bem como os íons e elementos que influenciam nas respostas obtidas. Padrões são da biblioteca espectral de Kokaly *et al.* (2017)..... 46
- Figura 28 – Espectros empilhados obtidos a partir de rochas metamáficas e metaintermediárias do alvo M04, apresentando absorções características da illita e clorita; bem como os íons e elementos que influenciam nas respostas obtidas. Padrões são da biblioteca espectral de Kokaly *et al.* (2017). 48
- Figura 29 – Espectros empilhados obtidos a partir de rochas metamáficas e metaintermediárias do alvo M05, apresentando absorções características do diopsídio e fassaita; bem como os íons e elementos que influenciam nas respostas obtidas. Padrões são da biblioteca espectral de Kokaly *et al.* (2017). 49

- Figura 30 – Espectros empilhados obtidos a partir de plutônicas do alvo M01, apresentando absorções características da beidelita, bassanita e glauconita; bem como os íons e elementos que influenciam nas respostas obtidas. Padrões são da biblioteca espectral de Kokaly *et al.* (2017). 52
- Figura 31 – Espectros empilhados obtidos a partir de plutônicas do alvo M01, apresentando absorções características da jarosita, prehnita e gipsita; bem como os íons e elementos que influenciam nas respostas obtidas. Padrões são da biblioteca espectral de Kokaly *et al.* (2017). 53
- Figura 32 – Espectros empilhados obtidos a partir de plutônicas do alvo M02, apresentando absorções características da rodocrosita, calcita e arsenopirita; bem como os íons e elementos que influenciam nas respostas obtidas. Padrões são da biblioteca espectral de Kokaly *et al.* (2017). 55
- Figura 33 – Espectros empilhados obtidos a partir de plutônicas do alvo M02, apresentando absorções características da malaquita, opala e gipsita; bem como os íons e elementos que influenciam nas respostas obtidas. Padrões são da biblioteca espectral de Kokaly *et al.* (2017). 56
- Figura 34 – Espectros empilhados obtidos a partir de plutônicas do alvo M02, apresentando absorções características da vermiculita, serpentina e clinocloro; bem como os íons e elementos que influenciam nas respostas obtidas. Padrões são da biblioteca espectral de Kokaly *et al.* (2017). 57
- Figura 35 – Espectros empilhados obtidos a partir de plutônicas do alvo M03, apresentando absorções características da flogopita, allanita e dolomita; bem como os íons e elementos que influenciam nas respostas obtidas. Padrões são da biblioteca espectral de Kokaly *et al.* (2017). 59
- Figura 36 – Espectros empilhados obtidos a partir de plutônicas do alvo M04, apresentando absorções características da goethita e nefrita; bem como os íons e elementos que influenciam nas respostas obtidas. Padrões são da biblioteca espectral de Kokaly *et al.* (2017). 61
- Figura 37 – Espectros empilhados obtidos a partir de plutônicas do alvo M05, apresentando absorções características do talco, illita e celestita; bem como os íons e elementos que influenciam nas respostas obtidas. Padrões são da biblioteca espectral de Kokaly *et al.* (2017). 63

Figura 38 – Espectros empilhados obtidos a partir de riolitos do alvo M01, apresentando absorções características da flogopita e goethita; bem como os íons e elementos que influenciam nas respostas obtidas. Padrões são da biblioteca espectral de Kokaly <i>et al.</i> (2017).....	65
Figura 39 – Espectros empilhados obtidos a partir de riolitos do alvo M01, apresentando absorções características da arsenopirita e clorita; bem como os íons e elementos que influenciam nas respostas obtidas. Padrões são da biblioteca espectral de Kokaly <i>et al.</i> (2017).....	66
Figura 40 – Espectros empilhados obtidos a partir de riolacito do alvo M02, apresentando absorções características da goethita, uralita e flogopita; bem como os íons e elementos que influenciam nas respostas obtidas. Padrões são da biblioteca espectral de Kokaly <i>et al.</i> (2017).	67
Figura 41 – Espectros empilhados obtidos a partir de riolacito do alvo M04, apresentando absorções características da serpentina, turingita e goethita; bem como os íons e elementos que influenciam nas respostas obtidas. Padrões são da biblioteca espectral de Kokaly <i>et al.</i> (2017).	69
Figura 42 – Espectros empilhados obtidos a partir de dacitos do alvo M01, apresentando absorções características da serpentina e malaquita; bem como os íons e elementos que influenciam nas respostas obtidas. Padrões são da biblioteca espectral de Kokaly <i>e. al.</i> (2017).....	71
Figura 43 – Espectros empilhados obtidos a partir de dacitos do alvo M01, apresentando absorções características da heulandita e sauconita; bem como os íons e elementos que influenciam nas respostas obtidas. Padrões são da biblioteca espectral de Kokaly <i>et al.</i> (2017).....	72
Figura 44 – Espectros empilhados obtidos a partir de dacitos no alvo M05, apresentando absorções características da dolomita, flogopita e siderita; bem como os íons e elementos que influenciam nas respostas obtidas. Padrões são da biblioteca espectral de Kokaly <i>et al.</i> (2017).	74

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Fases minerais de amostras do granodiorito milonítico do alvo M01 identificadas no <i>Spectragryph 1.2</i> e <i>TSG 8</i> . Os padrões espectrais são de Kokaly <i>et al.</i> (2017).....	32
Tabela 2 – Fases minerais de amostras do granodiorito milonítico do alvo M03 identificadas no <i>Spectragryph 1.2</i> e <i>TSG 8</i> . Os padrões espectrais são de Kokaly <i>et al.</i> (2017).....	35
Tabela 3 – Fases minerais de amostras do granodiorito milonítico do alvo M04 identificadas no <i>Spectragryph 1.2</i> e <i>TSG 8</i> . Os padrões espectrais são de Kokaly <i>et al.</i> (2017).....	38
Tabela 4 – Fases minerais de amostras do granodiorito milonítico do alvo M05 identificadas no <i>Spectragryph 1.2</i> e <i>TSG 8</i> . Os padrões espectrais são de Kokaly <i>et al.</i> (2017).....	39
Tabela 5 – Fases minerais de amostras de rochas metamáficas ou metaintermediárias do alvo M01 identificadas no <i>Spectragryph 1.2</i> e <i>TSG 8</i> . Os padrões espectrais são de Kokaly <i>et al.</i> (2017).....	41
Tabela 6 – Fases minerais de amostras de rochas metamáficas e metaintermediárias do alvo M02 identificadas no <i>Spectragryph 1.2</i> e <i>TSG 8</i> . Os padrões espectrais são de Kokaly <i>et al.</i> (2017).....	44
Tabela 7 – Fases minerais de amostras de rochas metamáficas e metaintermediárias do alvo M03 identificadas no <i>Spectragryph 1.2</i> e <i>TSG 8</i> . Os padrões espectrais são de Kokaly <i>et al.</i> (2017).....	45
Tabela 8 – Fases minerais de amostras de rochas máficas e metaintermediárias do alvo M04 identificadas no <i>Spectragryph 1.2</i> e <i>TSG 8</i> . Os padrões espectrais são de Kokaly <i>et al.</i> (2017).....	47
Tabela 9 – Fases minerais de amostras de rochas metamáficas e metaintermediárias do alvo M05 identificadas no <i>Spectragryph 1.2</i> e <i>TSG 8</i> . Os padrões espectrais são de Kokaly <i>et al.</i> (2017).....	48
Tabela 10 – Fases minerais de amostras das rochas plutônicas do alvo M01 identificadas no <i>Spectragryph 1.2</i> e <i>TSG 8</i> . Os padrões espectrais são de Kokaly <i>et al.</i> (2017).....	51
Tabela 11 – Fases minerais de amostras de rochas plutônicas do alvo M02 identificadas no <i>Spectragryph 1.2</i> e <i>TSG 8</i> . Os padrões espectrais são de Kokaly <i>et al.</i> (2017).....	54
Tabela 12 – Fases minerais de amostras de rochas plutônicas do alvo M03 identificadas no <i>Spectragryph 1.2</i> e <i>TSG 8</i> . Os padrões espectrais são de Kokaly <i>et al.</i> (2017).....	58
Tabela 13 – Fases minerais de amostras de rochas plutônicas do alvo M04 identificadas no <i>Spectragryph 1.2</i> e <i>TSG 8</i> . Os padrões espectrais são de Kokaly <i>et al.</i> (2017).....	60

Tabela 14 – Fases minerais de amostras de rochas plutônicas do alvo M05 identificadas no <i>Spectragryph 1.2</i> e <i>TSG 8</i> . Os padrões espectrais são de Kokaly <i>et al.</i> (2017).....	62
Tabela 15 – Fases minerais de amostras de riolitos do alvo M01 identificadas no <i>Spectragryph 1.2</i> e <i>TSG 8</i> . Os padrões espectrais são de Kokaly <i>et al.</i> (2017).....	64
Tabela 16 – Fases minerais de amostras de riodacito do alvo M02 identificadas no <i>Spectragryph 1.2</i> e <i>TSG 8</i> . Os padrões espectrais são de Kokaly <i>et al.</i> (2017).....	67
Tabela 17 – Fases minerais de amostras de riodacito do alvo M04 identificadas no <i>Spectragryph 1.2</i> e <i>TSG 8</i> . Os padrões espectrais são de Kokaly <i>et al.</i> (2017).....	68
Tabela 18 – Fases minerais de amostras de dacitos do alvo M01 identificadas no <i>Spectragryph 1.2</i> e <i>TSG 8</i> . Os padrões espectrais são de Kokaly <i>et al.</i> (2017).....	70
Tabela 19 - Fases minerais de amostras de dacitos do alvo M01 identificadas no <i>Spectragryph 1.2</i> e <i>TSG 8</i> . Os padrões espectrais são de Kokaly <i>et al.</i> (2017).....	73

SUMÁRIO

DEDICATÓRIA	iv
AGRADECIMENTOS	v
RESUMO	vi
ABSTRACT	viii
LISTA DE ILUSTRAÇÕES	x
LISTA DE TABELAS	xv
1 INTRODUÇÃO	1
2 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO	3
3 JUSTIFICATIVA	4
4 OBJETIVOS	6
4.1 OBJETIVOS GERAIS.....	6
4.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS.....	6
5 PRINCÍPIOS E APLICAÇÃO DA ESPECTROSCOPIA VNIR–SWIR	7
5.1 ESPECTROSCOPIA VNIR–SWIR.....	7
5.2 BIBLIOTECA ESPECTRAL E <i>SOFTWARES</i>	9
5.3 APLICABILIDADE.....	10
6 CONTEXTO GEOTECTÔNICO	12
7 GEOLOGIA REGIONAL	13
7.1 UNIDADES GEOLÓGICAS DO DOMÍNIO BACAJÁ DE ACORDO COM SUA ASSOCIAÇÃO TECTÔNICA.....	14
7.1.1 Fragmentos arqueanos e siderianos retrabalhados durante o Riáciano	14
7.1.1.1 Associação granulítica arqueana-paleoproterozoica.....	15
7.1.1.2 Associação granito-gnáissico-migmatítica arqueana e paleoproterozoica.....	15
7.1.1.3 <i>Greenstone belts</i> arqueano e paleoproterozoicos.....	16
7.1.2 Orógenos riácianos formados durante o Ciclo Transamazônico	17

7.1.2.1 Magmatismo orogênico pré-colisional	17
7.1.2.2 Magmatismo orogênico sin a tardi-colisional	19
7.1.2.3 Magmatismo orogênico tardi a pós-colisional.....	19
7.1.3 Suíte pós-orogênica do Domínio Bacajá	20
8 MATERIAIS E MÉTODOS	21
8.1 PESQUISA BIBLIOGRÁFICA	21
8.2 ESTUDOS LABORATORIAIS	21
9 RESULTADOS	23
9.1 BANCO DE DADOS E PROCESSAMENTO	23
9.1.1 Alvo M01	23
9.1.2 Alvo M02	26
9.1.3 Alvo M03	27
9.1.4 Alvo M04	28
9.1.5 Alvo M05	30
9.2 INTERPRETAÇÃO DOS ESPECTROS DE ACORDO COM LITOLOGIA	31
9.2.1 Metamórficas	31
9.2.1.1 Granodiorito milonítico	31
9.2.1.1.1 Alvo M01	31
9.2.1.1.2 Alvo M03	34
9.2.1.1.3 Alvo M04	38
9.2.1.1.4 Alvo M05	39
9.2.1.2 Metamáficas e metaintermediárias	41
9.2.1.2.1 Alvo M01	41
9.2.1.2.2 Alvo M02	44
9.2.1.2.3 Alvo M03	45
9.2.1.2.4 Alvo M04	47
9.2.1.2.5 Alvo M05	48

9.2.2 Conjunto de rochas vulcânicas e plutônicas isotrópicas	50
9.2.2.1 Plutônicas	50
9.2.2.1.1 Alvo M01	50
9.2.2.1.2 Alvo M02	53
9.2.2.1.3 Alvo M03	58
9.2.2.1.4 Alvo M04	60
9.2.2.1.5 Alvo M05	61
9.2.2.3 Vulcânicas	63
9.2.2.3.1 Riolito	64
9.2.2.3.2 Riodacito.....	66
9.2.2.3.2.1 Alvo M02.....	66
9.2.2.3.2.2 Alvo M04.....	68
9.2.2.3.3 Dacito	69
9.2.2.3.3.1 Alvo M01.....	70
9.2.2.3.3.2 Alvo M05.....	72
10 DISCUSSÕES	75
10.1 ALTERAÇÕES HIDROTERMAIS E A RELAÇÃO COM A ESPECTROSCOPIA VNIR–SWIR	75
10.1.1 Metamórficas	75
10.1.1.1 Granodiorito milonítico	75
10.1.1.2 Metamáficas e metaintermediárias	77
10.1.2 Rochas vulcânicas e plutônicas isotrópicas	78
10.1.2.1 Plutônicas	78
10.1.2.2 Vulcânicas	80
10.1.2.2.1 Riolito	80
10.1.2.2.2 Riodacito.....	80
10.1.2.2.3 Dacito	81

<i>10.1.2.2.4 Configuração dos litotipos vulcânico, alterações e teor de Au.....</i>	81
10.2 SOFTWARES UTILIZADOS E BASE DE DADOS: VANTAGENS E DESVANTAGENS	82
10.3 IMPLICAÇÕES METALOGENÉTICAS.....	84
11 CONCLUSÕES.....	88
REFERÊNCIAS.....	90

1 INTRODUÇÃO

O depósito aurífero Volta Grande está localizado na região centro-leste do estado do Pará, denominada “Volta Grande do rio Xingu”. A descoberta do ouro nessa área ocorreu em 1920, ao passo que a garimpagem foi iniciada por volta de 1940. Contudo, somente a partir de 1970 foram iniciados estudos prospectivos e exploratórios sistemáticos por parte de empresas de mineração. Localizado na região sudeste do Cráton Amazônico, representa o futuro da mineração de ouro no norte do Brasil, onde estudos de viabilidade econômica indicam 6,0 Moz de recursos medidos a 1,02 g/t de Au, permitindo uma vida útil de até 17 anos de exploração (Chubb *et al.* 2015, Souza *et al.* 2021). A empresa *Belo Sun Mining Corp.* assumiu em 2003 o Projeto Volta Grande, responsável pelo estudo que abrange 160.000 hectares na região, divididos entre os blocos denominados norte e sul (Fig. 1).

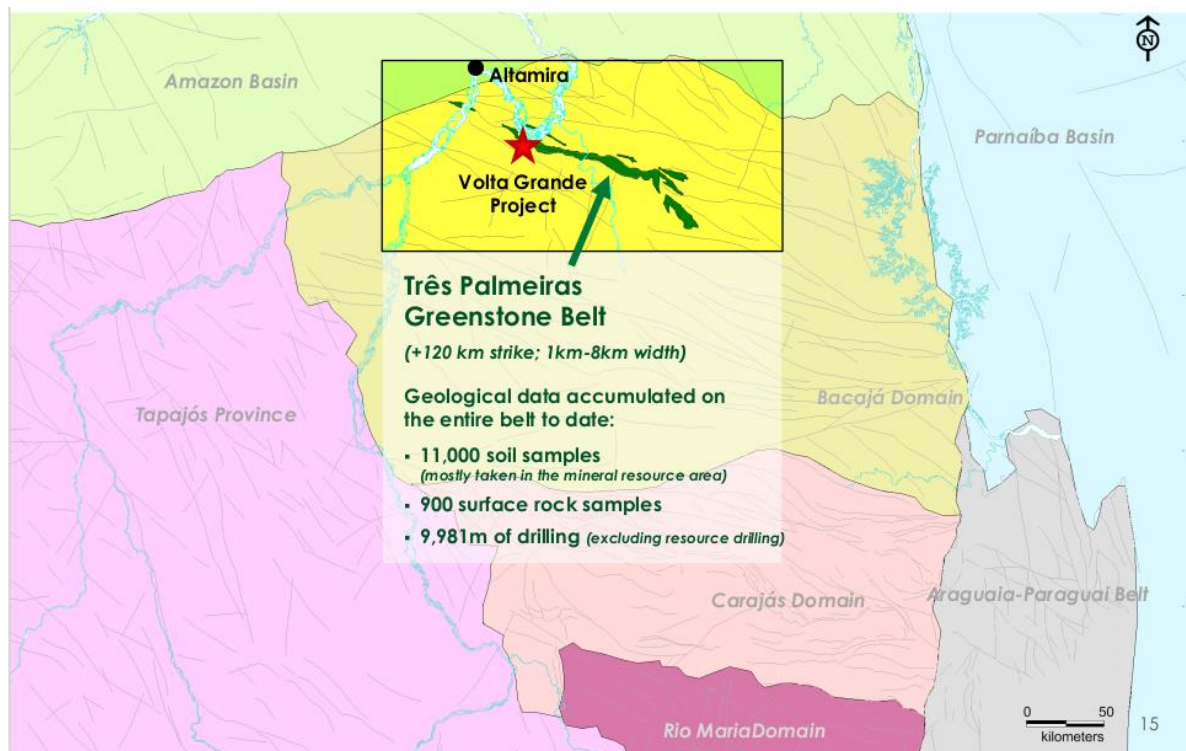


Figura 1- Mapa esquemático da localização do depósito aurífero Volta Grande em relação aos domínios Bacajá, Carajás, Rio Maria, Província Mineral do Tapajós e Faixa Araguaia (Belo Sun 2021), modificado de Vasquez *et al.* (2008).

De acordo com Klein *et al.* (2014), as características do depósito Volta Grande, como o seu forte controle estrutural, associação com terrenos metamórficos, mineralogia e alteração hidrotermal apontam para a classe de depósito orogênico (*lode-type*), apesar de ainda não haverem estudos que versem sobre a integração de dados e gênese dos depósitos auríferos no Domínio Bacajá.

Contudo, recentemente estudos detalhados em rochas presentes no bloco exploratório norte revelaram as relações entre o minério, as hospedeiras metamórficas e uma sequência de vulcânicas e plutônicas isotrópicas (Souza 2021, Souza *et al.* 2021, Souza *et al.* 2024). Eles descrevem a superposição em vários estilos de alterações hidrotermais dos tipos propilítica, potássica, sericítica, hematítica, silícica, carbonática e argílica. Essas alterações estão geneticamente relacionadas a essas rochas vulcânicas e plutônicas que hospedam parte do minério em veios centimétricos e vênulas de quartzo e carbonato (\pm sulfetos). O autor sugere a existência de dois importantes eventos mineralizantes. Além disso, as características das alterações hidrotermais associadas à segunda fase de mineralização possibilitam sua comparação com sistemas hidrotermais sub-vulcânicos dos tipos pórfiro e epitermal de metais preciosos e de base, já identificados em rochas paleoproterozoicas de outras áreas do Cráton Amazônico (Juliani *et al.* 2005, Juliani *et al.* 2021).

Diante desse quadro, essa Dissertação de Mestrado representa a continuidade das pesquisas no depósito Volta Grande, onde se propõe a aplicação da técnica analítica de espectroscopia de infravermelho *VNIR–SWIR* (*visible-near* e *short-wave infrared*) nos litotipos com alterações hidrotermais associadas às zonas mineralizadas. Essa ferramenta auxilia com precisão no reconhecimento de fases hidrotermais de difícil identificação por métodos convencionais, bem como permite avaliar as suas variações composicionais em ambientes hipogênico ou supergênico. No geral, esses subsídios ajudam a explicar em detalhes a configuração do sistema hidrotermal ao indicarem áreas de maior ou menor temperatura, contribuindo assim para uma melhor compreensão da gênese e evolução fluidal dos depósitos minerais hidrotermais.

2 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

O Projeto Volta Grande está situado a aproximadamente 65 km a sudeste do município de Altamira, nos limites do município de Senador José Porfírio, centro-oeste do estado do Pará (Fig. 2). O deslocamento de Belém para Altamira pode ser terrestre pelas rodovias PA-150 e BR-230 e por via aérea em voos comerciais. O acesso local aos blocos exploratórios do depósito, localizado nas margens direita do rio Xingu, é realizado por estradas e vias secundárias privadas de fazendas e povoados.

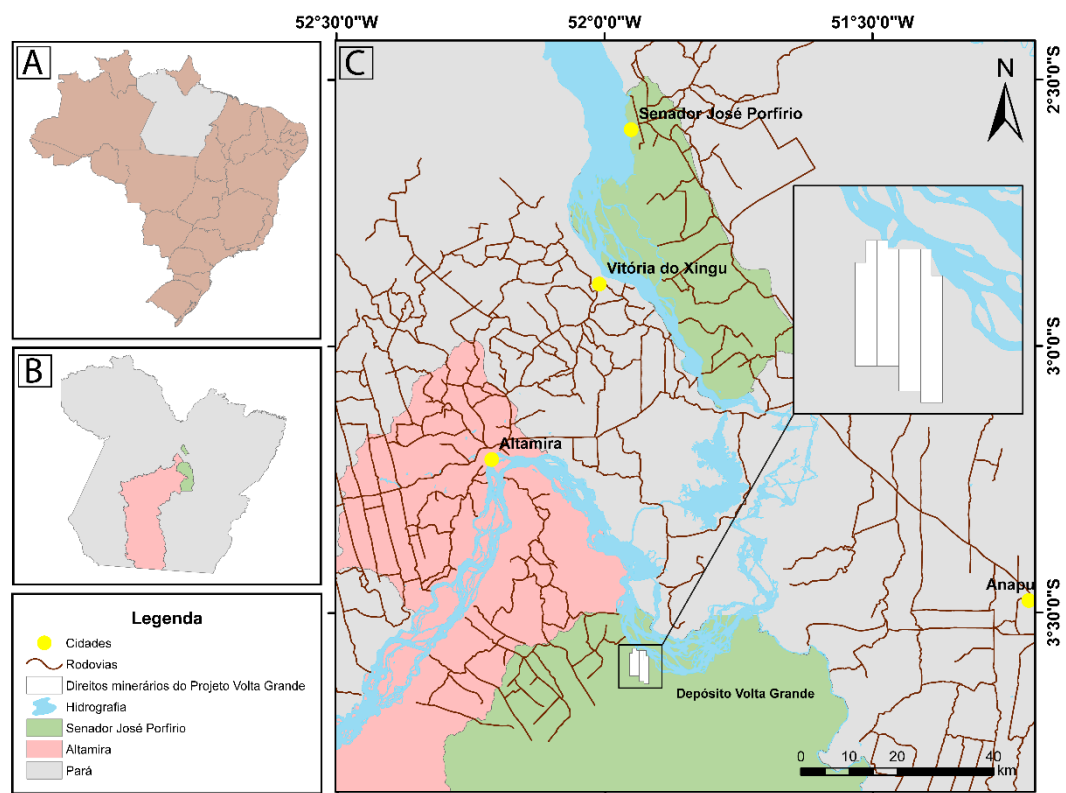


Figura 2 - Mapa esquemático de localização da área de estudo. A: Destaque para o estado do Pará; B: Destaque para os municípios de Senador José Porfírio e Altamira; C: Destaque para os processos minerários que compõem o Projeto Volta Grande.

3 JUSTIFICATIVA

O Cráton Amazônico como um todo representa um importante terreno para pesquisas metalogenéticas no Brasil. Nele são explorados depósitos de classe mundial de Fe, Cu, Ni, Au e metais de base, o que reafirma ainda mais a sua relevância. Os estudos geológicos de detalhe nessa megaunidade tectônica são historicamente concentrados na Província Mineral de Carajás, mas em escala insuficiente nas outras regiões para permitir o norteamento de vários trabalhos de exploração mineral. Contudo, eles vêm crescendo progressivamente e nos últimos anos diversos pesquisadores afirmam que o Cráton Amazônico tem um potencial mineral relevante para depósitos de metais de base e preciosos do tipo pórfiro e epitermal associados a unidades magmáticas do Proterozoico (Bettencourt *et al.* 2016, Juliani *et al.* 2021).

De acordo com estudos prévios, o contexto geológico do depósito Volta Grande é representado por rochas do Domínio Bacajá, que tem sua evolução associada à Província Transamazonas (Santos 2003). Segundo Agnerian (2005), a mineralização aurífera nesse depósito se desenvolveu preferencialmente em zonas de cisalhamento que seccionam o Granodiorito Oca, próximo ao contato com as rochas metavulcanossedimentares da Sequência Três Palmeiras. No depósito foi observada alteração hidrotermal relacionada com a mineralização, onde o ouro se encontra em microfraturas ou associado a concentrações de sulfetos (Klein *et al.* 2014).

Historicamente o depósito aurífero Volta Grande foi caracterizado geneticamente como do tipo ouro orogênico (*lode-type*) (Agnerian 2005, Vasquez & Rosa-Costa 2008, Klein *et al.* 2014). No entanto, pesquisas recentes mais direcionadas a região documentam a presença de uma sequência de rochas vulcânicas e plutônicas tardias, com textura isotrópica e composição intermediária a félsica. Essas rochas mais jovens hospedam ouro disseminado em diversos tipos e estilos de alterações hidrotermais, bem como em vênulas e veios de quartzo e carbonato (\pm sulfetos), que se assemelham com sistema mineralizante do tipo epitermal (Souza 2021, Souza *et al.* 2021), já descrito em outras partes do Cráton Amazônico (Juliani *et al.* 2005, Tokashiki *et al.* 2015, Cruz *et al.* 2016, Juliani *et al.* 2021).

Nessa perspectiva, Souza (2021) demonstrou que há dois importantes eventos mineralizantes no depósito Volta Grande, o primeiro é dado pelas rochas metamórficas profundas (ouro do tipo orogênico) e o segundo pelas rochas isotrópicas. Nas rochas metamórficas associadas a Sequência Três Palmeiras, as alterações hidrotermais são potássica seletiva, propilítica pervasiva, argílica intermediária com intensidade intermediária e avançada, silicificação, que assim como na argílica ocorre em estilo fissural, e alteração carbonática

usualmente pervasiva ou controlada por foliação milonítica. Já o conjunto de rochas vulcânicas e plutônicas revela alterações hidrotermais dos tipos potássica, propilítica e argílica intermediária com intensidade moderada a alta em estilos seletivo, fissural ou pervasivo.

Assim, esta dissertação objetivou a identificação de minerais com a técnica analítica de espectroscopia de infravermelho *VNIR–SWIR* (*visible-near* e *short-wave infrared*) nas rochas hidrotermalizadas presentes no bloco norte do depósito aurífero Volta Grande, fornecendo assim novas informações para a compreensão da gênese do depósito.

A técnica de espectroscopia *VNIR–SWIR* consiste em caracterizar a interação e relação entre matéria e radiação eletromagnética que observa principalmente o processo vibracional de ligações moleculares de AlOH, água, íons e outras moléculas da estrutura mineral (Hunt 1970). O resultado das análises são informações que se relacionam com o comprimento de onda obtido na leitura, gerando assim curvas espectrais com tipo, intensidade e formas distintas que permitem identificar as variações na composição e estado de cristalinidade dos minerais. Uma das principais vantagens em se utilizar espectroscopia *VNIR–SWIR* é a facilidade e praticidade que o método impõe. As amostras a serem analisadas não são cominuídas, sendo aplicadas em rochas secas, o que geram um rápido resultado. Esse método é importante para pesquisas acadêmicas e para a exploração mineral (Clark *et al.* 1990). As variações composicionais podem identificar áreas com maior ou menor temperatura dentro de ocorrência mineral, assim como auxiliar em uma rápida diferenciação de zonas que apresentam alteração hidrotermal daquelas que são afetadas por intemperismo químico. Sua aplicação foi efetiva nas unidades vulcano-plutônicas que ocorrem na região de São Félix do Xingu (Cruz *et al.* 2015).

4 OBJETIVOS

4.1 OBJETIVOS GERAIS

Identificar e definir minerais presentes nos litotipos hidrotermalizados que ocorrem no bloco exploratório norte do depósito Volta Grande, a fim de contribuir com novos dados para gênese do depósito.

4.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Identificar os minerais dos litotipos hidrotermalizados do bloco norte do depósito Volta Grande que apresentem variações composicionais detectáveis com a espectroscopia *VNIR-SWIR*;
- Caracterizar detalhadamente as assinaturas espectrais dos minerais identificados, assim como estabelecer sua relação com as alterações hidrotermais e contribuir com a discussão sobre a cronologia e condições de formação delas e sua relação com as zonas mineralizadas;
- Obter novos dados que contribuam para o entendimento da gênese do depósito Volta Grande, especialmente em relação ao evento mineralizante que foi recentemente caracterizado associado ao conjunto de rochas isotrópicas vulcânicas e plutônicas.

5 PRINCÍPIOS E APLICAÇÃO DA ESPECTROSCOPIA VNIR–SWIR

A espectroscopia consiste em um estudo baseado em espectro eletromagnético que pode ser absorvido, transmitido ou refletido em qualquer tipo de superfície. Neste contexto, existe uma gama de técnicas que possibilitam esta aplicação, fazendo uso de diferentes radiações com distintas formas de interação, o que permite obter uma variedade de informações sobre a composição atômica, iônica ou mineral das superfícies em estudo (Badura & Dabski 2022).

5.1 ESPECTROSCOPIA VNIR–SWIR

As pesquisas que envolvem espectroscopia por absorção ou reflectância no espectro eletromagnético ocorrem na geologia desde 1970, aplicadas para minerais, solos e rochas. Estes trabalhos tinham foco a faixa espectral do visível VIS (380–780 nm) e infravermelho próximo NIR (750–1400 nm), onde juntos formam a região do VNIR (Hunt 1970, 1977, Hunt & Salisbury 1971, Hunt *et al.* 1971a,b, 1972, 1973). Clark *et al.* (1990) viu a necessidade de também focar na região do infravermelho de ondas curtas. Assim, delimitou uma nova faixa espectral (400–2500 nm), implementando dessa forma o VNIR e SWIR em conjunto (Fig. 3). Essa região contempla as características espectrais de minerais que contém hidroxila, de sulfatos e carbonatos. Onde a ciência se baseia nas propriedades espectrais dos materiais, onde átomos e moléculas absorvem energia e há correspondência da radiação eletromagnética com a matéria e que faz gerar uma série de fenômenos ópticos e físicos observáveis, tais como absorção, transmissão e reflexão (Hunt 1977, Goetz *et al.* 1985).

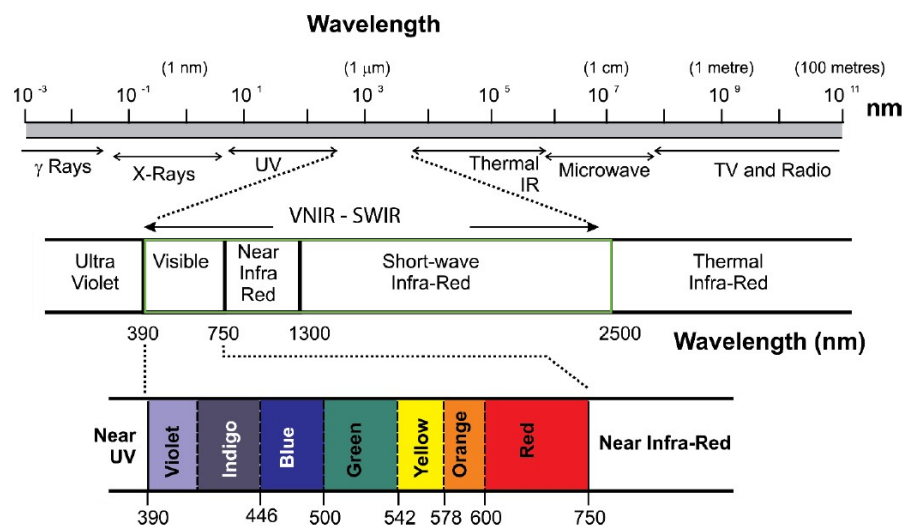


Figura 3 – Ilustração do espectro eletromagnético mostrando as faixas mais significativas para aplicações de espectroscopia na caracterização mineral – o visível e infravermelho próximo (VNIR) e o infravermelho de ondas curtas (SWIR) (Assiri 2016).

A absorção no comprimento de onda espectral compreende processos eletrônicos e vibracionais. Na região do visível é o processo eletrônico que controla a natureza das trocas de absorção em minerais que envolvem camadas de elétrons parcialmente preenchidas (efeito de campo cristalino), essencialmente nos elementos de transição Fe, Co, Cu e Cr. Ocorre também transferência de carga (transições eletrônicas entre elementos), transições de banda de condução (transferência de elétrons sobre níveis de energia espacialmente próximos) e fenômeno do centro de cores (níveis de energia induzidos por defeito de rede). Estes fenômenos ocorrem em função da liberação de energia quando um elétron muda os níveis de energia em um átomo (Hauff 2008).

Os processos vibracionais estão relacionados a absorção na região *SWIR* e ocorrem em função da composição do mineral, gerando uma manifestação de absorção de energia dentro da rede cristalina a partir de transições de estado vibracional (ocasionando agitação nas redes cristalinas). Como esses estados vibracionais correspondem a níveis de energia distintos, as características de absorção ocorrem em posições de comprimento de onda bem definidas. Os níveis de energia que definem esses comprimentos de onda são em função do tamanho dos raios iônicos dos cátions ligados a diferentes moléculas. As ligações vibrarão em diferentes comprimentos de onda em função do comprimento da ligação. Do modo que os comprimentos de ligação entre um átomo e uma molécula específicos serão compatíveis, tornando-se possível prever composições e mudanças na composição dos minerais que estão sendo analisados pelos comprimentos de onda e pelas mudanças deles. Geralmente os processos vibracionais são resultados da ocorrência de íons hidroxila (OH^-), carbonato (CO_3^{2-}), água (H_2O), amônia (NH_4) e outros compostos e minerais relevantes (Hunt 1977).

As transições entre níveis de energia e diferenças de composição são manifestadas por características de absorção em comprimentos de onda definidos. Elas ocorrem dentro de um espectro de refletância, com posições de comprimento de onda e perfis distintos que podem ser usados para identificar fases minerais e compostos orgânicos (Fig. 4). Cada mineral possui uma assinatura espectral distinta, composta por diversas características de absorção que é função da composição, cristalinidade, concentração, teor de água e parâmetros ambientais. Desta forma, na identificação mineral a assinatura espectral é comparada com referências bem caracterizadas, o que garante a validação do dado. Isto pode ser feito manualmente, usando tabelas de comprimento de onda e sobrepondo referências ao desconhecido, ou pode ser feito usando algoritmos computacionais que comparam os resultados com bibliotecas espectrais (Hauff 2008).

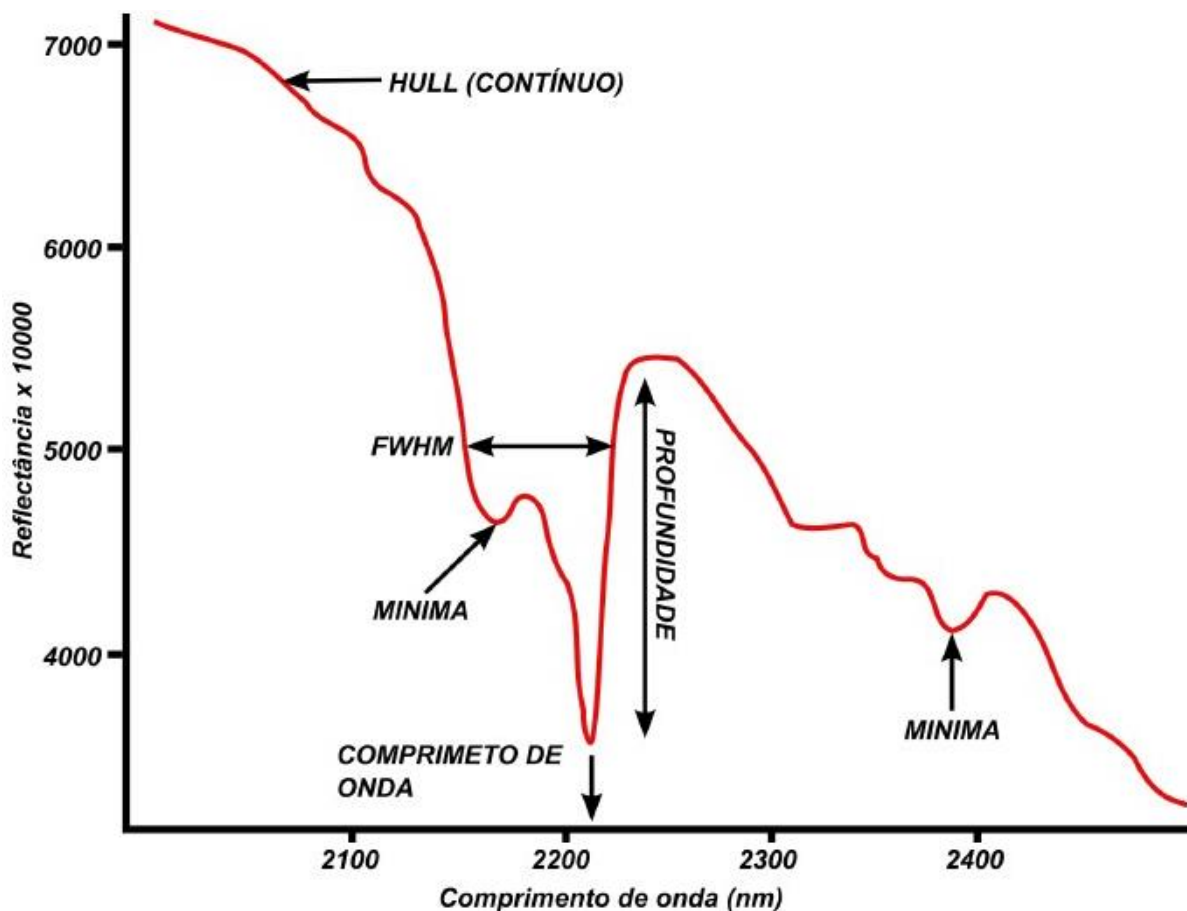


Figura 4 – Exemplo de um espectro de absorção hipotética (Hauff 2008). As unidades para o eixo horizontal estão em nanômetros, ao passo que o vertical em percentual de refletância (relativa ou absoluta). A curva de absorção mostra uma *doublet*, com dois *minima*, que são os menores pontos do espectro. Cada *minima* tem o seu comprimento de onda diagnóstico, que é em função da composição química do material. *FWHM* (*Full Width at Half Maximum*) é o parâmetro chamado de largura a 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 2001). É usado para determinação de simetrias que estão relacionadas a cristalinidade dos minerais hidrotermais.

5.2 BIBLIOTECA ESPECTRAL E *SOFTWARES*

Atualmente, milhares de curvas de refletância espectral são agrupadas em bibliotecas espectrais que facilitam as observações laboratoriais, de campo e sensoriamento remoto para identificação e mapeamento de solo, minerais, plantas, etc. Para o reconhecimento de minerais ou rochas, diversas bases de dados de referência foram criadas em bibliotecas espectrais minerais (Badura & Dabski 2022). A biblioteca espectral consiste em uma base de dados com informações espectrais de minerais, rochas, solo, plantas, entre outras superfícies de interesse observáveis por meio da espectroscopia de infravermelho. Desta forma, a superfície desejada é submetida às análises em instrumentos remotos de detecção multiespectral e hiperespectral, gerando assim uma coleção de resultados espectrais padrões que quando aplicados em *softwares*

específicos podem correlacioná-los com os dados de espectros padrões, permitindo assim a identificação dos minerais presentes nos espectros.

Uma das mais importantes bibliotecas espectrais para geociências no presente é a sétima versão publicada pelo Serviço Geológico dos Estados Unidos (*USGS*). Ela contém uma gama de análises de amostras laboratoriais específicas de minerais, plantas, compostos químicos e materiais artificiais medidos com espectrômetros de laboratório, de campo e aerotransportados, utilizando instrumentos com cobertura de comprimentos de onda desde o ultravioleta até o infravermelho distante (Kokaly *et al.* 2017). Essa biblioteca pode ser utilizada em *softwares* para a identificação mineral em materiais de interesse. Um deles é o *Spectragryph 1.2*, um *software* de espectroscopia óptica para dados de *UV-VIS*, *NIR*, *FTIR*, *Raman*, fluorescência, *LIBS* ou *DRX*. É uma importante ferramenta para utilização no meio acadêmico por ter uma versão gratuita, embora limitada na função de reconhecimento mineral. O outro é o *The Spectral Geologist 8 (TSG)*, um *software* específico de análise espectral nos comprimentos de onda *VNIR-SWIR* padrão da indústria mineral, representando uma das principais ferramentas desenvolvidas para Geociências, unindo os dados espectrais analisados às imagens dos testemunhos de sondagem e informações geoquímicas e geológicas.

5.3 APLICABILIDADE

Os instrumentos para medição espectral são referidos como espectrômetros, espectrofotômetros, espectrógrafos ou analisadores espectrais e são amplamente utilizados em muitas áreas do conhecimento, geralmente em associação com sensoriamento remoto (por exemplo, sensores montados em satélites ou aviões). As informações espectroscópicas incluem mapeamento de rochas e afloramentos minerais, avaliação do grau de intemperismo das rochas, estudos de solo, análise de minerais, proteção do ambiente natural, análises de depósitos geotérmicos e estudos de meteoritos (Badura & Dąbski 2022).

A espectroscopia *VNIR-SWIR* ainda hoje é considerada uma tecnologia inovadora, principalmente na exploração mineral, pois contribui de forma rápida para a descoberta de recursos minerais. Deste modo, seu uso ocasionou grandes mudanças na forma como a exploração é feita e como os exploradores pensam, pois possibilita a geração de informações de forma instantânea sobre os minerais presentes nas rochas. Assim, a espectroscopia de refletância portátil gerou grande impacto na indústria de exploração porque mudou a maneira como os geólogos e pesquisadores em geral pensam sobre rochas e variados materiais, bem

como sobre os diferentes sistemas de alteração e relações entre os minerais associados, abrindo novas perspectivas nas atividades de campo (Hauff 2008).

Para caracterização de depósitos minerais uma importante particularidade da espectroscopia é de diferenciar aqueles hidrotermalmente alterados dos intempéricos, já que alterações hidrotermais geralmente apresentam sulfetos e óxidos de ferro e titânio que produzem assinaturas características ao longo do espectro visível e infravermelho próximo (*VNIR*), que são consequências de processos eletrônicos envolvendo o Fe. Já os minerais que apresentam OH^- , CO_3 , H_2O , NH_4 e outros compostos de minerais relevantes são apresentados na região espectral do *SWIR*, envolvendo processos vibracionais na primeira absorção fundamental do íon OH^- (~ 1400 nm), da mesma forma que o modo de vibração da molécula H-O-H produz uma absorção fundamental próxima a 1900 nm. A ocorrência da absorção de 1400 nm é indicativa de hidroxila, enquanto a presença de ambas as absorções aponta para água molecular, com ou sem outros grupos de OH^- . Cada molécula apresenta bandas de absorções características que auxiliam na caracterização dos minerais (Hunt & Salisbury 1970, Hunt & Ashley 1979).

Além da identificação do mineral é possível observar o seu grau de cristalinidade. As variações nessa característica representam feições diagnósticas (picos de absorção), onde usualmente um aumento de cristalinidade implica em picos mais nítidos nos espectros. Este processo é semelhante ao que ocorre na difração de raios X, pois há feições determinantes que podem descrever diferentes fases de um mesmo mineral (Hauff 2008, Pontual *et al.* 2008).

6 CONTEXTO GEOTECTÔNICO

O depósito Volta Grande ocorre no Cráton Amazônico, um dos principais terrenos pré-cambrianos da Plataforma Sul-Americana (Santos 2003). Ele é interpretado como uma grande placa litosférica continental, formada pela colagem do bloco arqueano com terrenos do Proterozoico por cinturões orogênicos, se tornando estável durante o Neoproterozoico (Almeida *et al.* 1981, Schobbenhaus & Brito-Neves 2003).

As pesquisas sobre a evolução do Cráton Amazônico o compartimentam seguindo dados estruturais e principalmente geocronológicos. Estas considerações tiveram início com Cordani *et al.* (1979), que utilizou análises de K-Ar e Rb-Sr, concluindo assim, uma compartimentação para o cráton seguindo a concepção de províncias geocronológicas, as quais acresceram em volta de um núcleo e/ou uma província mais antiga. Essas províncias vêm sendo modificadas ao longo dos anos (Teixeira *et al.* 1989, Tassinari & Macambira 1999, 2004, Santos *et al.* 2000, Santos 2003, Bartorelli *et al.* 2020).

O depósito se encontra na porção noroeste do Domínio Bacajá, parte sul da província geocronológica Maroni-Itacaiúnas (2,2–1,95 Ga), que possui como zonas limítrofes as províncias geocronológicas Amazônia Central (> 2,5 Ga) e Ventuári-Tapajós (1, 8–1,9 Ga) (Tassinari & Macambira 2004). O Domínio Bacajá tem estruturação NW–SE e WNW–ESSE, contendo rochas arqueanas (2,67–3,0 Ga) e siderianas (2,44–2,5 Ga), vulcanossedimentares (2,4 Ga), assim como granitoides diversos que invadiram a crosta continental (2,22–2,07 Ga), marcando três estágios do Ciclo Transamazônico, sendo eles: pré-colisional (2,22–2,13 Ga), sin- a tardi-colisional (2,11–2,10 Ga) e tardi- a pós-colisional (2,09–2,07 Ga) que foram responsáveis pelo alojamento de granodioritos, monzogranitos e charnockitos (Faraco *et al.* 2005, Vasquez *et al.* 2005, 2008, Macambira *et al.* 2007, 2009, 2020a).

Um modelo evolutivo alternativo foi proposto para a parte sul do Cráton Amazônico, utilizando dados geológicos, geocronológicos, geofísicos e metalogenéticos (Fernandes *et al.* 2011, Carneiro *et al.* 2019, Fernandes & Juliani 2019, Juliani *et al.* 2021). Esses autores sugerem que a tectônica da parte sul do Cráton se refere a um regime de subducção do tipo Andina (oceano–continente), com estruturação E–W. As mineralizações de Au–Cu–Mo epitermais, dos tipos pórfiro e de metais de base relacionadas a granitoides, que se desenvolveram entre 2,1 e 1,88 Ga, são pontos chaves para esse modelo evolutivo. Elas se estendem desde a Província Mineral do Tapajós até a região de São Félix do Xingu e sua distribuição espacial está relacionada com a diminuição do ângulo da placa subductada (*flat subduction*) (Sacks 1983).

7 GEOLOGIA REGIONAL

No sudeste do Pará, entre os limites do Cráton Amazônico e dos domínios Irixi-Xingu e Carajás, se encontra o Domínio Bacajá (Fig. 5), que corresponde à parte sul da Província Maroni-Itacaíunas (Macambira *et al.* 2009) e à Subprovíncia Bacajá da Província Transamazonas (Santos 2003). Esse domínio é composto por associações de granulitos e charnokitos, sequências de rochas supracrustais (*greenstone belt*), gnaisses, migmatitos e granitoides (Klein *et al.* 2014).

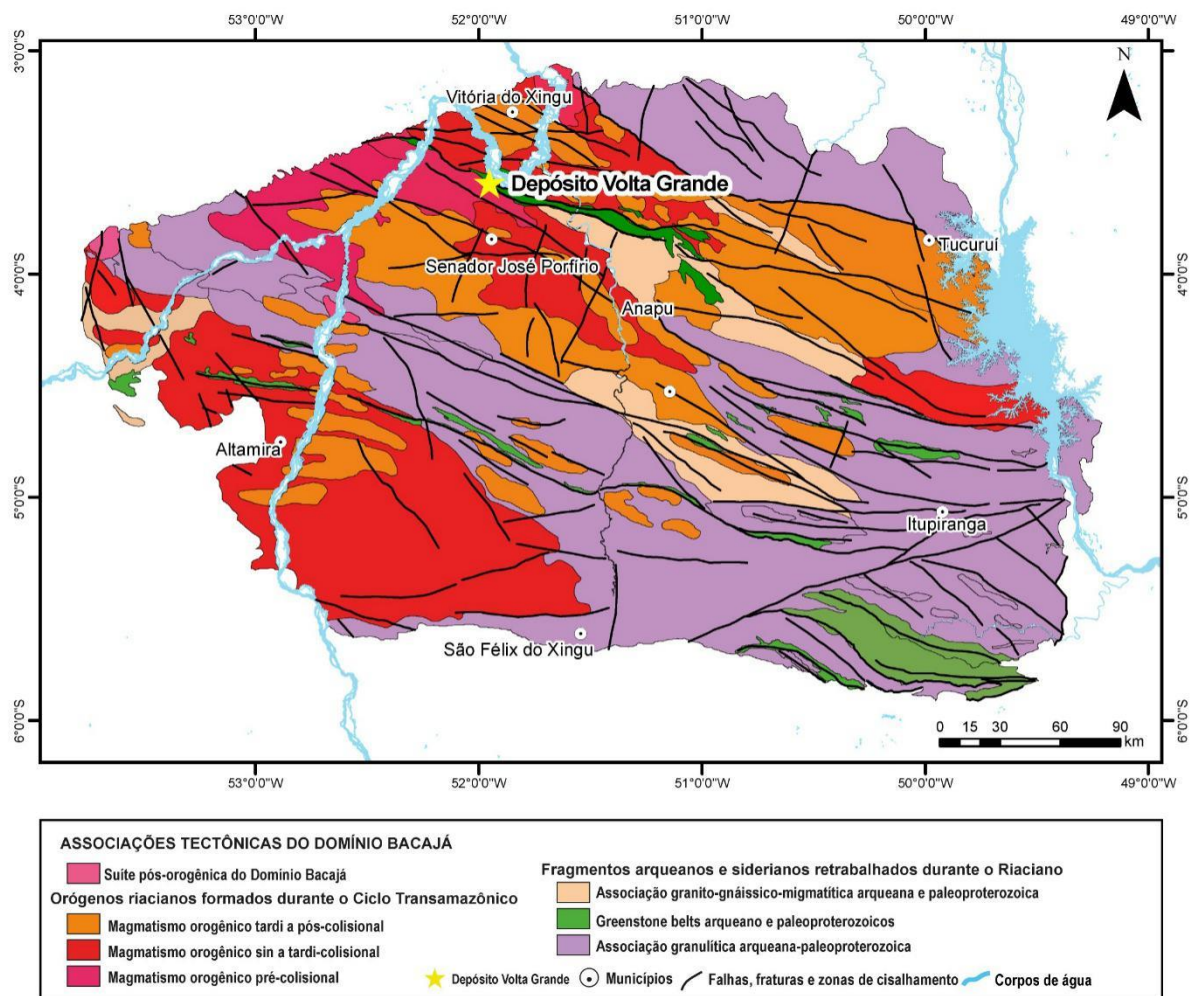


Figura 5 – Mapa geológico das associações tectônicas do Domínio Bacajá (modificado de Vasquez & Rosa-Costa 2008).

De acordo com Cordani *et al.* (1984), as rochas presentes no Domínio Bacajá seriam resultado do retrabalhamento de crosta arqueana durante o evento Transamazônico. Entretanto, Santos *et al.* (1988) propuseram que além de retrabalhamento de rochas do embasamento também houve formação de crosta durante o evento. O que foi reafirmado por diversos

pesquisadores na crosta arqueana de Carajás em 3,0 Ga, bem como sucessivos episódios de acreção no intervalo 2,7–2,2 Ga (Santos *et al.* 2004, Vasquez *et al.* 2008, Macambira *et al.* 2009).

Desta forma, o embasamento do Domínio Bacajá é composto por cinturões de rochas para- e ortoderivadas de alto grau metamórfico (gnaisses, migmatitos e granulitos) e rochas metavulcanossedimentares de baixo a médio grau (*greenstone belt*). Essas rochas têm protólitos de idades mesoarqueanas, neoarqueanas e siderianas que foram metamorfisadas durante a colisão dos crátons Amazônico e Oeste Africano (2,1–2,07 Ga). O Domínio ainda compreende granitoides (2,21–2,15 Ga) que estão relacionados a arcos magmáticos riacianos acrescidos a uma margem continental de crosta mesoarqueana a sideriana. Eles são correlatados ao estágio pré-colisional, onde foram posicionados durante uma orogênese acrescionária do Ciclo Transamazônico (sin-orogênicos). Entretanto, entre 2,11 e 2,07 Ga foram posicionados granitos e charnockitos sin- a pós-colisionais (Vasquez 2006, Macambira *et al.* 2007, 2009, Vasquez & Rosa-Costa 2008, Vasquez *et al.* 2008).

O Domínio Bacajá pode estar relacionado a uma evolução tectônica do tipo subducção bilateral em um contexto de colisão suave, onde ao norte do *greenstone belt* Três Palmeiras um arco magmático foi formado em resposta à subducção ao norte sob o Complexo Arqueano Aruanã (Barros *et al.* 2023). Ao Sul do *greenstone belt*, a subducção para o sul teria ocorrido sob a Província arqueana de Carajás, o que resultou em outro arco magmático. Entretanto, eles afirmam que a subducção bilateral no Domínio Bacajá não evoluiu para um estágio extensional como observado em outros terrenos, o que seria possivelmente explicado pelas tensões compressivas durante a formação dos próprios arcos magmáticos.

7.1 UNIDADES GEOLÓGICAS DO DOMÍNIO BACAJÁ DE ACORDO COM SUA ASSOCIAÇÃO TECTÔNICA

7.1.1 Fragmentos arqueanos e siderianos retrabalhados durante o Riaciano

As rochas que representam esta evolução do Domínio Bacajá ocorrem na parte norte, central e sul e são constituídas pelos complexos metamórficos Aruanã, Cajazeiras, Xingu (Silva *et al.* 1974), Ortogranulito Rio Preto, Granulito Novolândia e Metatonalito Rio Bacajá (Vasquez & Rosa-Costa 2008).

7.1.1.1 Associação granulítica arqueana-paleoproterozoica

Esta associação tectônica é composta por granulitos com protólitos de fonte detríticas arqueanas e siderianas, envolvendo rochas paraderivadas representadas pelo Granulito Novolândia e Paragnaisse Ipiaçava, assim como por rochas ortoderivadas como o Granulito máfico Rio Preto e complexos Cajazeiras e Aruanã (Vasquez *et al.* 2008). O Granulito Novolândia é formado por kinzigitos, granulitos máficos, paragnaises potássicos (arcoseanos) e paragnaises quartzosos. Os ortogranulitos máficos são encraves associados ao Complexo Cajazeiras e ao Ortogranulito máfico Rio Preto (Vasquez *et al.* 2008, Vasquez & Rosa-Costa 2008).

O Paragnaisse Ipiaçava representa corpos de rochas paraderivadas de alto grau metamórfico, orientados segundo o *trend* NW–SE. São paragnaises pelíticos a psamíticos, frequentemente migmatizados, com lentes de silimanita quartzitos e granulitos máficos, sendo encontrados associados aos Granulitos ortoderivados do Complexo Cajazeiras e do Ortogranulito máfico Rio Preto (Vasquez & Rosa-Costa 2008).

O Ortogranulito Rio Preto tem *trend* preferencial WNW–ESE, que formam fortes anomalias aeromagnetométricas, encravadas no Complexo Cajazeiras. Envolve rochas máficas maciças e ocasionalmente ocorrem granulitos máficos migmatizados (Jorge-João & Silva-Neto 1994, Vasquez & Rosa-Costa 2008). A provável idade Pb-Pb em zircão (*TIMS*) de formação do protólito ígneo é de 2628 ± 3 Ma, e a de anatexia é 2072 ± 3 Ma (Vasquez *et al.* 2008).

O Complexo Cajazeiras é composto por granulitos de composição tonalítica, além de milonitos, que afloram entre as bacias dos rios Bacajá e Tocantins, com idade de metamorfismo de 2074 ± 8 Ma (Oliveira *et al.* 1994, Faraco *et al.* 1996 a,b, 2005, Ricci 2006, Macambira *et al.* 2007). Vasquez *et al.* (2008) obtiveram como idade mínima de cristalização do protólito de 2606 ± 4 Ma.

7.1.1.2 Associação granito-gnáissico-migmatítica arqueana e paleoproterozoica

É uma associação granito-gnáissico-migmatítica com rochas arqueanas e paleoproterozoicas, representada pelos ortognaisses Pacajá, Uruará e Metatonalito Rio Bacajá, metamorfisados na fácies anfíbolito (Vasquez *et al.* 2008). O Ortognaisse Pacajá reúne corpos restritos de ortognaisses e migmatitos com metamorfismo em fácies anfíbolito, justapostas por granulitos do embasamento, com possível idade de metamorfismo de 2195 ± 3 Ma (Vasquez *et al.* 2008, Vasquez & Rosa-Costa 2008).

O Ortognaisse Uruará é composto por metonalitos e metagranodioritos com hornblenda e biotita, subordinados metamonzogranitos e metaquartzo dioritos. O magmatismo cálcio-alcalino que gerou os protólitos marcam um intervalo de idade de 2,5–2,44 Ga (Santos 2003, Vasquez *et al.* 2005, 2008, Vasquez & Rosa-Costa 2008). Por sua vez, o Metatonalito Rio Bacajá contém granitoides bandados que ocorrem a sul do Grupo Três Palmeiras e seguem direção preferencial NW–SE (Vasquez & Rosa-Costa 2008). Análises de zircão (*TIMS*) de metatonalito (Vasquez *et al.* 2008) sugerem idade de 2332 ±5 Ma.

7.1.1.3 *Greenstone belts* arqueano e paleoproterozoicos

Os *greenstone belts* arqueano-paleoproterozoicos retrabalhados durante o Riáciano contemplam as sequências metavulcanossedimentares, representados pela Sequência Três Palmeiras, o Grupo Vila União e a Sequência de Rochas Supracrustais. A Sequência Três Palmeiras revela um conjunto de rochas metavulcanossedimentares que sustentam a serra homônima, orientada segundo WNW–ESE, com uma inflexão segundo NW–SE na porção oriental (Vasquez & Rosa-Costa 2008).

Silva *et al.* (1974) foi o primeiro a observar a Sequência Três Palmeiras ao avistar metassedimentos nas proximidades do rio Xingu, denominado de Xisto Três Palmeiras. Em seguida Jorge João *et al.* (2001) sugeriu que este conjunto fosse denominado de Suíte Metamórfica Três Palmeiras, com divisão entre as unidades: Anfibolito Itatá que representa rochas metavulcânicas máficas e o Micaxisto Bacajá que contempla rochas metavulcanoclásticas, metavulcânicas félsicas e intermediárias, assim como metassedimentares químicas e clásticas. Vasquez *et al.* (2008) destacaram que a nomenclatura suíte metamórfica não estava de acordo para rochas de baixo grau metamórfico denominando assim a unidade como Grupo Três Palmeiras.

Conforme Cristo (2018), o Grupo Três Palmeiras apresenta três unidades geológicas principais, sendo elas: uma unidade de rochas metavulcânicas máficas com metabasaltos, xistos máficos e corpos de metagrabro; uma segunda com meta-andesitos porfiríticos, além de rochas metavulcanoclásticas; e mais uma unidade com corpos quartzo-dioríticos e granodioríticos que invadem as unidades anteriores do grupo, e representam o Granodiorito Oca. O Grupo Três Palmeiras ainda apresenta importantes e diferentes tipos de mineralização aurífera em zona de cisalhamento ao longo do contato entre um corpo granitoide e a base de uma sequência *greenstone belt*; mineralizações filonianas associadas a veios de quartzo auríferos encaixados em rochas metandesíticas com antofilita, pirita, calcopirita e arsenopirita, com zonas fortemente

sericitizadas, cloritizadas e carbonatadas; assim como a ocorrência de ouro em planos sub-paralelos (N70°W) à estruturação do Grupo Três Palmeiras (Jorge João *et al.* 2001, Vasquez & Rosa-Costa 2008, Klein *et al.* 2014).

O Grupo Vila União envolve os grupos Buritirama (DOCEGEO 1988) e Tapirapé (Oliveira *et al.* 1994), que foram subdivididos em formações que constituem duas faixas metamórficas contíguas (Vasquez & Rosa-Costa 2008). A Formação Tapirapé é interpretada como sendo a porção basal do Grupo Vila União, constituindo rochas metamórficas de direção WNW–ESSE, representada por metabasaltos (anfíbolito, plagioclásio-actinolita xisto e plagioclásio-clorita xisto) e talco xisto foliados em fácies xisto verde a anfíbolito (Oliveira 1994, Vasquez & Rosa-Costa 2008). Já a Formação Buritirama representa a porção superior do Grupo Vila União e revela quartzitos micáceos, quartzitos ferruginosos (hematíticos), mica xistos carbonatados, xistos quartzosos, rochas cálcio-silicáticas e leitos de mármore (DOCEGEO 1988). O metamorfismo é de fácies xisto verde a anfíbolito (Jorge João & Silva-Neto 1994). Segundo Vasquez & Rosa-Costa (2008) ocorrem importantes níveis de protominério de manganês intercalados nos micaxistos carbonatados da Formação Buritirama.

A Sequência de Rochas Supracrustais são metavulcanossedimentares do tipo *greenstone belt* de Faraco *et al.* (1996b), contendo corpos com *trend* preferencial WNW–ESE de quartzitos puros ou micáceos, brancos a amarelados, anisotrópicos a maciços, de baixo grau metamórfico (com clorita e/ou muscovita e/ou sericita), assim como possíveis restos metavulcanossedimentares, formadas entre o Arqueano e Paleoproterozoico (Vasquez & Rosa-Costa 2008).

7.1.2 Orógenos riacianos formados durante o Ciclo Transamazônico

Durante o Ciclo Transamazônico granitoides diversos foram introduzidos na crosta continental em um período de aproximadamente 150 milhões de anos (2,22–2,07 Ga), marcando três estágios: pré-colisional, sin- a tardi-colisional e tardi- a pós-colisional (Macambira *et al.* 2020b).

7.1.2.1 Magmatismo orogênico pré-colisional

O magmatismo orogênico pré-colisional referente ao Ciclo Transamazônico é exposto no Domínio Bacajá pelo Tonalito Brasil Novo, os granodioritos Oca e Belo Monte, o Monzogranito Piranhaquara e o Metatonalito Tapiranga. O Tonalito Brasil Novo, anteriormente

agrupado ao Granodiorito Anapu (Jorge João *et al.* 1987), é composto por tonalitos e granodioritos ricos em biotita e hornblenda, e subordinadamente monzo- e sienogranitos. Estes granitoides possuem encraves e diques rompidos de rochas máficas microgranulares (quartzo dioríticas a tonalíticas) e granulares (dioríticas e gabróicas), bem como xenólitos de ortognaisses (tonalíticos e quartzo dioríticos) (Vasquez *et al.* 2008, Vasquez & Rosa-Costa 2008). Diversos pesquisadores identificaram idades de cristalização de 2191 ± 2 Ma (Macambira *et al.* 2009); de 2209 ± 2 Ma (Vasquez *et al.* 2008); 2215 ± 2 Ma (Vasquez *et al.* 2005); e 2182 ± 6 Ma (Santos 2003).

O Granodiorito Oca foi individualizado por Jorge João *et al.* (1987) e mostra granodioritos e tonalitos porfiroclásticos e inequigranulares, além de quartzo monzodioritos inequigranulares. Apresentam textura ígnea preservada, mas também ocorrem faixas milonítica nas bordas ou recortando os plutons (Vasquez & Rosa-Costa 2008). Essas rochas ocorrem na região de Volta Grande do Xingu, onde seccionam a Sequência Três Palmeiras (Souza 2021). Vasquez (2006) obteve idade de cristalização de 2160 ± 3 Ma e dados de isótopos de Nd sugerem uma fonte juvenil com possível contaminação de crosta arqueana.

O Granodiorito Belo Monte consiste em corpos com orientação E–W e mergulho subvertical contendo granitoides leuco- a mesocráticos com tons de cinza e rosa, geralmente foliados e bandados, referentes a granodioritos e monzogranitos com biotita. Possuem xenólitos métricos de gnaisses melanocráticos, fortemente bandados, de composição tonalítica (biotita hornblenda gnaisses). Estas rochas se enquadram da definição do Granodiorito Anapu de Jorge João *et al.* (1987). Contudo, ele não se apresenta na região de Anapu e então foi adotada a denominação de Granodiorito Belo Monte (Vasquez & Rosa-Costa 2008). Estudos geocronológicos evidenciaram idade de cristalização de 2154 ± 3 Ma (Macambira *et al.* 2001).

Semelhante aos demais granitoides desta associação, figura o Monzogranito Piranhaquara (Santos *et al.* 1988). Entretanto Vasquez & Rosa-Costa (2008) individualizaram este plúton sigmoidal que intrude o Paragnaisse Ipiaçava e o Complexo Cajazeiras, apresentando *trend* regional NW–SE e rochas monzograníticas a leucograníticas. Estudos geocronológicos revelaram idade de cristalização de 2147 ± 5 Ma e dados isotópicos de Nd sugerem contribuição crustal neoarqueana (Vasquez 2006, Vasquez *et al.* 2008).

O Metatonalito Tapiranga tem metatonalito e metagranodiorito porfiroclásticos médios a finos, bem como xenólitos com alguns centímetros a poucos metros de comprimento de metavulcânicas máficas. Esse conjunto é seccionado por veios leucograníticos concordantes ou discordantes da foliação (Vasquez & Rosa-Costa 2008). Vasquez (2006) obteve duas idades por U-Pb *SHRIMP* em zircão, uma interpretada como de cristalização de 2133 ± 10 Ma e outra

de 2055 ± 6 Ma como possível migmatização no corpo. Dados de isótopos de Nd do mesmo autor sugerem fonte juvenil com tênue contribuição crustal relacionada a arco magmático.

7.1.2.2 Magmatismo orogênico sin a tardi-colisional

Os representantes dos estágios sin a tardi-colisionais do Ciclo Transamazônico no Domínio Bacajá são Complexo Bacajá, Granodiorito Babaquara e Granito Canaã. O Complexo Bacajá representa um agrupamento de enderbitos, charnoenderbitos, jotunitos e mangeritos proposto por Vasquez & Rosa-Costa (2008). Anteriormente a unidade era nominada como Granulito Bacajá (Jorge João *et al.* 2001) e Charnoquito Bacajá (Ricci & Costa 2004). Estes granitoides orogênicos são isotrópicos e apresentam textura ígnea preservada, porém, demonstram feições gnáissicas (Vasquez & Rosa-Costa 2008). Idades de cristalização dos granitoides são de $2113 \pm 35/-33$ Ma (Faraco *et al.* 2005), 2094 ± 4 e 2114 ± 3 Ma (Monteiro 2006).

O Granito Canaã é um maciço granitoide composto por monzogranitos e granodioritos, usualmente ricos em biotita, leuco- a mesocráticos orientados segundo NNW–SSE e seccionando o Ortognaisse Uruará, Paragnaisse Ipiaçava e o Granulito máfico Rio Preto (Vasquez & Rosa-Costa 2008). Já o Granodiorito Babaquara, correspondente do Granodiorito Anapu de Jorge João *et al.* (2001), revela granodiorito leucocrático inequigranular a porfiroclástico com sobreposição de foliação milonítica a trama original de direção NW–SE, além de feições rúpteis e alterações hidrotermais (Vasquez & Rosa-Costa 2008).

7.1.2.3 Magmatismo orogênico tardi a pós-colisional

O estágio tardi a pós-colisional do magmatismo orogênico no Domínio Bacajá é representado pelas suítes intrusivas Arapari e João Jorge. A Suíte Arapari contém batólitos e *stocks* orogênicos, representantes de um magmatismo charnockítico a charno-enderbítico (Vasquez & Rosa-Costa 2008). Estas rochas charnockíticas foram identificadas primeiramente por Ricci & Costa (2004), as quais foram relatadas anteriormente como granulitos pertencentes a unidades do embasamento por Oliveira *et al.* (1994) e Faraco *et al.* (2004). Vasquez *et al.* (2008) relatou uma idade de 2070 ± 3 Ma, enquanto Santos (2003) observou a idade de 2086 ± 5 Ma, segregando esta unidade do Complexo Bacajá. Vasquez (2006) ressalta, a partir de análises isotópicas de Nd, a contribuição crustal ao magmatismo que originou estas rochas.

A Suíte Intrusiva Jorge João ocorre na porção centro-norte do Domínio Bacajá, compreendendo vários batólitos e plutons graníticos que seguem o *trend* NW–SE. Mostra monzo e sienogranitos e raros granodioritos com tênue foliação magmática marcada pelo alinhamento dos cristais de feldspatos e biotita, por vezes superposta por uma foliação milonítica. Estas rochas invadem a maioria das unidades arqueanas e paleoproterozoicas do Domínio Bacajá (Vasquez & Rosa-Costa 2008). As idades U-Pb em zircão (*SHRIMP*) obtidas são 2077 ± 2 Ma (Vasquez *et al.* 2005) e 2076 ± 6 Ma (Barros *et al.* 2007).

7.1.3 Suíte pós-orogênica do Domínio Bacajá

O Granodiorito Sant'Ana representa o granitoide mais jovem do Domínio Bacajá, revelando uma idade de 1986 ± 5 Ma (Vasquez *et al.* 2005). Dados isotópicos de Nd sugerem significativa contribuição crustal neoarqueana (Vasquez 2006). A unidade é composta por granodioritos e tonalitos, com ocasionais leucomonzogranitos associados. Intrusivos nas rochas do Ortognaisse Rio Preto e do Paragnaisse Ipiaçava. Estas rochas possuem encraves e diques rompidos de composição diorítica, microgranulares e glomeroporfiríticos que sugerem feições do tipo *mingling* (Vasquez & Rosa-Costa 2008).

8 MATERIAIS E MÉTODOS

8.1 PESQUISA BIBLIOGRÁFICA

Foi baseada no levantamento teórico-conceitual de artigos científicos obtidos no Periódicos CAPES, bem como em dissertações, teses, trabalhos técnicos e documentos nos acervos das bibliotecas da UFPA que fazem referência à área de estudo e ao método de espectroscopia *VNIR–SWIR*.

8.2 ESTUDOS LABORATORIAIS

Consistiu em uma revisão das lâminas petrográficas utilizadas no trabalho de Souza (2021), representativas das rochas que foram estudadas por espectroscopia *VNIR–SWIR*. Os ensaios de espectroscopia *VNIR–SWIR* envolveram amostras de testemunhos de sondagens dos cinco alvos de interesse que representam os principais litotipos. Eles foram cedidos pela empresa *Belo Sun Mining Corp.* As análises foram feitas com o espectroradiômetro *FieldSpec*, modelo *4 Hi-Res* (Fig. 6), da marca *ASD* e de propriedade do ITVale (Belém–PA), sob coordenação do Prof. Pedro Walfir Martins e Souza Filho.

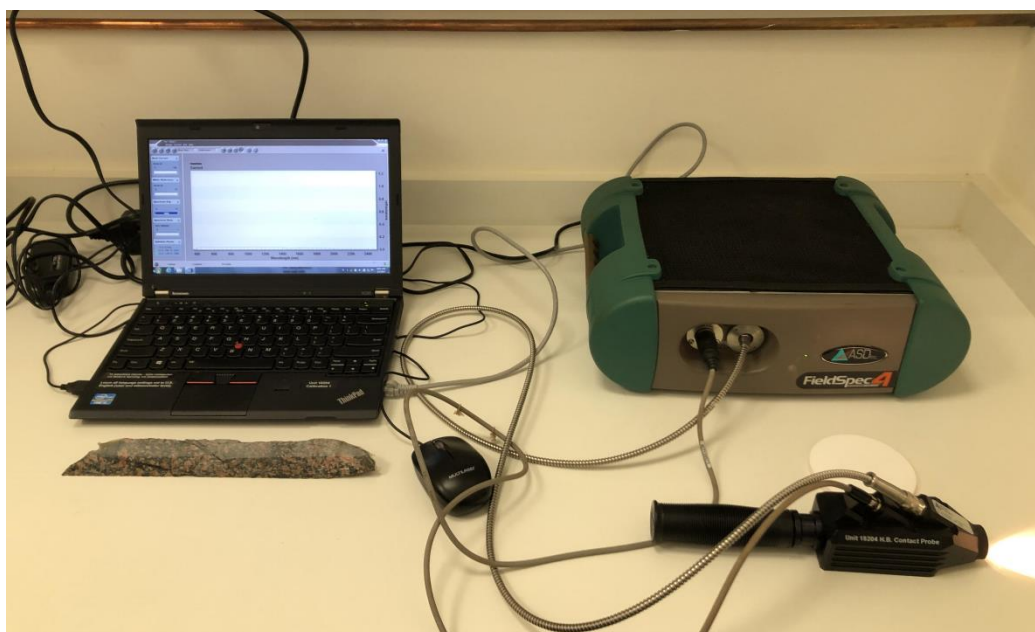


Figura 6 – Espectroradiômetro modelo *FieldSpec 4 Hi-Res*, da marca *ASD* instalado no ITVale (Belém–PA). O *laptop* exibindo o *layout* do *software* de aquisição, a sonda de contato e o equipamento são apresentados.

O equipamento é um instrumento ótico que utiliza detectores para medir a distribuição da radiação em uma determinada região de comprimento de onda. É um equipamento portátil utilizado para análises no campo ou em laboratório. Para a aquisição de dados em laboratório se faz necessário um ambiente escurecido, para que não haja interferência significativa de iluminação externa, pois a leitura do instrumento consiste na sua capacidade de emitir alta intensidade de luz com auxílio de uma sonda de contato. O branco absoluto é um painel circular de fluorpolímero (*Spectralon*) que serve como referência de calibração para o equipamento.

No total foram adquiridos 1091 espectros com o auxílio do *software RS3 (ASD)*, que acompanha o equipamento. O processamento dos dados brutos (formato binário proprietário de extensão *asd*) envolveu primeiramente a conversão dos arquivos individuais em refletância absoluta, a partir da correção do branco absoluto no *software ViewSpecPro*. Com a correção, foi realizada o processamento dos dados utilizando dois *softwares* distintos: o *The Spectral Geologist (TSG) 8* e *Spectragryph 1.2*, ambos utilizando a base de dados da *USGS Spectral Library Version 7* (Kokaly *et al.* 2017). Esta base de dados contém espectros de referência de minerais puros e misturas de minerais. Os *softwares* comparam o espectro gerado na análise com aqueles do banco da *USGS*, indicando as fases que mais se assemelham a determinado espectro de referência. Para cada espectro obtido foi definido cinco minerais de maior probabilidade de correlação com porcentagem superior a 80%.

Em cada alvo de sondagem foi elaborado uma tabela com os minerais identificados em cada programa. Assim, para cada litologia presente no alvo foram escolhidos espectros chave para análise do grau de cristalinidade e correlação com o espectro de referência, a fim de exemplificar o trabalho de aquisição de dados. Por fim, foram produzidos diagramas com os espectros empilhados, construídos com a técnica do contínuo removido (Hauff 2008).

9 RESULTADOS

Esta dissertação utiliza a espectroscopia *VNIR–SWIR* para caracterização do grau de cristalinidade e feições dos minerais previamente pormenorizados nos estudos petrográficos (Souza 2021), bem como identificação de novas fases minerais. Os resultados proporcionam uma melhor compreensão das interações fluidos/rocha que ocorreram no depósito Volta Grande, tanto naquelas metamórficas quanto no conjunto de rochas vulcânicas e plutônicas isotrópicas.

As análises por espectroscopia *VNIR–SWIR* foram realizadas em amostras de testemunhos de sondagem referentes a cinco diferentes furos no bloco norte do depósito Volta Grande (Fig. 7). Cedidos pela empresa *Belo Sun Mining Corp.* Os testemunhos são representativos das distintas litologias presentes ao longo da estratigrafia, que estão em conformidade com a profundidade e teores de ouro obtidos com litogeoquímica pela empresa. As fases minerais e misturas observadas na análise dos espectros foram processadas no *software Spectragryph 1.2* e comparadas com o processamento realizado no *software The Spectral Geologist (TSG) 8*, ambos utilizando o banco de biblioteca espectral da *USGS Spectral Library Version 7* (Kokaly *et al.* 2017).

9.1 BANCO DE DADOS E PROCESSAMENTO

9.1.1 Alvo M01

Este furo é o mais profundo (37–222,7 m), apresentando a maior variedade de minerais obtidos dentre os diferentes alvos analisados. Ele é constituído por um conjunto de rochas plutônicas (quartzo monzonito, granodiorito, monzodiorito e subordinados microgranito) e vulcânicas (riolito e dacito) isotrópicas que perfazem maior volume quando comparados com os litotipos metamórficos, granodiorito milonitizado, meta-andesito e anfibolito.

O *Spectragryph 1.2* identificou 62 distintas fases minerais em 320 espectros analisados (Fig. 8). Os minerais comumente presentes são antigorita, clinocloro, clorita, serpentina e wollastonita. Já os que tiveram resposta médias são nefrita, bytownita, fassaita, arsenopirita, grossulária, marialita, galena, sanidina, limonita, glaucofânio e montmorillonita. Houve grande diversidade dentre os minerais identificados uma única vez, como demonstrado no gráfico de frequência cumulativa (Fig. 8).

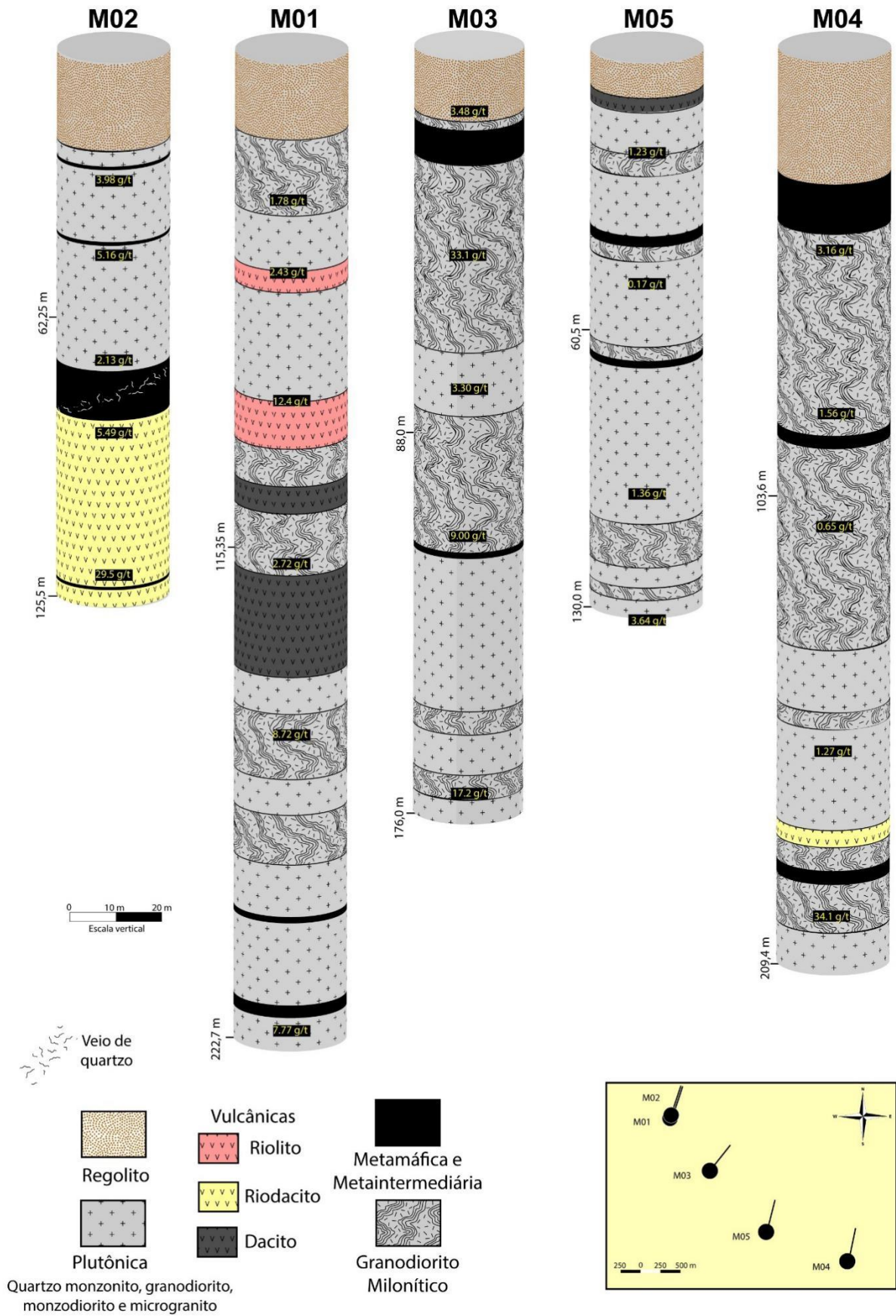


Figura 7 – Integração dos perfis estratigráficos dos alvos de sondagem M01 a M05 estudados no bloco norte do depósito Volta Grande apresentando a litologia presente, teor de ouro e profundidade (modificado de Souza 2021).

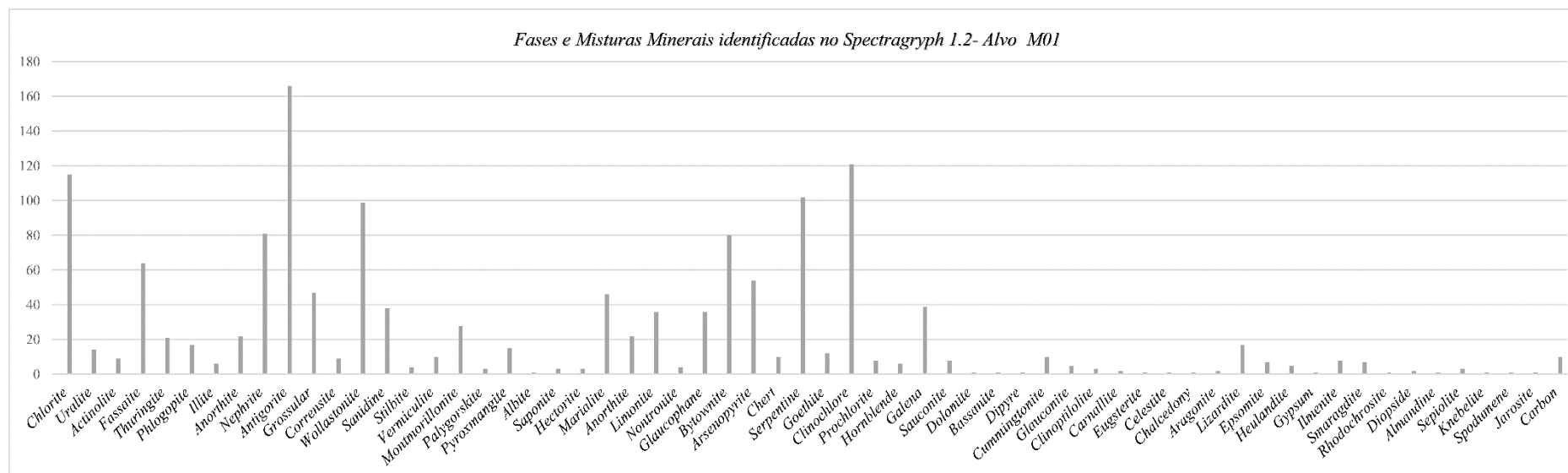


Figura 8 – Fases e misturas mineraias observadas no *Spectragryph 1.2* do alvo M01 vs. quantidade de vezes que se fez presente.

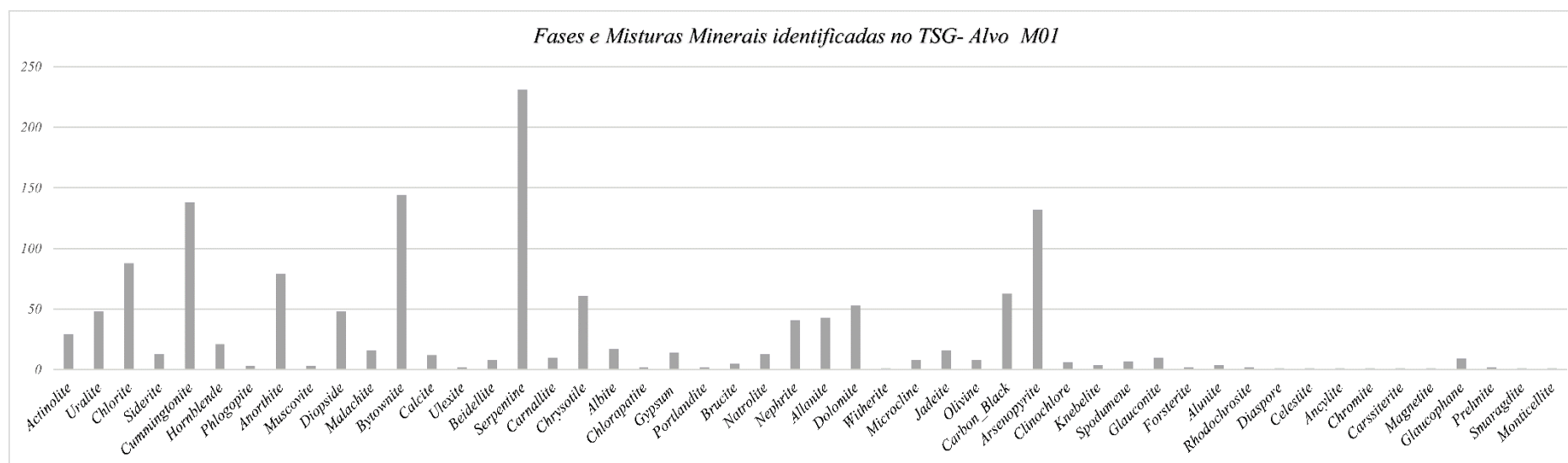


Figura 9 – Fases e misturas mineraias observadas no *TSG 8* do alvo M01 vs. quantidade de vezes que se fez presente.

Por sua vez, o *TSG 8* identificou 51 minerais diferentes (Fig. 9), predominando serpentina, bytownita, cummingtonita e arsenopirita. Aqueles de intermediária frequência são clorita, anortita, crisotila, *carbon_black*, dolomita, diopsídio, nefrita e allanita. Os minerais que se fizeram menos presente são flogopita, muscovita, ulexita, beidelita, clorapatita, portilandita, jadeíta, alunita, entre outros.

9.1.2 Alvo M02

As amostras representativas desse furo atingem até 125,5 m de profundidade, retratadas por quartzo monzonito, granodiorito, monzodiorito e subordinado microgranito, além de riodacito, rochas máficas a intermediárias (meta-andesitos e anfibolitos) e veios de quartzo. A resposta obtida no *Spectragryph 1.2* gerou a identificação de 37 distintas fases e misturas minerais (Fig. 10), dentro dos 104 espectros analisados.

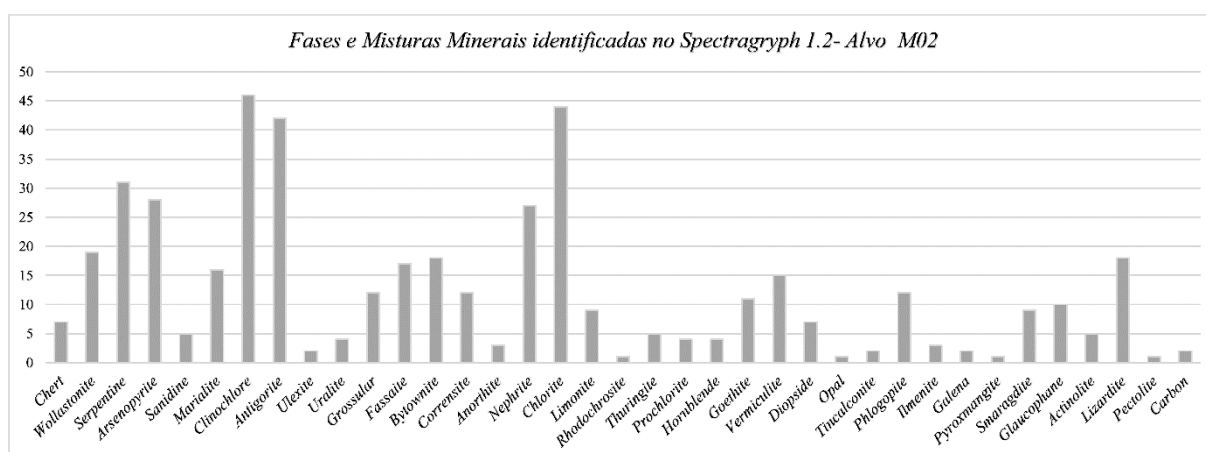


Figura 10 – Fases e misturas minerais observadas no *Spectragryph 1.2* do alvo M02 vs. quantidade de vezes que se fez presente.

Os minerais mais frequentes nas análises para o *Spectragryph* são clinocllore, clorita, antigorita, serpentina, arsenopirita e nefrita. As fases que se manifestaram intermediariamente nas análises são wollastonita, bytownita, lizardita, fassaita, marialita, vermiculita, corrensita, flogopita, grossulária e goethita. Em contrapartida as fases minerais que menos estiveram presentes são pectiolita, pyroxmangita, opala, galena, ilmenita, tinalconita, rodocrosita, anortita, ulexita e uralita (Fig. 10).

Do mesmo modo foi possível observar o processamento dos dados para o alvo M02 no *TSG 8*, o qual identificou 28 fases e misturas minerais diferentes (Fig. 11), conforme os 104 espectros disponíveis. Os minerais mais presentes foram serpentina, bytownita, anortita,

cummingtonita, arsenopirita e clorita. Já os que se apresentaram intermediariamente são crisotila, diopsídio, allanita, nefrita, uralita, dolomita e actinolita. E os que menos se repetiram foram datolita, knebelita, smaragdita, portlandita, talco, calcita, gipsita e malaquita.

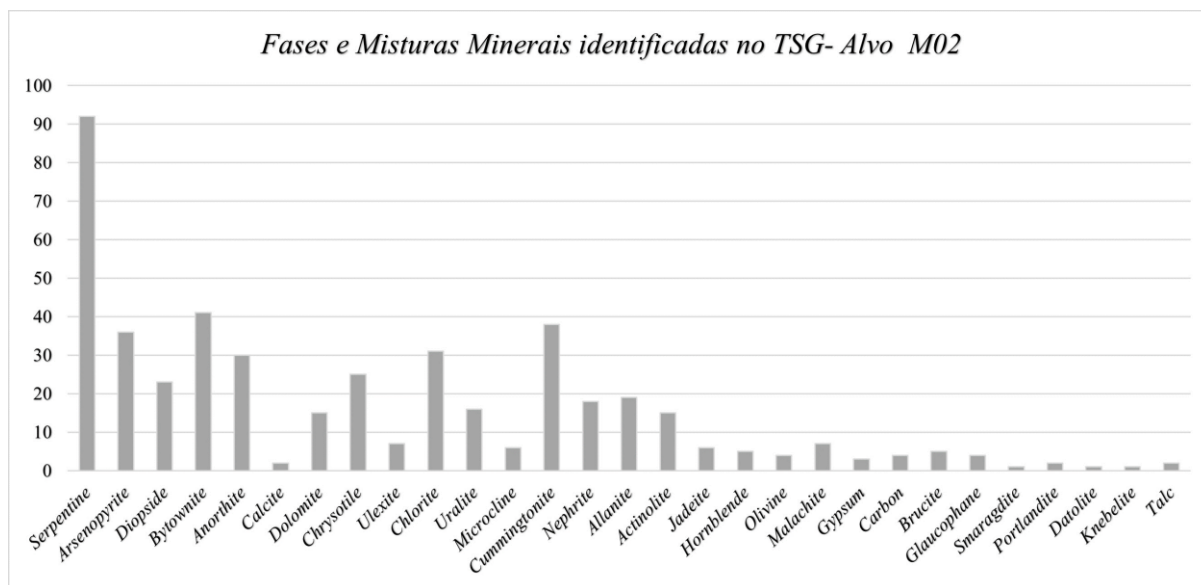


Figura 11 – Fases e misturas mineraias observadas no TSG 8 versus do alvo M02 vs. quantidade de vezes que se fez presente.

9.1.3 Alvo M03

O alvo 03 alcança 176 m de profundidade e contém 265 espectros distintos. As litologias presentes são quartzo monzonito, granodiorito, monzodiorito, microgranito, dacito, granodiorito milonitizado, meta-andesitos e anfibolito.

Dentre os 265 espectros gerados o *Spectragryph 1.2* identificou 52 fases e misturas mineraias (Fig. 12). Os mineraias mais identificados foram clinocloro, wollastonita, antigorita e clorita. Os que marcaram presença intermediária são nefrita serpentina, bytownita, lizardita, marialita, fassaita e glaucofânio. A variedade dos mineraias que menos se repetiram foram grossulária, goethita, arsenopirita, flogopita, vermiculita, illita, nontronita, sanidina, tincalconita, entre outros.

Por outro lado, no TSG 8 foram identificados 44 fases e misturas mineraias (Fig. 13). Dentre essas fases a serpentina, cummingtonita, crisotila, bytownita, anortita e arsenopirita estiveram mais presentes. A clorita, malaquita, dolomita, nefrita e allanita representam as fases de intermediária resposta. Tendo como fases mineraias que menos se repetiram a uralita, siderita, hornblenda, diopsídio, actinolita, brucita, glaucofânio, ulexita e gipsita.

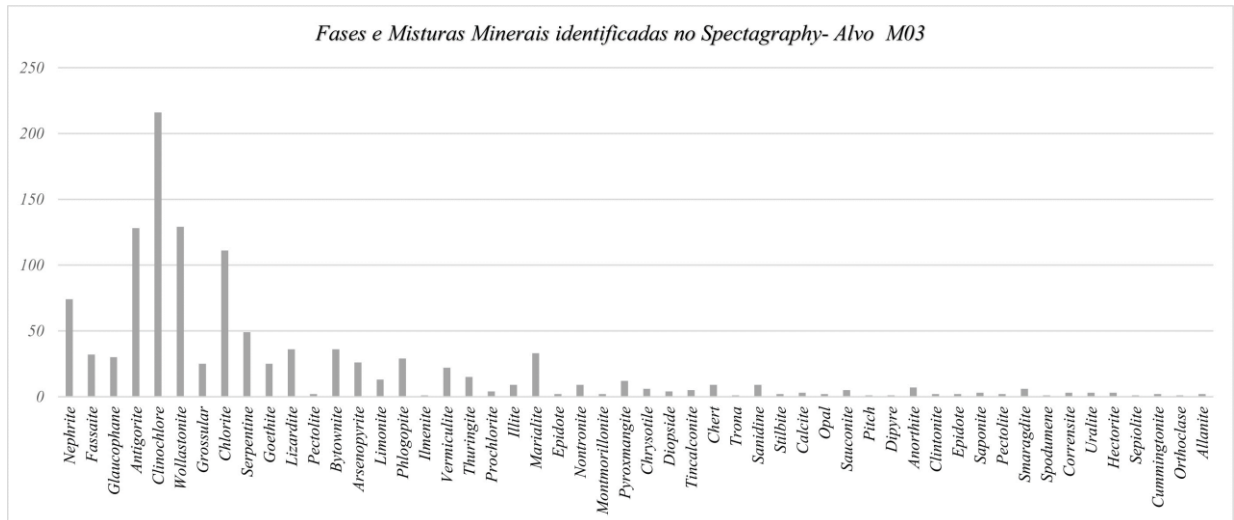


Figura 12 – Fases e misturas minerais observadas no *Spectragryph 1.2* do alvo M03 vs. quantidade de vezes que se fez presente.

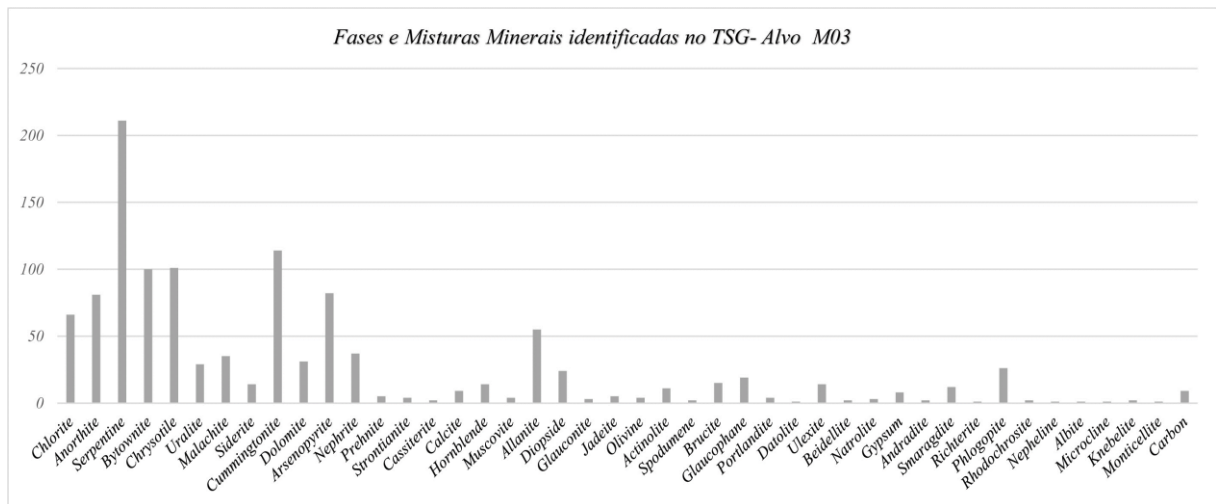


Figura 13 – Fases e misturas minerais observadas no TSG 8 do alvo M03 vs. quantidade de vezes que se fez presente.

9.1.4 Alvo M04

O furo de sondagem M04 contém meta-andesito, anfíbolito, granodiorito milonitizado, rochas plutônicas (quartzo monzonito, granodiorito, monzodiorito e subordinados microgranito) e riodacito, chegando à profundidade de a 209,4 m. Foram gerados 181 espectros a partir das análises das amostras.

No software *Spectragryph 1.2* foram identificadas 32 fases minerais distintas (Fig. 14). As fases mais presentes são clinoclora, serpentina bytownita e nefrita. Os de resposta intermediária são arsenopirita, lizardita, grossulária, fassaita, goethita, limonita e antigorita. Os que menos se repetiram são galena, marialita, prehnita, clorita, wollastonita, glaucofânio, entre outros minerais.

Do mesmo modo, o processamento no *software TSG 8* indicou a presença de 20 fases e misturas minerais (Fig. 15), sendo o processamento que menos teve alteração na mineralogia identificada. Os minerais que mais se repetiram foram serpentina, bytownita, cummingtonita e arsenopirita. Os que compareceram de forma intermediária são allanita, crisotila e *carbon_black*. Já os menos presentes são nefrita, clorita, dolomita e diopsídio.

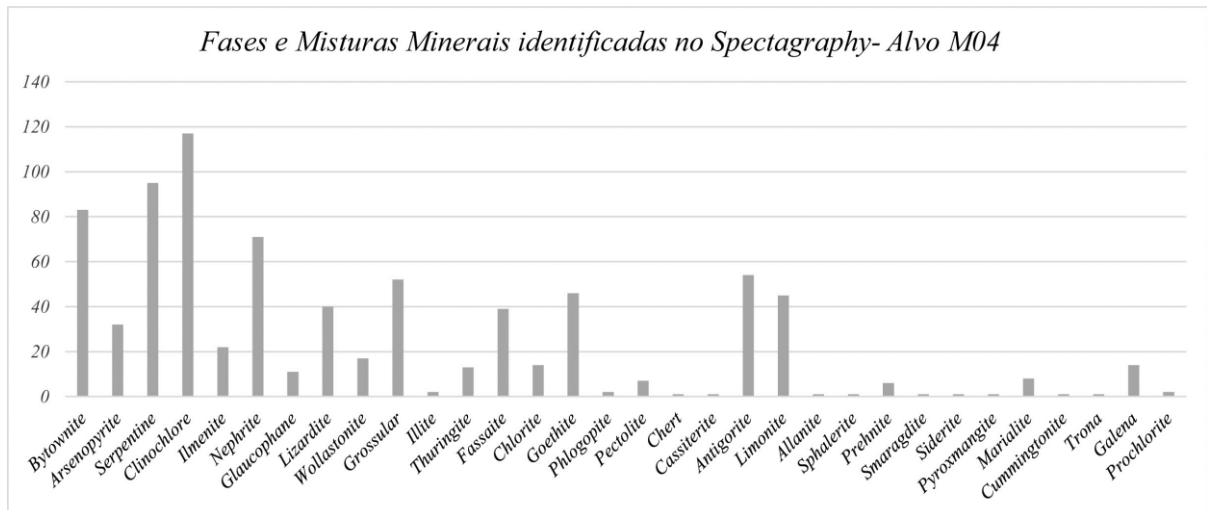


Figura 14 – Fases e misturas minerais observadas no *Spectragryph 1.2* do alvo M04 vs. quantidade de vezes que se fez presente.

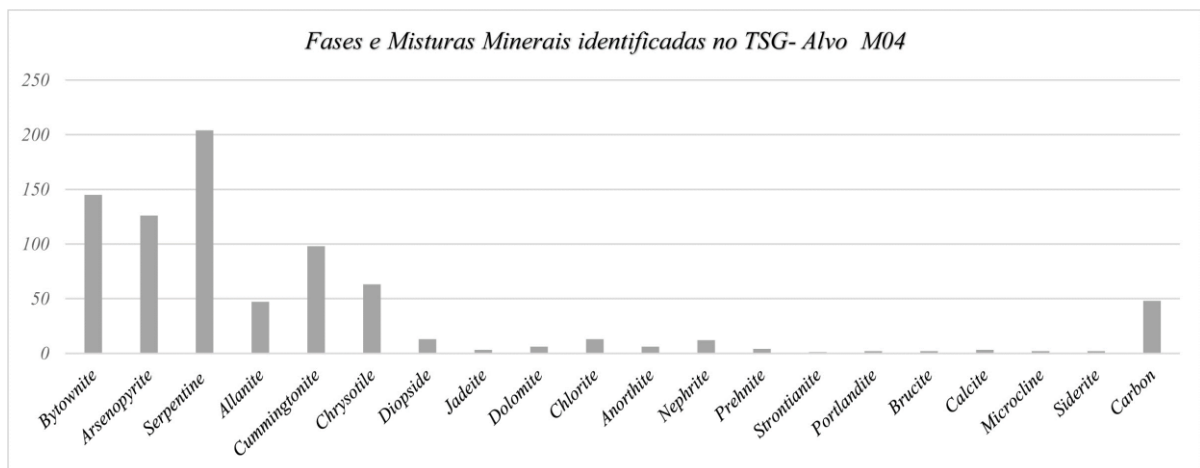


Figura 15 – Fases e misturas minerais observadas no *TSG 8* do alvo M04 vs. quantidade de vezes que se fez presente.

9.1.5 Alvo M05

A litologia presente no alvo M05 compreende dacito, quartzo monzonito, granodiorito, monzodiorito e subordinado microgranito, granodiorito milonitizado, meta-andesito e anfíbolito que alcançam profundidade de 130 m. As análises nos testemunhos de sondagem geraram 196 espectros distintos.

O conjunto de 196 espectros possibilitou a identificação de 36 distintas fases e misturas minerais no processamento realizado no *Spectragryph 1.2* (Fig. 16). Os minerais mais frequentes foram fassaita, flogopita, clinocloro, nefrita, antigorita e serpentina. Os de resposta intermediária compreendem grossulária, piroxmangita, clorita, wollastonita, limonita, lizardita e arsenopirita. E os menos presentes são turingita, vermiculita, montmorillonita, smaragdita, actinolita, prehnita, entre outros.

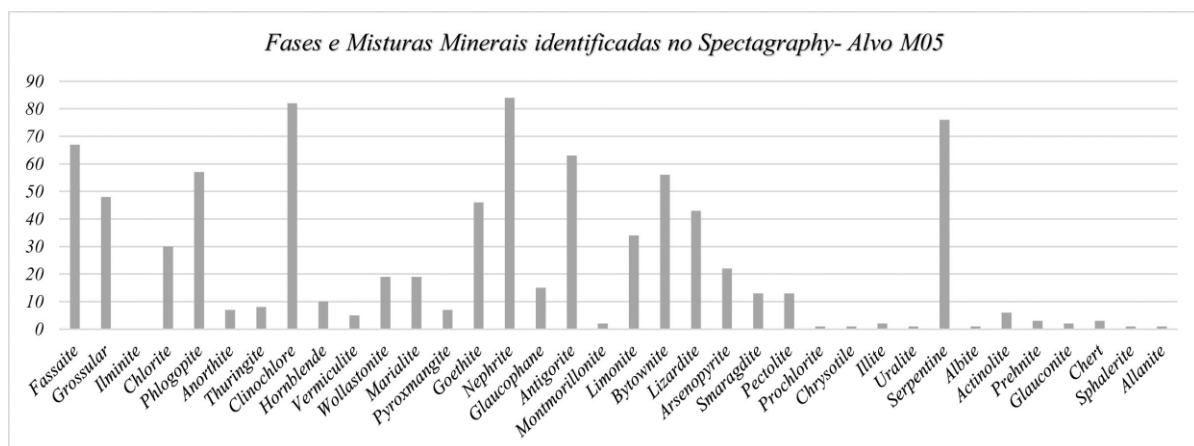


Figura 16 – Fases e misturas minerais observadas no *Spectragryph 1.2* do alvo M05 vs. quantidade de vezes que se fez presente.

Em contrapartida, o processamento realizado no *TSG 8* identificou 34 fases e misturas minerais (Fig. 17). As fases minerais que mais se repetiram são serpentina, bytownita, cummingtonita e arsenopirita. Os de presença intermediária são clorita, dolomita, diopsídio, anortita, nefrita e crisotila. Já os menos presentes são olivina, siderita, malaquita, rodocrosita, prehnita, talco, cassiterita, entre outros.

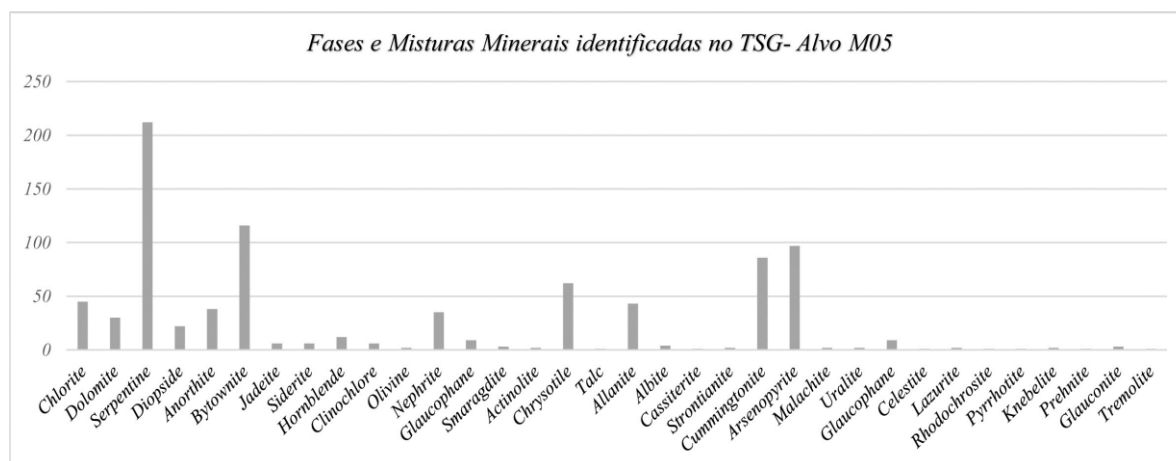


Figura 17 – Fases e misturas minerais observadas no TSG 8 do alvo M05 vs. quantidade de vezes que se fez presente.

9.2 INTERPRETAÇÃO DOS ESPECTROS DE ACORDO COM LITOLOGIA

9.2.1 Metamórficas

9.2.1.1 Granodiorito milonítico

Este grupo de rochas representa o produto da recristalização dinâmica em fácies anfibolito de grau médio que afetou predominantemente gnaisses granodioríticos a monzograníticos ao longo de zonas de cisalhamento dúcteis (Souza 2021). Ele está presente nos alvos M01, M03, M04 e M05. O estudo por espectroscopia *VNIR-SWIR* nas rochas miloníticas teve como foco observar os espectros que retratassem as respostas mais comuns e distintas obtidas nos dois *softwares*. Aqueles espectros escolhidos foram representados em tabelas e empilhados com finalidade de demonstrar as fases e cristalinidade desses minerais.

9.2.1.1.1 Alvo M01

Para o alvo M01 (Tabela 1) os espectros empilhados são M01-0100005, comparado com o espectro de referência do mineral illite (*Illite_IMt-1_b*); M01-0100007, tendo como padrão a muscovita (*Muscovite_HS146_4B*); e M01-1400006_VEIO, correlacionado com o mineral saponita (*Saponite_SapCa-1*) (Fig. 18).

De modo geral os espectros apresentaram absorções apenas no campo do *SWIR*, onde se observa bandas de hidroxila (OH) próximas a 1400 nm para M01-0100005 e M01-0100007,

correspondentes aos minerais illita e muscovita, respectivamente. Por sua vez, M01-1400006_VEIO revela a saponita com intensa absorção de água estrutural (H₂O) em ~1400 e 1925 nm. O espectro caracterizando a illita (M01-0100005) também apresenta absorção de H₂O estrutural (~1910 nm), entretanto ela é de menor intensidade do que a observada no espectro de M01-1400006_VEIO (saponita) e M01-0100007 (muscovita) que também contém essa absorção (Fig. 18).

Tabela 1 - Fases minerais de amostras do granodiorito milonítico do alvo M01 identificadas no *Spectragryph 1.2* e *TSG 8*. Os padrões espectrais são de Kokaly *et al.* (2017).

<i>Amostra/ Espectro</i>	<i>Spectragryph 1.2- Biblioteca USGS</i>	<i>TSG 8- AUX Biblioteca USGS</i>	<i>Litotipo (Souza 2021)</i>
M01-0100005	<i>Phlogopite</i> <i>Chlorite</i> <i>Fassaite</i> <i>Illite</i> <i>Chlorite</i>	<i>Chlorite</i> <i>Chlorite</i> <i>Uralite</i> <i>Chlorite</i> <i>Phlogopite</i>	Granodiorito milonítico
M01-0100007	<i>Anorthite</i> <i>Nephrite</i> <i>Antigorite</i> <i>Antigorite</i> <i>Antigorite</i>	<i>Anorthite</i> <i>Phlogopite</i> <i>Phlogopite</i> <i>Muscovite</i> <i>Diopside</i>	Granodiorito milonítico
M01-1400006_VEIO	<i>Wollastonite</i> <i>Sanidine</i> <i>Stilbite</i> <i>Saponite</i> <i>Vermiculite</i>	<i>Beidellite</i> <i>Gypsum</i> <i>Ulexite</i> <i>Natrolite</i> <i>Alunite</i>	Granodiorito milonítico
M01-1500004	<i>Sanidine</i> <i>Wollastonite</i> <i>Montmorillonite</i> <i>Aragonite</i> <i>Montmorillonite</i>	<i>Carnallite</i> <i>Albite</i> <i>Natrolite</i> <i>Alunite</i> <i>Alunite</i>	Granodiorito milonítico
M01-1500005	<i>Sanidine</i> <i>Wollastonite</i> <i>Montmorillonite</i> <i>Clinoptilolite</i> <i>Aragonite</i>	<i>Carnallite</i> <i>Natrolite</i> <i>Chlorapatite</i> <i>Albite</i> <i>Carssiterite</i>	Granodiorito milonítico
M01-2200010_VEIO	<i>Nephrite</i> <i>Clinocllore</i> <i>Rhodochrosite</i> <i>Lizardite</i> <i>Serpentine</i>	<i>Nephrite</i> <i>Serpentine</i> <i>Serpentine</i> <i>Diopside</i> <i>Serpentine</i>	Granodiorito milonítico

A illita (M01-0100005) ainda revela uma simples absorção de AlOH em torno de 2115 nm, que é uma feição diagnóstica do mineral, assim como sua dupla absorção de MgOH nos comprimentos de onda de 2325 e 2390 nm. Essa dupla absorção tem como característica se manifestar mesmo em espectros que retratam uma mistura. Entretanto, a muscovita demonstrada pelo espectro M01-0100007 é muito semelhante, contendo a dupla absorção em MgOH na mesma região, bem como uma absorção em ~2250 nm de FeOH. A maior distinção dos dois espectros está na absorção de H₂O estrutural, tendo em vista que a da illita é mais acentuada que a da muscovita (Fig. 18) (Pontual *et al.* 2008).

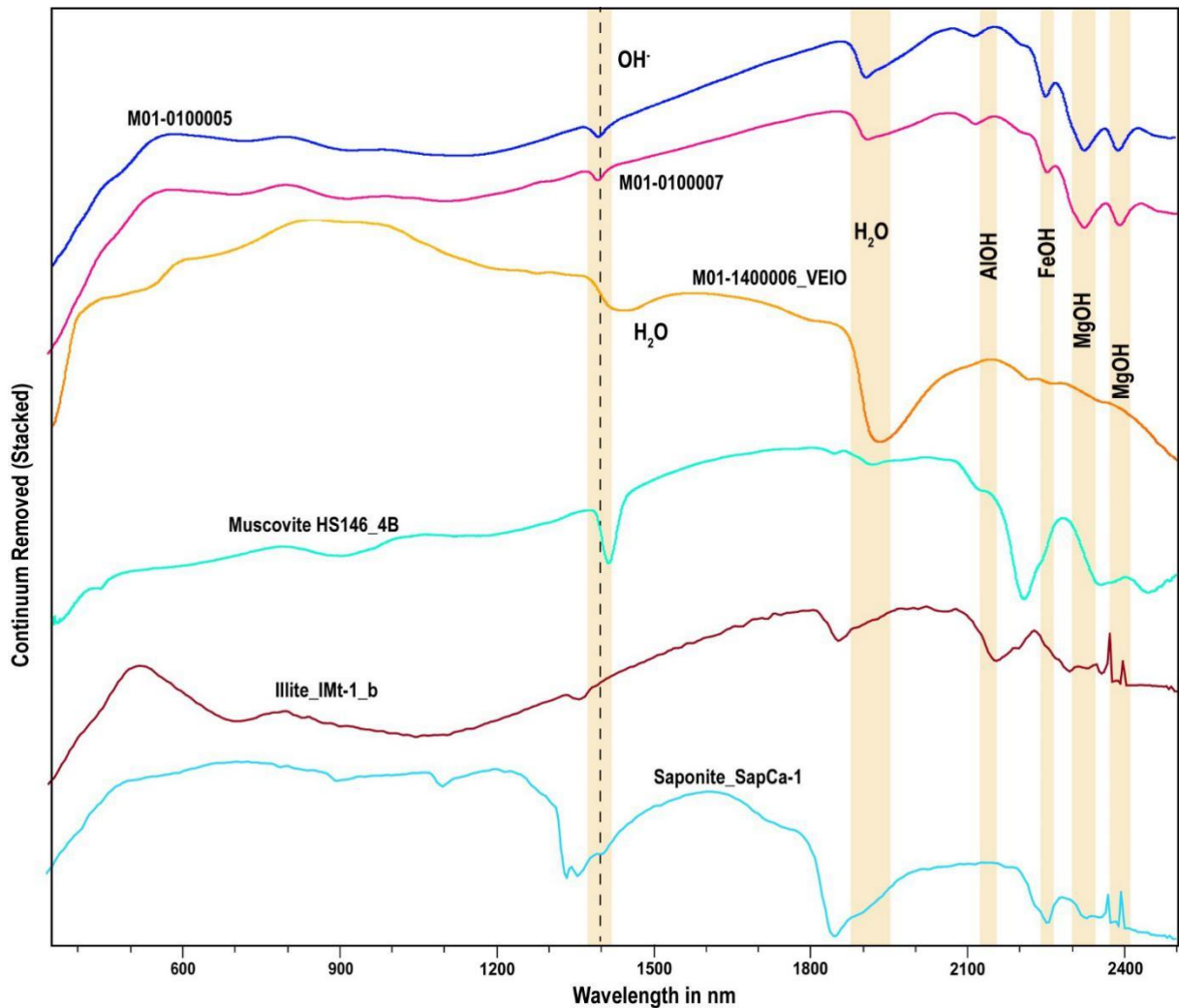


Figura 18– Espectros empilhados obtidos a partir do granodiorito milonítico do alvo M01, apresentando absorções características da muscovita, illita e saponita; bem como os íons e elementos que influenciam nas respostas obtidas. Padrões são da biblioteca espectral de Kokaly *et al.* (2017).

O espectro M01-1500004 é correlacionado com o mineral alunita (Fig. 19), apresentando dois pontos importantes e distintivos na sua determinação. O primeiro é a presença de dupla absorção em OH, mesmo que ela não seja muito acentuada ocorre nos comprimentos de onda de ~1420 e ~1460 nm, apontando para alunita potássica. Outro fator importante na identificação é a absorção acentuada em torno de 1900 nm referente à água estrutural (H₂O), bem como sutil absorção no comprimento de onda de 2211 nm, o que pode ocorrer em espectros que apresentem misturas (Pontual *et al.* 2008).

A montmorillonita figura no espectro M01-1500005 (Fig. 19), com feições diagnósticas, tais como absorções assimétricas em ~1420 nm de OH e em ~1910 nm na região de H₂O, da mesma forma que a não presença de absorções nos últimos espaços do comprimento de onda do SWIR. Já o espectro M01-2200010_VEIO teve como resultado a rodocrosita com um pico

de forte absorção de CO_3 a 2338 nm, fator diferencial diagnóstico desta fase dentre os outros carbonatos mais comuns (Pontual *et al.* 2008).

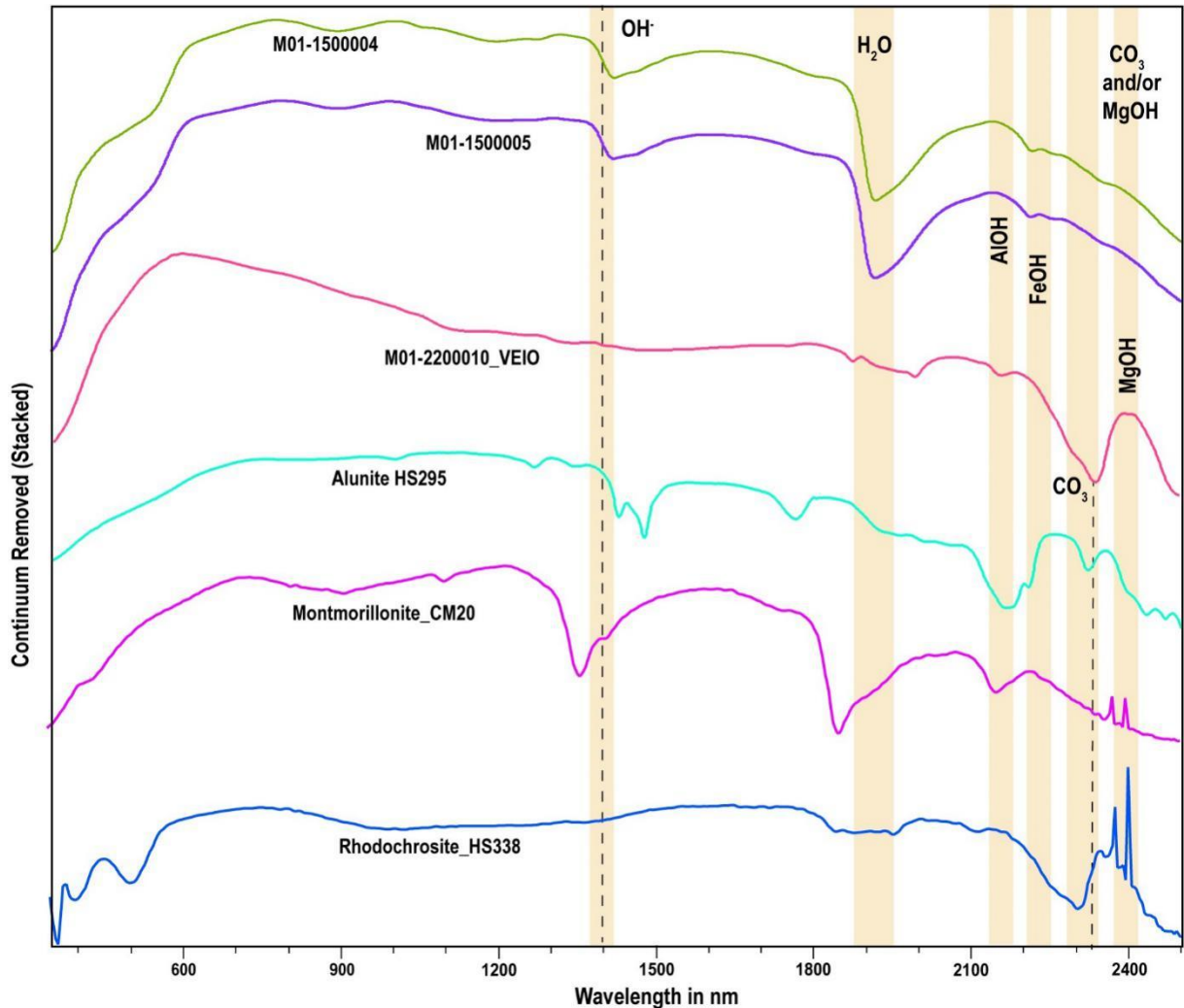


Figura 19 - Espectros empilhados obtidos a partir do granodiorito milonítico do alvo M01, apresentando absorções características da alunite, montmorillonite e rodocrosita; bem como os íons e elementos que influenciam nas respostas obtidas. Padrões são da biblioteca espectral de Kokaly *et al.* (2017).

9.2.1.1.2 Alvo M03

No alvo M03 os espectros empilhados para as rochas miloníticas (Tabela 2) são M03-0300005, correlacionado com o espectro da clorita (*Chlorite_SMR-13_a*); M03-0600009 que foi comparado com o padrão espectral da wollastonita (*Wollastonite_HS348.3B*); e M03-0700004 com o padrão da illite (*Illite_IMt-1.a*) (Fig. 19).

Tabela 2 – Fases minerais de amostras do granodiorito milonítico do alvo M03 identificadas no *Spectragryph 1.2* e *TSG 8*. Os padrões espectrais são de Kokaly *et al.* (2017).

<i>Amostra/ Espectro</i>	<i>Spectragryph 1.2- Biblioteca USGS</i>	<i>TSG 8- AUX Biblioteca USGS ASDRF</i>	<i>Litotipo (Souza 2021)</i>
M03-0300005	<i>Chlorite</i>	<i>Chlorite</i>	Granodiorito milonítico
	<i>Chlorite</i>	<i>Malachite</i>	
	<i>Chlorite</i>	<i>Hornblende</i>	
	<i>Chlorite</i>	<i>Siderite</i>	
	<i>Chlorite</i>	<i>Malachite</i>	
M03-0600009	<i>Wollastonite</i>	<i>Cummingtonite</i>	Granodiorito milonítico
	<i>Clinochlore</i>	<i>Serpentine</i>	
	<i>Clinochlore</i>	<i>Bytownite</i>	
	<i>Clinochlore</i>	<i>Chrysotile</i>	
	<i>Antigorite</i>	<i>Arsenopyrite</i>	
M03-0700004	<i>Vermiculite</i>	<i>Cummingtonite</i>	Granodiorito milonítico
	<i>Illite</i>	<i>Siderite</i>	
	<i>Thuringite</i>	<i>Chlorite</i>	
	<i>Chlorite</i>	<i>Malachite</i>	
	<i>Thuringite</i>	<i>Hornblende</i>	
M03-1200002	<i>Sanidine</i>	<i>Ulexite</i>	Granodiorito milonítico
	<i>Wollastonite</i>	<i>Beidellite</i>	
	<i>Vermiculite</i>	<i>Natrolite</i>	
	<i>Vermiculite</i>	<i>Natrolite</i>	
	<i>Stilbite</i>	<i>Gypsum</i>	
M03-1300004	<i>Sauconite</i>	<i>Andradite</i>	Granodiorito milonítico
	<i>Sanidine</i>	<i>Glaucophane</i>	
	<i>Illite</i>	<i>Smaragdite</i>	
	<i>Pitch Limonite</i>	<i>Smaragdite</i>	
	<i>Stilbite</i>	<i>Glaucophane</i>	

Os picos de absorções obtidas na análise demonstram a correlação de M03-0300005 com espectro padrão da *Chlorite_SMR-13_a* (Fig. 20). Essas absorções ocorrem apenas no campo do *SWIR*, se fazendo presente primeiramente em ~1398 e ~1561 nm de OH. Ocorre uma forma comum na absorção de H₂O para essa fase mineral, onde é apresentado dupla absorção em 1907 e 1998 nm, bem como em 2251 nm de FeOH, que prossegue uma absorção em 2335 nm de MgOH. A absorção única em MgOH é comum nesta fase mineral, apesar de ser recorrente a absorção dupla em outros minerais magnesianos (Pontual *et al.* 2008).

A wollastonita figura no espectro M03-0600009 com absorções no campo do *SWIR* típica de piroxênios, a qual se observa absorção em ~1909 nm de H₂O estrutural, bem como em 2250 nm de FeOH e em 2335 nm de CO₃. Quando comparado com o espectro de referência, apesar da forma dos dois não serem parecidas, os picos de absorções diagnósticos para esse mineral são semelhantes (Fig. 20). O espectro M03-0700004 correlacionado com o padrão de illita (*Illite_IMt-1.a*) concentram as absorções na região do *SWIR*. Ocorre absorção em 1925 nm de H₂O, em 2249 nm no campo de FeOH e a feição diagnóstica desta fase representada pela dupla absorção em 2333 e 2389 nm de MgOH (Fig. 20) (Pontual *et al.* 2008).

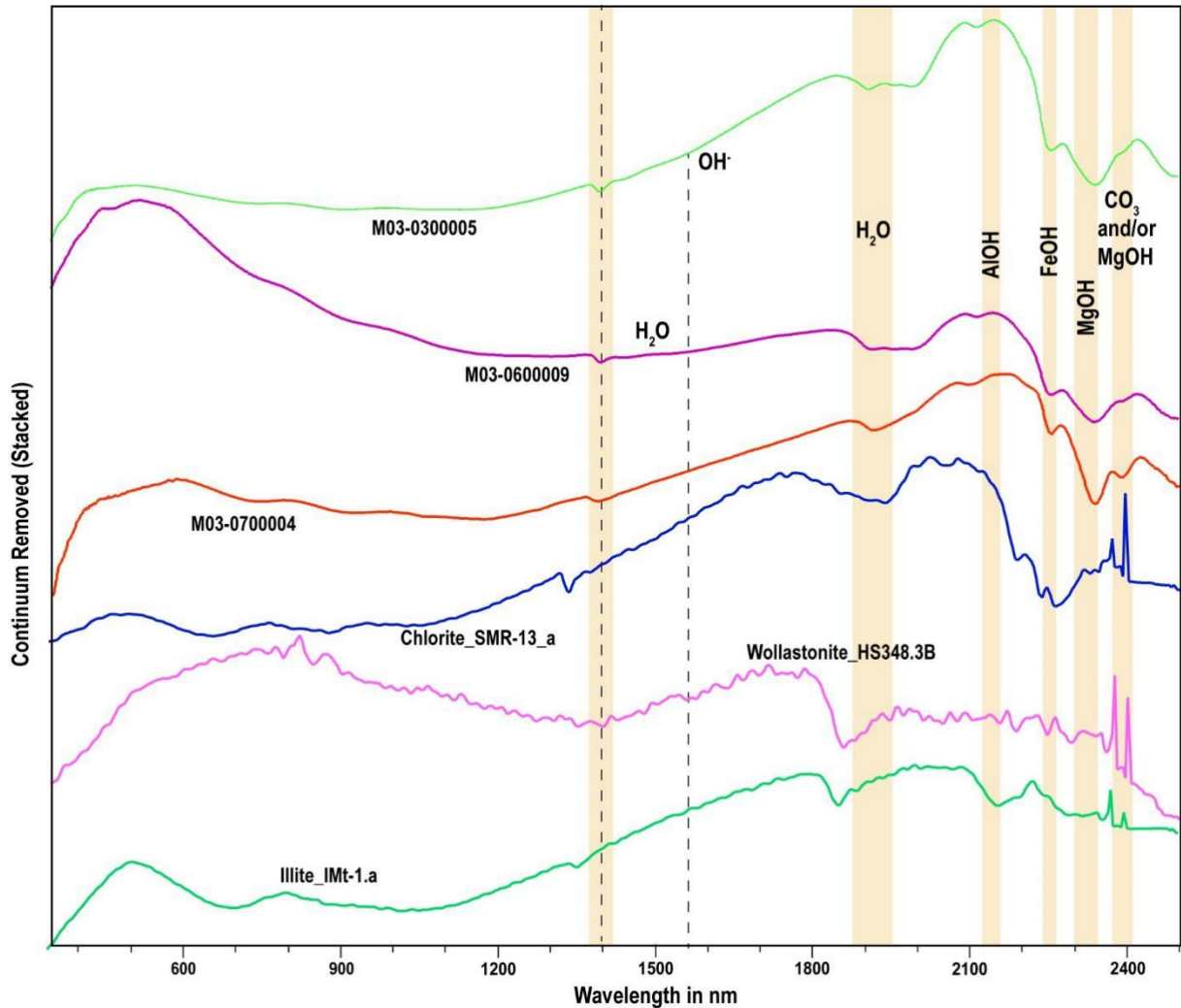


Figura 20 – Espectros empilhados obtidos a partir do grandiorito milonítico do alvo M03, apresentando absorções características da clorita, wollastonita e illita; bem como os íons e elementos que influenciam nas respostas obtidas. Padrões são da biblioteca espectral de Kokaly *et al.* (2017).

O espectro M03-1200002 foi comparado com o mineral de referência natrolita (*Natrolite_HS169_3B*) e o M03-1300004 com sauconita (*Sauconite_GDS135*) (Fig. 21). Ambos os espectros apresentaram absorções no VNIR–SWIR, onde no M03-1200002 ocorrem absorções nos comprimentos de onda 715 e 740 nm de Fe^{3+} no campo VNIR, ao passo que no SWIR as feições diagnósticas ocorrem em ~1447 e 1990 nm de H_2O estrutural, formando a feição de múltipla absorção com aparência escalonada típica da natrolita, bem como absorção em 2198 nm de AlOH (Pontual *et al.* 2008). Contudo, a presença de Fe^{3+} indica que o espectro representa uma mistura mineral.

Já o M03-1300004 comparado ao mineral sauconita apresenta três absorções no campo do VNIR, que são ~623, 667 e 716 nm de Fe^{3+} . Na região do SWIR ocorre absorção em 1414 nm referente a OH, assim como em 1911 nm ocorre uma profunda absorção (forma do espectro)

de H₂O, comum em minerais do grupo da esmectita (Pontual *et al.* 2008), no qual também contempla uma dupla feição de absorção de MgOH em 2315 e 2393 nm (Fig. 21).

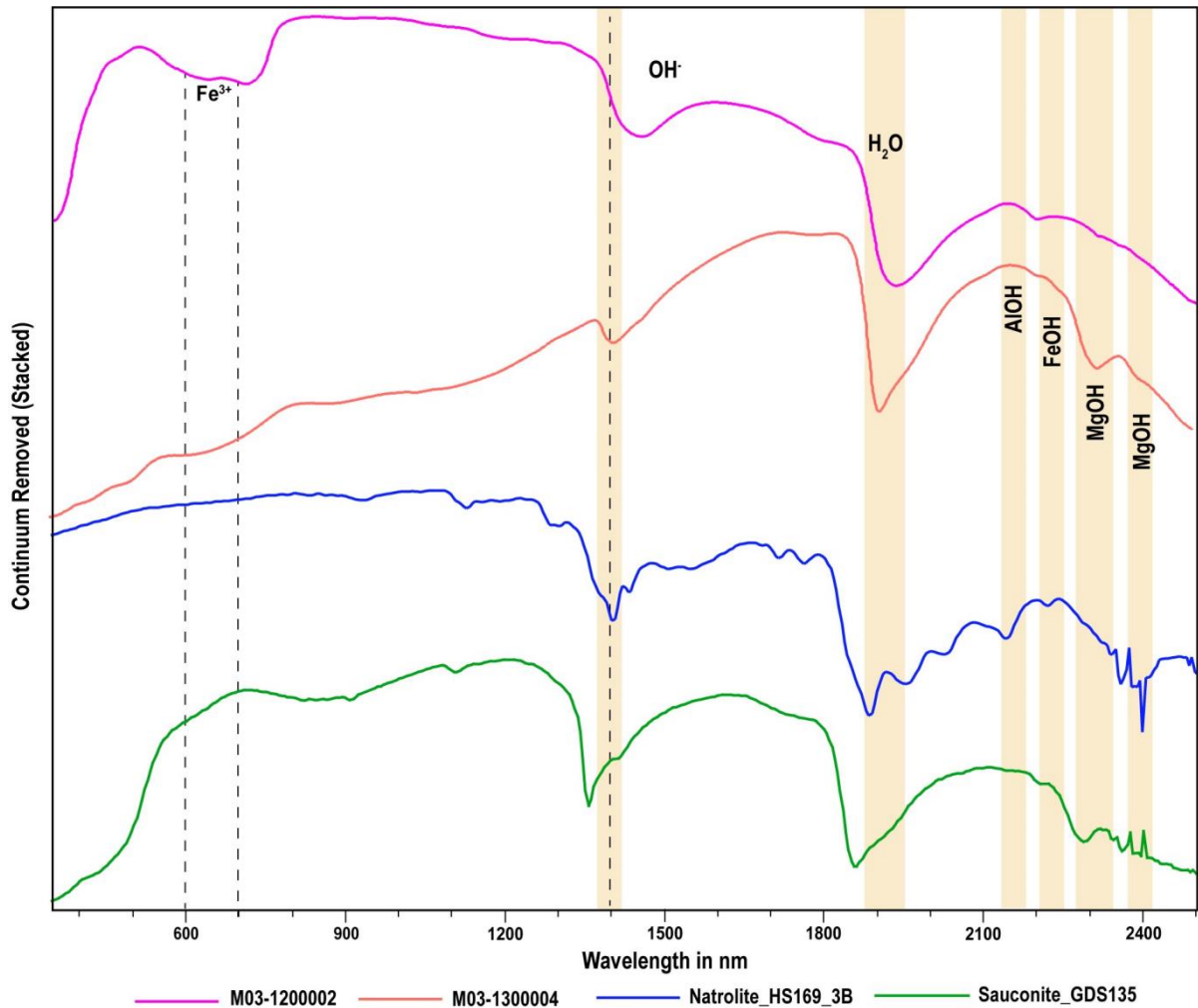


Figura 21 – Espectros empilhados obtidos a partir do granodiorito milonítico do alvo M03, apresentando absorções características da natrolita e sauconita; bem como os íons e elementos que influenciam nas respostas obtidas. Padrões são da biblioteca espectral de Kokaly *et al.* (2017).

9.2.1.1.3 Alvo M04

O granodiorito milonítico também está presente no alvo M04 (Tabela 3), representada pelos espectros: M04-0600004 que é comparado com padrão de lizardita (*Lizardite_NMNHR4687_b*); M04-1200010 correlacionado ao mineral smaragdita (*Smaragdite_HS290.3B*); e M04-1900004 com espectro padrão da cummingtonita (*Cummingtonite_HS294.6*) (Fig. 22).

Tabela 3 – Fases minerais de amostras do granodiorito milonítico do alvo M04 identificadas no *Spectragryph 1.2* e *TSG 8*. Os padrões espectrais são de Kokaly *et al.* (2017).

<i>Amostra/ Espectro</i>	<i>Spectragryph 1.2- Biblioteca USGS</i>	<i>TSG 8- AUX Biblioteca USGS ASDRF</i>	<i>Litotipo (Souza 2021)</i>
M04-0600004	<i>Bytownite</i> <i>Serpentine</i> <i>Arsenopyrite</i> <i>Lizardite</i> <i>Clinochlore</i>	<i>Bytownite</i> <i>Arsenopyrite</i> <i>Serpentine</i> <i>Cummingtonite</i> <i>Serpentine</i>	Granodiorito milonítico
M04-1200010	<i>Goethite</i> <i>Clinochlore</i> <i>Grossular</i> <i>Prehnite</i> <i>Smaragdite</i>	<i>Nephrite</i> <i>Chrysotile</i> <i>Serpentine</i> <i>Chrysotile</i> <i>Serpentine</i>	Granodiorito milonítico
M04-1900004	<i>Bytownite</i> <i>Serpentine</i> <i>Arsenopyrite</i> <i>Goethite</i> <i>Arsenopyrite</i>	<i>Bytownite</i> <i>Arsenopyrite</i> <i>Cummingtonite</i> <i>Serpentine</i> <i>Allanite</i>	Granodiorito milonítico

O espectro M04-0600004 caracterizando a lizardita demonstra uma sutil absorção em 1384 nm de OH; em ~2249 nm em FeOH, tal como uma fraca (forma do espectro) múltipla absorção em 2329 e 2388 nm de MgOH. Apesar de ocorrerem absorções nos elementos diagnósticos do mineral, as feições deveriam ser mais expressivas no espectro analisado, o que sugere uma mistura mineral nele (Fig. 22).

Para o espectro de M04-1200010, retratado pela smaragdita, as suas feições diagnósticas se encontram no campo do *SWIR*. Ocorrem absorções em 1384 nm de H₂O estrutural e em 2248 nm de FeOH. O espectro apresenta a dupla absorção características de minerais magnesianos em 2329 e 2389 nm de MgOH (Fig. 22). Por sua vez, o espectro M04-1900004 reproduz a cummingtonita que contém feições diagnósticas no *VNIR* e *SWIR*, revelando absorção em 733 nm de Fe²⁺, uma sutil absorção em 1391 nm de OH, em 2249 nm de FeOH e a típica dupla absorção de minerais que possuem Mg em 2330 e 2389 nm de MgOH (Fig. 22).

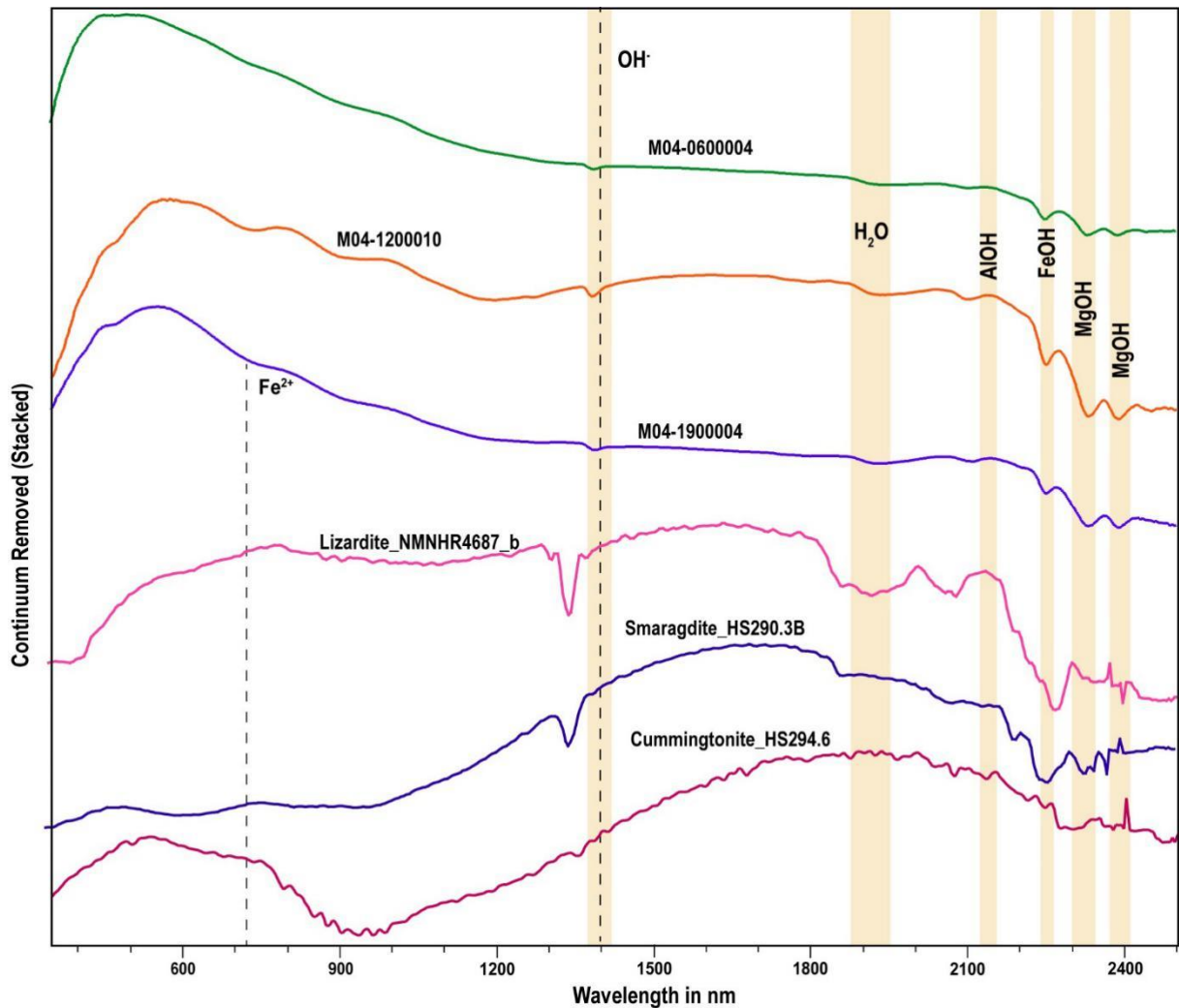


Figura 22 – Espectros empilhados obtidos a partir do granodiorito milonítico do alvo M04, apresentando absorções características da lizardita, smaragdita e cummingtonita; bem como os íons e elementos que influenciam nas respostas obtidas. Padrões são da biblioteca espectral de Kokaly *et al.* (2017).

9.2.1.1.4 Alvo M05

O Alvo M05 (Tabela 4) é evidenciado pelos espectros: M05-04010, que faz referência à siderita (*Siderite HS271.3B*) e M05-19002 comparado com o mineral prehnita (*Prehnite_GDS613.b*) (Fig. 23).

Tabela 4 – Fases minerais de amostras do granodiorito milonítico do alvo M05 identificadas no *Spectragryph 1.2* e *TSG 8*. Os padrões espectrais são de Kokaly *et al.* (2017).

Amostra/ Espectro	<i>Spectragryph 1.2- Biblioteca USGS</i>	<i>TSG 8- AUX Biblioteca USGS ASDRF</i>	Lítotipo (Souza 2021)
M05-04010	<i>Thuringite</i>	<i>Chlorite</i>	Granodiorito milonítico
	<i>Chlorite</i>	<i>Siderite</i>	
	<i>Chlorite</i>	<i>Hornblende</i>	
	<i>Hornblende</i>	<i>Chlorite</i>	
	<i>Vermiculite</i>	<i>Clinocllore</i>	
M05-19002	<i>Serpentine</i>	<i>Serpentine</i>	Granodiorito milonítico
	<i>Bytownite</i>	<i>Bytownite</i>	
	<i>Goethite</i>	<i>Cummingtonite</i>	
	<i>Clinocllore</i>	<i>Arsenopyrite</i>	
	<i>Prehnite</i>	<i>Allanite</i>	

O espectro M05-04010 que caracteriza a siderita apresenta absorção apenas no campo do *SWIR*. Com absorção em ~1400 nm de OH e em 1910 nm H₂O estrutural; também apresenta uma múltipla absorção (2000 e 2015 nm) de CO₃. A presença de uma absorção em ~2332 nm relativo a MgOH é típica de carbonatos. A intensidade dela varia ao decorrer da substituição de Mg por Mn, onde as sideritas ricas em Mg apresentam valores em torno de 2320 nm e é a única feição persistente mesmo em misturas minerais (Pontual *et al.* 2008). A segunda absorção em 2393 nm de MgOH denota a forte presença deste elemento no espectro, entretanto pode demonstrar também a presença de outros minerais (Fig. 23).

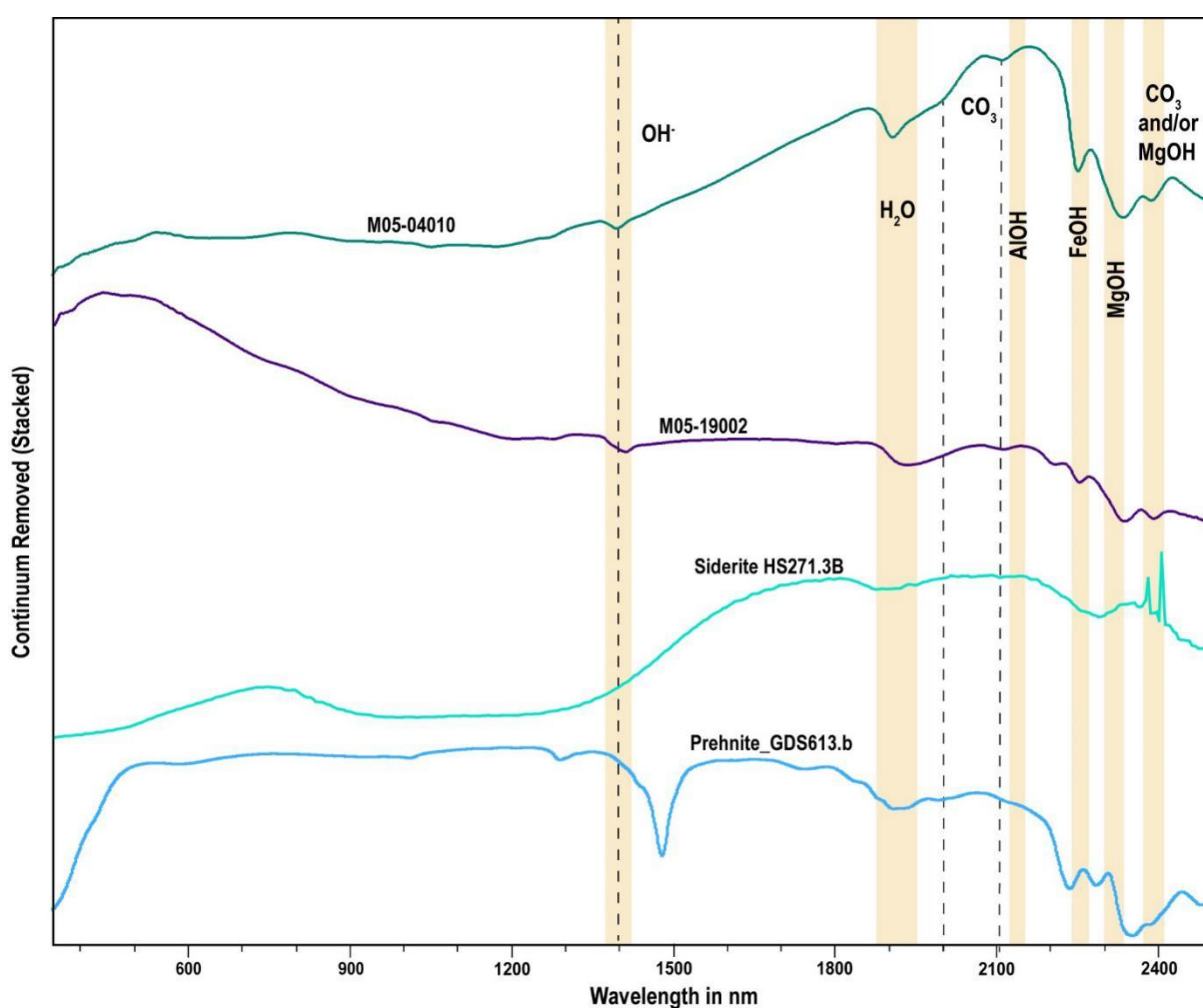


Figura 23 – Espectros empilhados obtidos a partir do granodiorito milonítico do alvo M05, apresentando absorções características da siderita e prehnita; bem como os íons e elementos que influenciam nas respostas obtidas. Padrões são da biblioteca espectral de Kokaly *et al.* (2017).

A prehnita ocorre no espectro M05-19002 (Fig. 23), demonstrada pela absorção em 1410 nm de OH, mesmo não tão intensa como observada no seu padrão *Prehnite_GDS613.b*. Essa feição se conserva mesmo em espectros de misturas minerais. A região de 1932 nm

apresenta absorção de H₂O estrutural, tal como de AlOH em 2200 nm. Revela ainda absorção assimétrica em 2249 nm de FeOH e dupla absorção em MgOH em 2331 e 2389 nm. Do mesmo modo ocorre uma feição que persiste mesmo em espectros com mistura mineral e só irrompe em prehnita que contém absorção na região de 1400 nm de OH (Pontual *et al.* 2008).

9.2.1.2 Metamáficas e metaintermediárias

Compreendem predominantemente meta-andesito e anfibolito (Souza 2021). Esse grupo é presente em todos os cinco alvos de sondagem e o estudo de espectroscopia teve como foco observar os espectros que retratassem as respostas mais comuns e distintas obtidas nos dois *softwares* base. Os espectros escolhidos foram representados em tabelas e empilhados com finalidade de demonstrar as fases e cristalinidade desses minerais.

9.2.1.2.1 Alvo M01

Os espectros selecionados do alvo M01, resultante de cada *software*, são apresentados na Tabela 5 e demonstram parte da variedade de minerais obtidos como resposta.

Tabela 5 – Fases minerais de amostras de rochas metamáficas ou metaintermediárias do alvo M01 identificadas no *Spectragryph 1.2* e *TSG 8*. Os padrões espectrais são de Kokaly *et al.* (2017).

<i>Amostra/ Espectro</i>	<i>Spectragryph 1.2- Biblioteca USGS</i>	<i>TSG 8- AUX Biblioteca USGS</i>	<i>Litotipo (Souza 2021)</i>
M01-2800007	<i>Ilmenite</i>	<i>Serpentine</i>	Metamáfica ou metaintermediária
	<i>Galena</i>	<i>Bytownite</i>	
	<i>Galena</i>	<i>Cummingtonite</i>	
	<i>Bytownite</i>	<i>Arsenopyrite</i>	
M01-2800011	<i>Galena</i>	<i>Carbon_Black</i>	Metamáfica ou metaintermediária
	<i>Clinochlore</i>	<i>Clinochlore</i>	
	<i>Thuringite</i>	<i>Hornblende</i>	
	<i>Prochlorite</i>	<i>Glaucosite</i>	
	<i>Thuringite</i>	<i>Olivine</i>	
M01-3300003	<i>Prochlorite</i>	<i>Hornblende</i>	Metamáfica ou metaintermediária
	<i>Antigorite</i>	<i>Uralite</i>	
	<i>Antigorite</i>	<i>Actinolite</i>	
	<i>Actinolite</i>	<i>Cummingtonite</i>	
	<i>Glaucophane</i>	<i>Actinolite</i>	
M01-3300010	<i>Antigorite</i>	<i>Uralite</i>	Metamáfica ou metaintermediária
	<i>Antigorite</i>	<i>Actinolite</i>	
	<i>Glaucophane</i>	<i>Uralite</i>	
	<i>Chlorite</i>	<i>Actinolite</i>	
	<i>Uralite</i>	<i>Actinolite</i>	

O espectro M01-2800007 tem maior compatibilidade com ilmenita (*Ilmenite_HS231.3B_N*) (Tabela 5), entretanto o espectro estudado tem uma mistura mineral. Em ~550 nm ocorre uma absorção em Fe²⁺, onde inicia um decaimento na reflectância

apontando em seguida a absorção de H₂O em 1919 nm. Por conseguinte, há uma absorção de FeOH em 2251 nm que sucede a dupla absorção de MgOH em 2334 e 2392 nm (Fig. 24). A presença da dupla feição de absorção em MgOH pode indicar serpentina, que reflete uma característica de ambos os minerais.

O M01-2800011 (Fig. 24) corresponde a turingita (*Thuringite_SMR-15*), com absorções marcantes na região do SWIR. A primeira é a de H₂O estrutural em 1909 nm, seguida por absorção de FeOH em 2252 nm e a presença de MgOH em 2336 nm, com posição de absorção inferior a FeOH indicando que essa clorita tem um caráter mais magnésiano (Pontual *et al.* 2008).

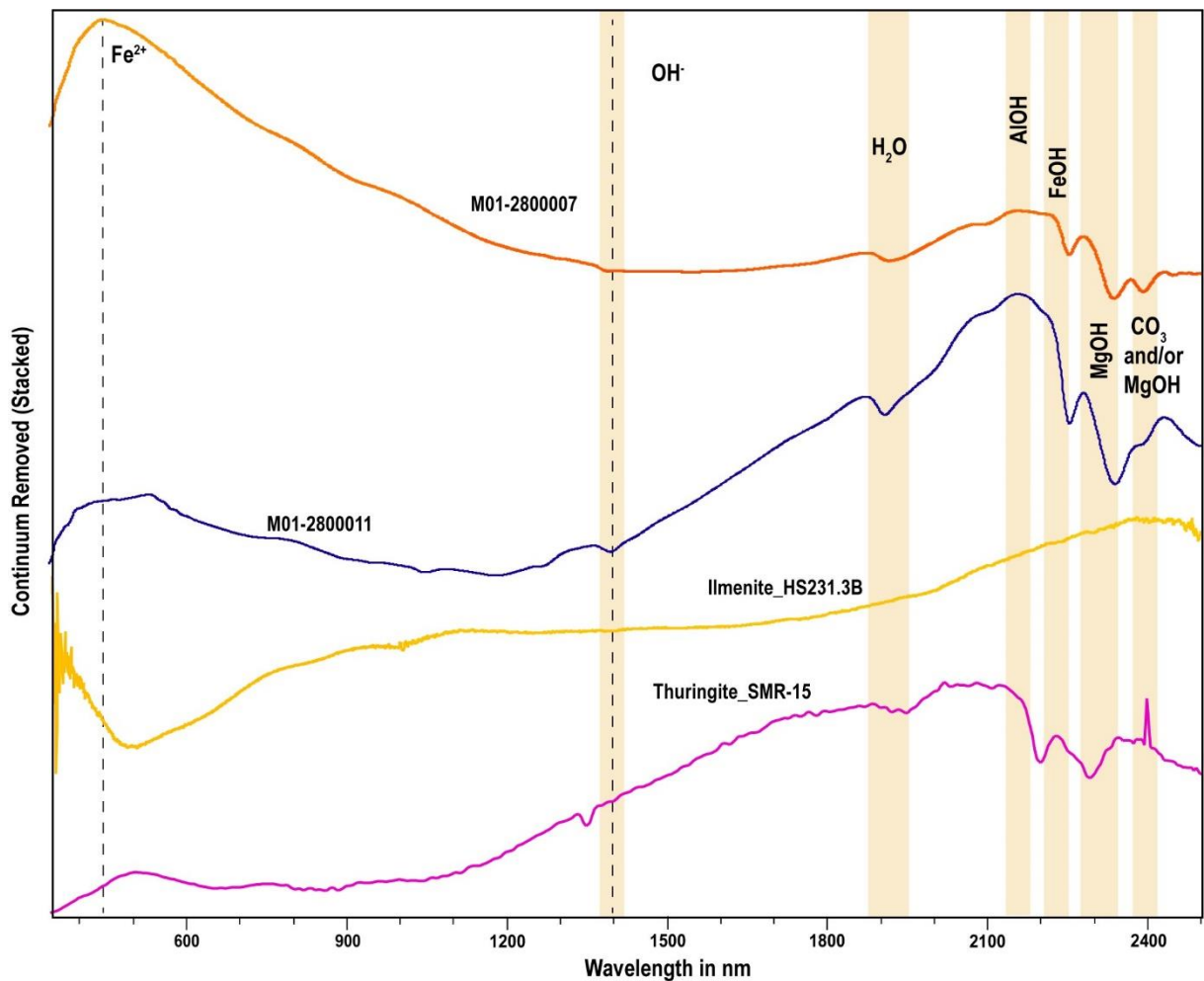


Figura 24 – Espectros empilhados obtidos a partir de rochas metamáficas e metaintermediárias do alvo M01, apresentando absorções características da ilmenita e turingita; bem como os íons e elementos que influenciam nas respostas obtidas. Padrões são da biblioteca espectral de Kokaly *et al.* (2017).

A antigorita (*Antigorite_NMNH96917*) ocorre no espectro M01-3300003 e apresenta típica feição de absorção “afiada” que se apresenta nessa fase em ~1399 nm (Fig. 25). Seguida de uma absorção em 1926 nm de H₂O estrutural, assim como absorção assimétrica em 2119 nm

de AlOH. Decorre ainda a feição diagnóstica do grupo de serpentina que é uma forma assimétrica e dupla nos comprimentos de onda 2318 e 2391 nm (Pontual *et al.* 2008).

A uralita (*Uralite HS345-6*) do espectro M01-3300010 (Fig. 25) têm absorção de OH em ~1397 nm e outra alargada em 1988 nm de H₂O. Efetuam-se absorções de AlOH em 2117 nm, bem como em 2249 nm de FeOH. Em ~2319 nm aparece a primeira absorção de MgOH, que demonstra uma especificidade da hornblenda dado ao “achatamento” do espectro quando comparado com outros anfibólios, do mesmo modo que essa absorção está um pouco mais profunda que a segunda em 2390 nm de MgOH (Pontual *et al.* 2008).

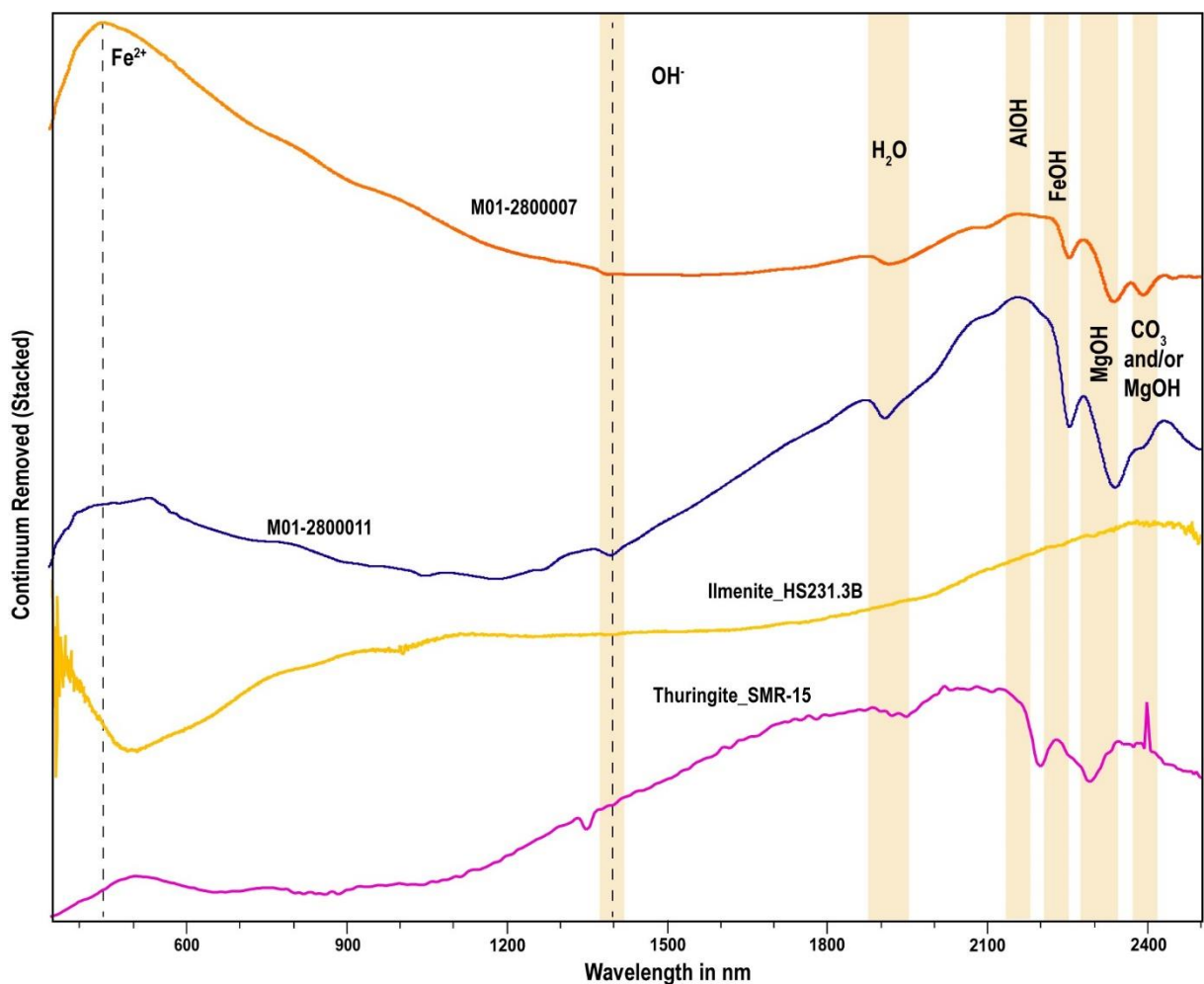


Figura 25 – Espectros empilhados obtidos a partir de rochas metamáficas e metaintermediárias do alvo M01, apresentando absorções características da antigorita e uralita; bem como os íons e elementos que influenciam nas respostas obtidas. Padrões são da biblioteca espectral de Kokaly *et al.* (2017).

9.2.1.2.2 Alvo M02

Neste alvo de sondagem, as rochas metamáficas e metaintermediárias tem como espectros representativos (Tabela 6) M02-0700001 com fase mineral correlata da hornblenda (*Hornblende_HS177.6_ASDFRc_AREF*) e M02-0700003 que foi comparada com o mineral de nefrita (*Nephrite_HS296_3B_NIC4cb_RREF*) (Fig. 26).

Tabela 6 – Fases minerais de amostras de rochas metamáficas e metaintermediárias do alvo M02 identificadas no *Spectragryph 1.2* e *TSG 8*. Os padrões espectrais são de Kokaly *et al.* (2017).

<i>Amostra/ Espectro</i>	<i>Spectragryph 1.2- Biblioteca USGS</i>	<i>TSG 8- AUX Biblioteca USGS ASDRF</i>	<i>Litotipo (Souza 2021)</i>
M02-0700001	<i>Antigorite</i>	<i>Anorthite</i>	Metamáfica ou metaintermediária
	<i>Nephrite</i>	<i>Hornblende</i>	
	<i>Anorthite</i>	<i>Allanite</i>	
	<i>Clinochlore</i>	<i>Anorthite</i>	
	<i>Clinochlore</i>	<i>Anorthite</i>	
M02-0700003	<i>Nephrite</i>	<i>Chlorite</i>	Metamáfica ou metaintermediária
	<i>Glaucophane</i>	<i>Serpentine</i>	
	<i>Antigorite</i>	<i>Dolomite</i>	
	<i>Antigorite</i>	<i>Serpentine</i>	
	<i>Fassaite</i>	<i>Cummingtonite</i>	

A hornblenda é o mineral resultante do espectro M02-0700001 (Fig. 26) e possui absorção na região do VNIR em 713 nm de Fe²⁺, sucedida por distintas absorções na região do SWIR. Elas ocorrem em 1396 nm com OH, assim como sutil absorção de água estrutural em 1900 nm e de FeOH em 2251 nm. As absorções duplas seguidas de MgOH em 2327 e 2396 nm são diagnósticas por serem mais achatadas e alargadas, que a diferencia de outros anfibólios (Pontual *et al.* 2008).

No espectro M02-0700003 ocorre a nefrita (Fig. 26), uma variedade de actinolita/tremolita. Ele demonstra feições diagnósticas apenas na região do SWIR. Iniciando em 1399 nm de OH, seguida em 1908 nm de H₂O estrutural, bem como absorção em 2116 nm de AlOH. Ocorrem absorções em 2251 nm de FeOH dupla absorção em ~2324 e 2393 nm de MgOH. A qual confirma a presença da nefrita pela forma da absorção de MgOH, que se faz mais colunar que em outros anfibólios (Pontual *et al.* 2008). O AlOH indica a presença de mistura mineral. A dupla feição de absorção em magnésio sugere a presença de serpentina, também identificado no processamento desse espectro.

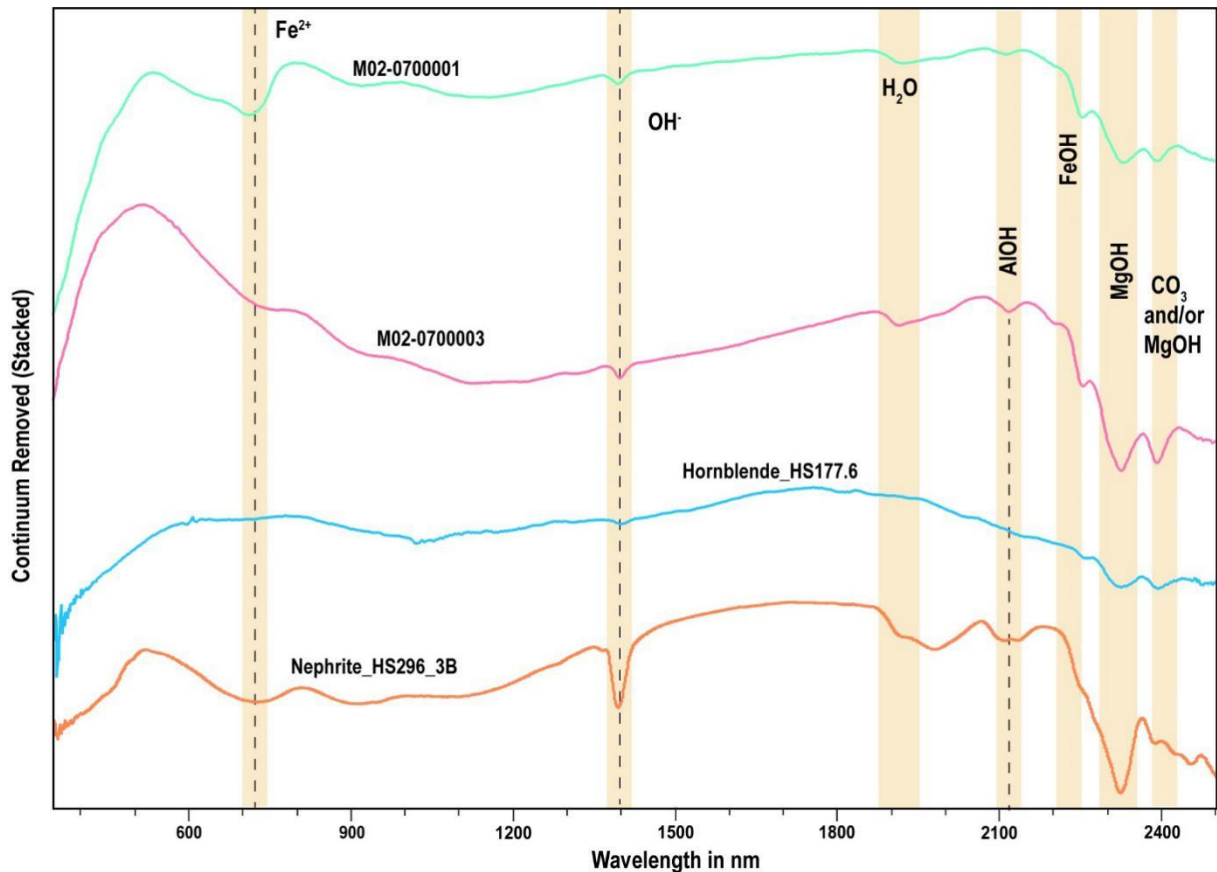


Figura 26 – Espectros empilhados obtidos a partir de rochas metamáficas e metaintermediárias do alvo M02, apresentando absorções características da hornblenda e nefrita; bem como os íons e elementos que influenciam nas respostas obtidas. Padrões são da biblioteca espectral de Kokaly *et al.* (2017).

9.2.1.2.3 Alvo M03

Para as rochas metamáficas e metaintermediárias presente no alvo M03 foram escolhidos três espectros representativos que estão expostos em tabela, contento o resultado de cada *software* (Tabela 7) para demonstrar parte da variedade mineral observada.

Tabela 7 – Fases minerais de amostras de rochas metamáficas e metaintermediárias do alvo M03 identificadas no *Spectragryph 1.2* e *TSG 8*. Os padrões espectrais são de Kokaly *et al.* (2017).

Amostra/ Espectro	<i>Spectragryph 1.2- Biblioteca USGS</i>	<i>TSG 8- AUX Biblioteca USGS ASDRF</i>	Lítotipo (Souza 2021)
M03-0200002	Wollastonite	Chrysotile	Metamáfica ou metaintermediária
	Fassaite	Bytownite	
	Nephrite	Serpentine	
	Serpentine	Arsenopyrite	
	Antigorite	Serpentine	
M03-0200007	<i>Lizardite</i>	<i>Prehnite</i>	Metamáfica ou metaintermediária
	<i>Lizardite</i>	<i>Strontianite</i>	
	<i>Goethite</i>	<i>Chrysotile</i>	
	<i>Pectolite</i>	<i>Serpentine</i>	
	<i>Lizardite</i>	<i>Serpentine</i>	
M03-2400005	Wollastonite	Anorthite	Metamáfica ou metaintermediária
	Nontronite	Anorthite	
	Sauconite	Bytownite	
	Hectorite	Allanite	
	Sanidine	Serpentine	

O espectro M03-0200002 corresponde a serpentina (*Serpentine HS328.6*), (Fig. 27), ele apresenta feições de absorção apenas na região do *SWIR*. Essas absorções se iniciam em 1391 nm para OH, que é seguida por uma absorção alargada em 1923 nm de H₂O estrutural, que caracteriza uma estrutura diagnóstica para o espectro (Fig. 27). A área final do *SWIR* contém absorção em 2249 nm para FeOH, bem como típica absorção dupla de MgOH para minerais magnesianos em 2332 e 2391 nm (Pontual *et al.* 2008).

Na sequência, o espectro M03-0200007 é correlacionado com estroncianita (*Strontianite HS271.4B*), um carbonato de Sr (Fig. 27). Apresenta feição de absorção em 1197 nm para Fe²⁺ e dupla absorção para OH em 1426 e 1470 nm. Em ~1716 e 2099 nm ocorrem típicas absorções de CO₃ em carbonatos, assim como de H₂O estrutural em 1923 nm.

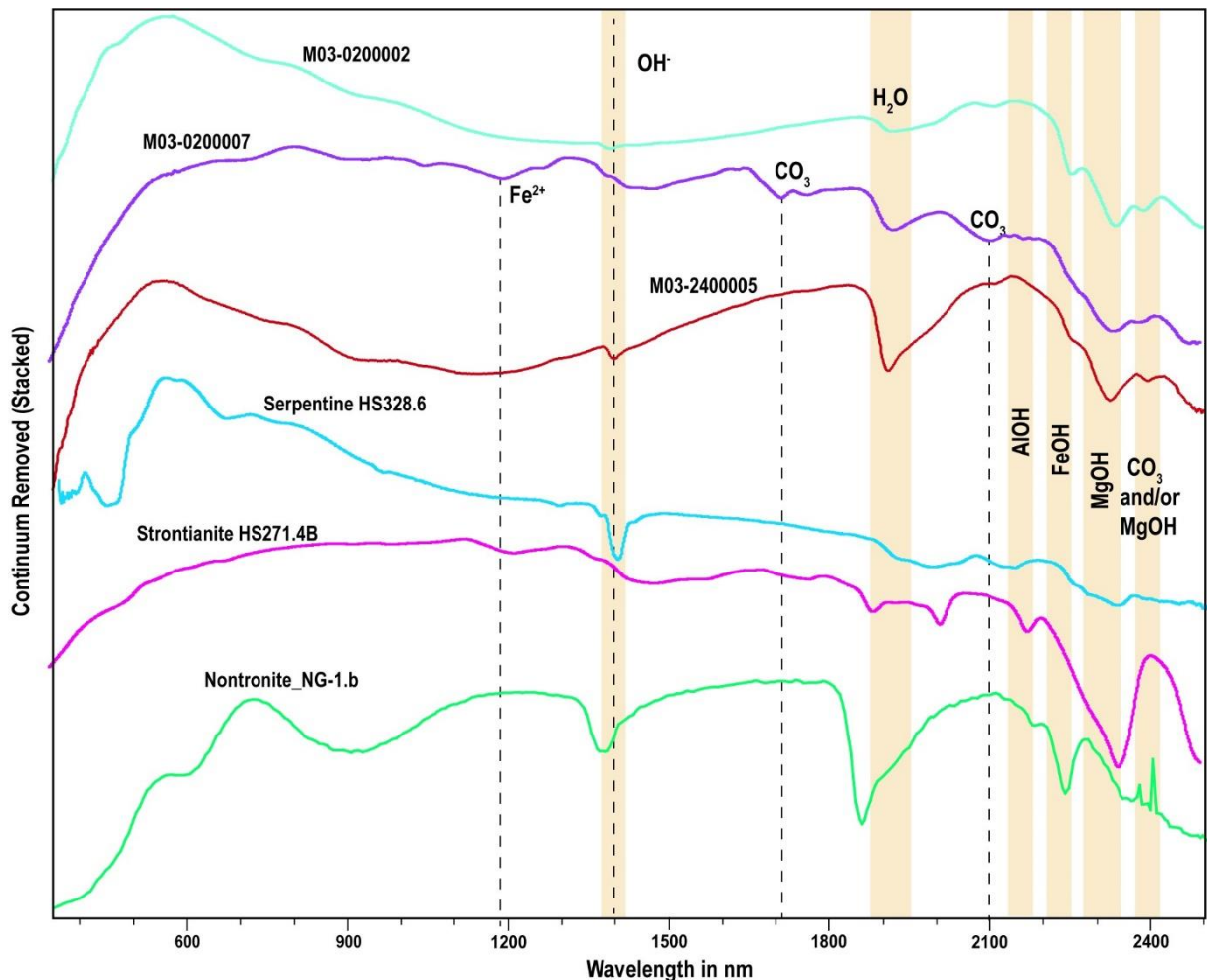


Figura 27 – Espectros empilhados obtidos a partir de rochas metamáficas e metaintermediárias do alvo M03, apresentando absorções características da serpentina, estroncianita e nontronita; bem como os íons e elementos que influenciam nas respostas obtidas. Padrões são da biblioteca espectral de Kokaly *et al.* (2017).

O espectro M03-2400005 retrata a nontronita (*Nontronite_NG-1.b*) (Fig. 27). Assim como o anterior, este espectro só demonstra feições de absorções no campo do *SWIR*. A absorção em 1910 nm de H₂O é diagnóstica deste mineral, assim como a forma assimétrica e pontiaguda que ela apresenta. Ela é sucedida por uma absorção mais profunda em 2300 nm para FeOH, bem como mais superior a 2396 nm de MgOH (Pontual *et al.* 2008).

9.2.1.2.4 Alvo M04

Para as rochas presentes no alvo M04 são retratados dois espectros representativos que foram expostos em tabela, contento o resultado de cada *software* (Tabela 8) para demonstrar parte da variedade mineral encontrada nas análises.

Tabela 8 – Fases minerais de amostras de rochas máficas e metaintermediárias do alvo M04 identificadas no *Spectragryph 1.2* e *TSG 8*. Os padrões espectrais são de Kokaly *et al.* (2017).

<i>Amostra/ Espectro</i>	<i>Spectragryph 1.2- Biblioteca USGS</i>	<i>TSG 8- AUX Biblioteca USGS ASDRF</i>	<i>Lítotipo (Souza 2021)</i>
M04-0100012	<i>Wollastonite</i>	<i>Diopside</i>	Metamáfica ou metaintermediária
	<i>Illite</i>	<i>Jadeite</i>	
	<i>Thuringite</i>	<i>Serpentine</i>	
	<i>Illite</i>	<i>Dolomite</i>	
	<i>Grossular</i>	<i>Bytownite</i>	
M04-0900016	<i>Fassaite</i>	<i>Chlorite</i>	Metamáfica ou metaintermediária
	<i>Grossular</i>	<i>Bytownite</i>	
	<i>Wollastonite</i>	<i>Dolomite</i>	
	<i>Chlorite</i>	<i>Cumingtonite</i>	
	<i>Nephrite</i>	<i>Chrysotile</i>	

O espectro M04-0100012 é comparado com a illita (*Illite_IMt-1.a*) (Fig. 28). Revela feições de absorção na região do *VNIR-SWIR*. No *VNIR* ocorre uma absorção em 790 nm para Fe³⁺, ao passo que na região do *SWIR* ocorre típica absorção de AlOH em 2208 nm. Ela é sucedida por absorção de FeOH em 2248 nm e dupla absorção em 2294 e 2358 nm para MgOH (Pontual *et al.* 2008).

Por fim, o espectro M04-090001 demonstra a clorita (*Chlorite_HS179_6*) (Fig. 28) e só possui feições na região do *SWIR*, com características diagnósticas de clorita ferro-magnésiana. Exibe absorções em 1388 nm de OH e 1911 nm de H₂O estrutural que são menos profundas e mais achatadas quando comparadas com clorita magnésiana. Em ~2008 nm ocorre absorção em AlOH, que prossegue uma absorção em ~2247 nm de FeOH e dupla absorção de MgOH em 2332 e 2390 nm (Pontual *et al.* 2008).

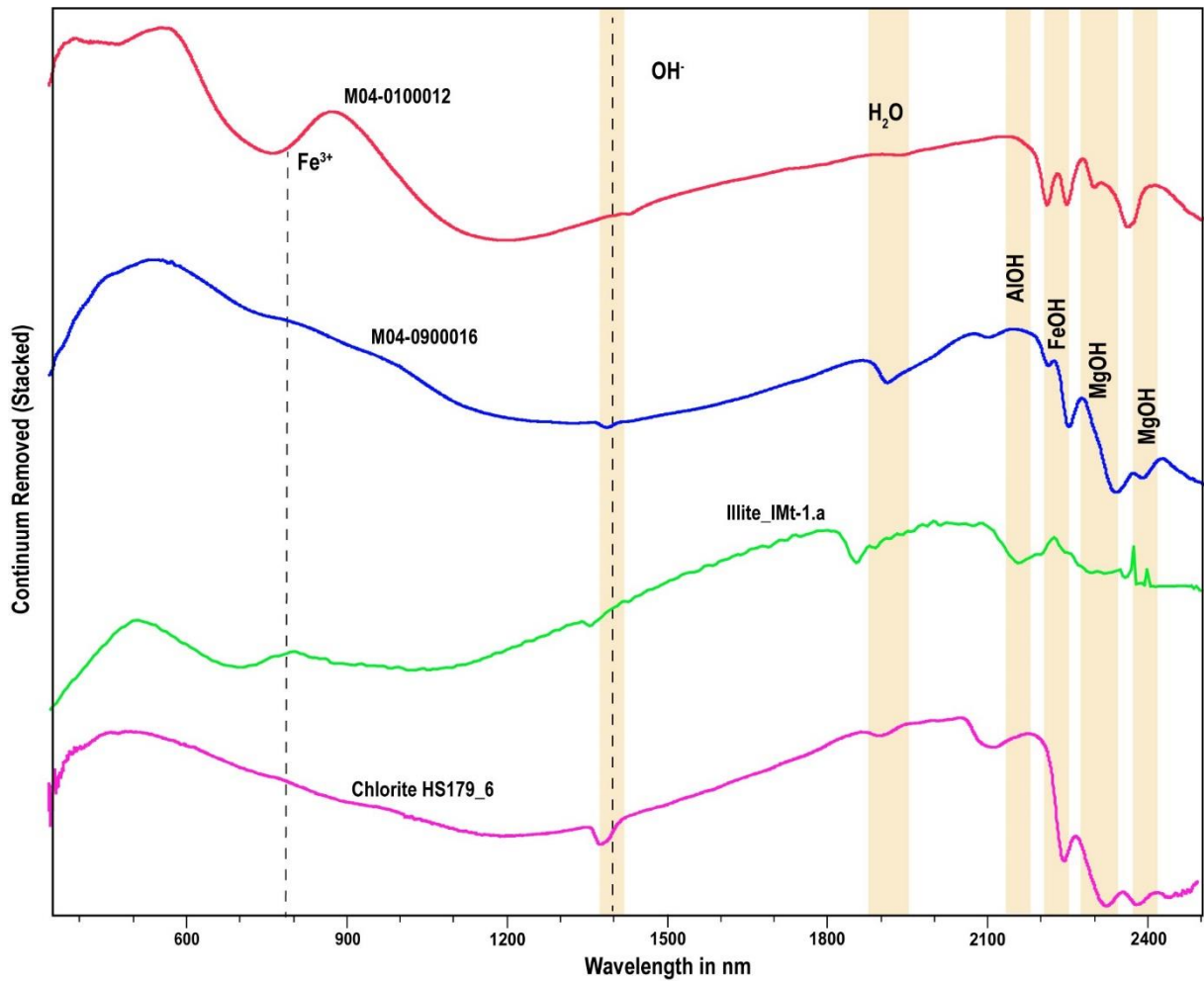


Figura 28 – Espectros empilhados obtidos a partir de rochas metamáficas e metaintermediárias do alvo M04, apresentando absorções características da illita e clorita; bem como os íons e elementos que influenciam nas respostas obtidas. Padrões são da biblioteca espectral de Kokaly *et al.* (2017).

9.2.1.2.5 Alvo M05

Este alvo contém dois espectros representativos que foram expostos em tabela, contento a resulta de cada *software* (Tabela 9) para demonstrar parte da variedade mineral encontrada nas análises.

Tabela 9 – Fases minerais de amostras de rochas metamáficas e metaintermediárias do alvo M05 identificadas no *Spectragryph 1.2* e *TSG 8*. Os padrões espectrais são de Kokaly *et al.* (2017).

Amostra/ Espectro	<i>Spectragryph 1.2- Biblioteca USGS</i>	<i>TSG 8- AUX Biblioteca USGS ASDRF</i>	Litotipo (Souza 2021)
M05-06008	<i>Grossular</i>	<i>Serpentine</i>	Metamáfica ou metaintermediária
	<i>Clinocllore</i>	<i>Serpentine</i>	
	<i>Smaragdite</i>	<i>Serpentine</i>	
	<i>Goethite</i>	<i>Nephrite</i>	
	<i>Pectolite</i>	<i>Diopside</i>	
M05-07008	<i>Fassaite</i>	<i>Bytownite</i>	Metamáfica ou metaintermediária
	<i>Nephrite</i>	<i>Cummingtonite</i>	
	<i>Limonite</i>	<i>Serpentine</i>	
	<i>Serpentine</i>	<i>Chrysotile</i>	
	<i>Antigorite</i>	<i>Arsenopyrite</i>	

O espectro M05-06008 corresponde ao padrão do diopsídio (*Diopside HS317.6*) e contém feições de absorção no campo do VNIR e do SWIR (Fig.29). A primeira absorção acontece no comprimento de onda de 714 nm para Fe^{2+} do VNIR. Ela representa um fator determinante para presença de clinopiroxênio como o diopsídio. Pois esse grupo mineral só demonstra feição de absorção na região do VNIR (Pontual *et al.* 2008), entretanto a ocorrência de absorções no comprimento do SWIR indica a presença de mistura mineral. Elas ocorrem em 1394 nm de OH, em 2111 nm para CO_3 , em 2250 nm para FeOH, e a típica absorção dupla para MgOH em 2326 e 2390 nm. Essas absorções confirmam também o comparecimento do mineral de serpentina, tendo em vista a presença da dupla absorção de MgOH e resposta nos *softwares* (Tabela 9).

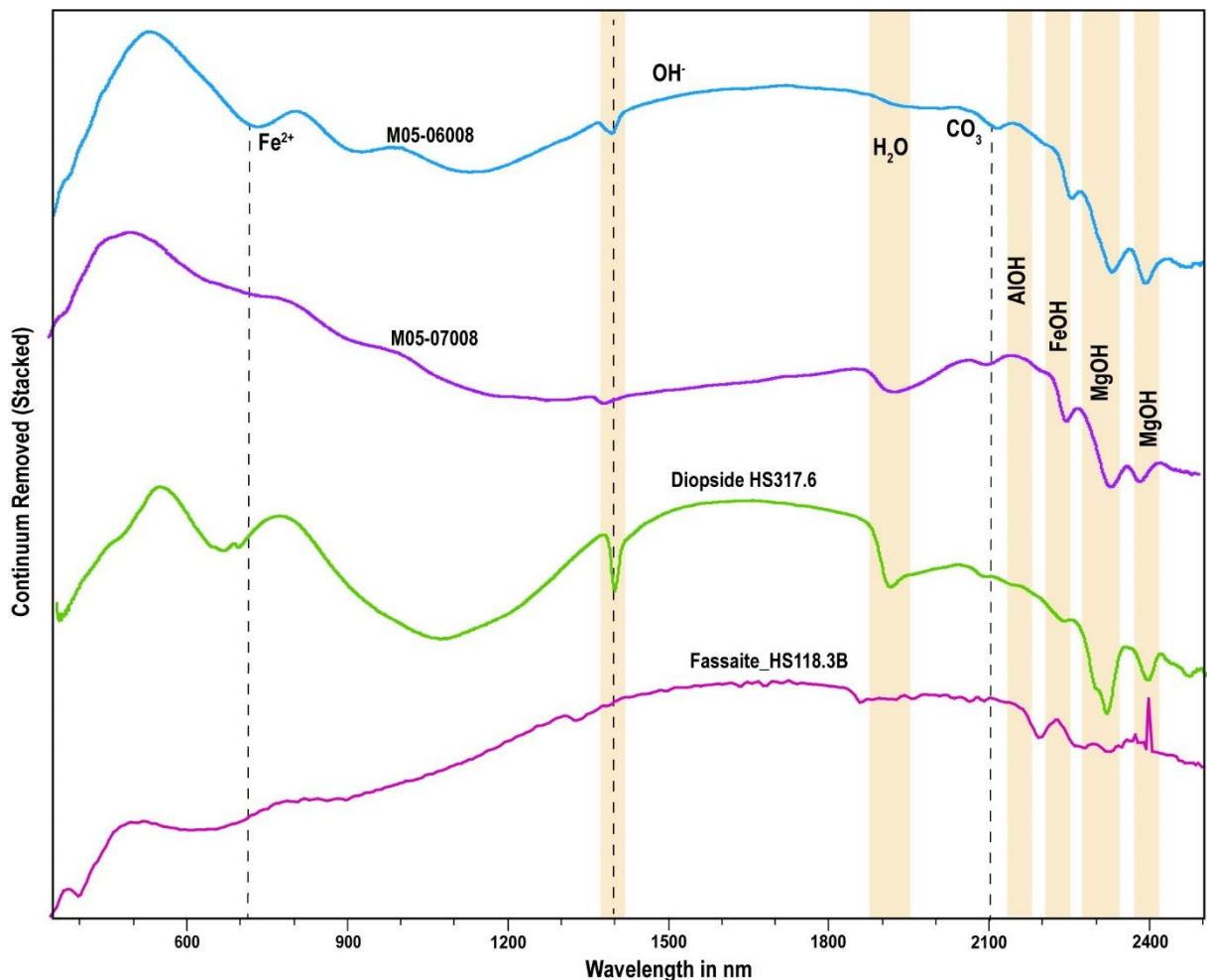


Figura 29 – Espectros empilhados obtidos a partir de rochas metamáficas e metaintermediárias do alvo M05, apresentando absorções características do diopsídio e fassaita; bem como os íons e elementos que influenciam nas respostas obtidas. Padrões são da biblioteca espectral de Kokaly *et al.* (2017).

Por sua vez, M05-07008 teve como resposta a fassaita (Fig. 29) (*Fassaita_HS118.3B*). Ela exibe maior reflectância próximo a região do Fe, no início da região do VNIR (300 a 700 nm). Em seguida há um decaimento da reflectância e novo aumento, sugerindo típico comportamento de clinopiroxênio no espectro (Pontual *et al.* 2008). As absorções ocorrem em 1931 nm de H₂O estrutural, em 2250 nm para FeOH e dupla absorção em 2332 e 2389 nm para MgOH. Isto sugere uma mistura mineral com presença de serpentina e/ou antigorita, tendo em vista que a dupla absorção de MgOH é típica de minerais magnesianos.

9.2.2 Conjunto de rochas vulcânicas e plutônicas isotrópicas

9.2.2.1 Plutônicas

Ocorrem quartzo monzonito, granodiorito, monzodiorito e subordinado microgranito (Souza 2021). Estão presentes em todos os cinco alvos de sondagem e o estudo de espectroscopia aplicado teve como foco observar os espectros que retratassem as respostas mais comuns e distintas obtidas nos dois *softwares*. Os espectros selecionados são representados em tabelas e empilhados com o propósito de demonstrar as fases e cristalinidade desses minerais.

9.2.2.1.1 Alvo M01

Os espectros escolhidos para representar a litologia plutônica no alvo M01 foram representados em tabela, contento a resulta de cada *software* (Tabela 10) que demonstram parte da variedade de minerais obtidos como resposta.

A beidelita (*Beidellite_GDS124*), comparada ao espectro M01-0300002_ALT (Fig. 30), consiste em um argilomineral que pertence ao grupo da montmorillonita. Há feições de absorções proeminentes OH em ~1414 nm e para H₂O estrutural em 1909 nm, elas demonstram formas diagnósticas presentes em espectros desse grupo mineral. Ocorre ainda sutil absorção em AlOH que não é muito evidenciada no empilhamento dos espectros.

Já o espectro M01-0900002 figura o mineral bassanita (*Bassanite_GDS145*) (Fig. 30), um sulfato de cálcio com absorção evidente em H₂O estrutural em ~1913 nm. Essa é uma característica marcante para o grupo da gipsita, o que confirma sua ocorrência no espectro (Pontual *et al.* 2008).

A glauconita (*Glauconite HS313-4B*) figura no espectro M01-2700003 (Fig. 30). Pertence ao grupo das micas e no espectro mostra picos de absorções de componentes químicos. O primeiro pico ocorre em 2250 nm de FeOH e dois picos de MgOH (2332 e 2389 nm), comum em minerais que contém Mg.

Tabela 10 – Fases minerais de amostras das rochas plutônicas do alvo M01 identificadas no *Spectragryph 1.2* e *TSG 8*. Os padrões espectrais são de Kokaly *et al.* (2017).

<i>Amostra/ Espectro</i>	<i>Spectragryph 1.2- Biblioteca USGS</i>	<i>TSG 8- AUX Biblioteca USGS</i>	<i>Litotipo (Souza 2021)</i>
M01-0300002_ALT	Sanidine Montmorillonite Saponite Montmorillonite Hectorite	Beidellite Gypsum Natrolite Nephrite Portlandite	Plutônica
M01-0900002	Sanidine Wollastonite Pyroxmangite Sauconite Bassanite	Dolomite Anorthite Calcite Anorthite Microcline	Plutônica
M01-2700003	Clinochlore Clinochlore Clinochlore Almandine Thuringite	Glauconite Glauconite Glauconite Olivine Hornblende	Plutônica
M01-3400001	Anorthite Knebelite Spodumene Jarosite Phlogopite	Anorthite Knebelite Spodumene Phlogopite Spodumene	Plutônica
M01-3400007	Wollastonite Pyroxmangite Marialite Montmorillonite Calcite	Calcite Chrysotile Serpentine Prehnite Albite	Plutônica
M01-3500006_VEIO	Sanidine Wollastonite Heulandite Heulandite Epsomite	Serpentine Arsenopyrite Monticellite Gypsum Gypsum	Plutônica

A jarosita (*Jarosite_WS368*) ocorre no espectro M01-3400001 (Fig. 31). Apresenta pico de absorção em 490 nm em Fe²⁺, que apesar de não muito evidente é uma forte característica dessa fase e persiste mesmo em misturas. No campo do *SWIR* acontece absorções diagnósticas em 1403 nm para OH, em 1922 nm para H₂O estrutural e para FeOH em 2200 nm. Toda via pode representar uma mistura em função da presença da absorção múltipla comum em minerais que contém Mg, e ocorre em 2323 e 2393 nm (Pontual *et al.* 2008).

O espectro M01-3400007 (Fig. 31) representa prehnita (*Prehnite GDS613*). Possui absorção na região do *VNIR* em 538 nm de Fe²⁺. Onde este elemento indica mistura mineral nesse espectro. Já na região do *SWIR* as absorções ocorrem em ~1408 nm de OH e ~1930 nm de H₂O estrutural, 2198 nm para AlOH, 2253 nm para FeOH e em 2331 nm de MgOH. A absorção em OH na prehnita é diagnóstica e verificada mesmo em misturas, acompanhada pelo pico em MgOH (Pontual *et al.* 2008).

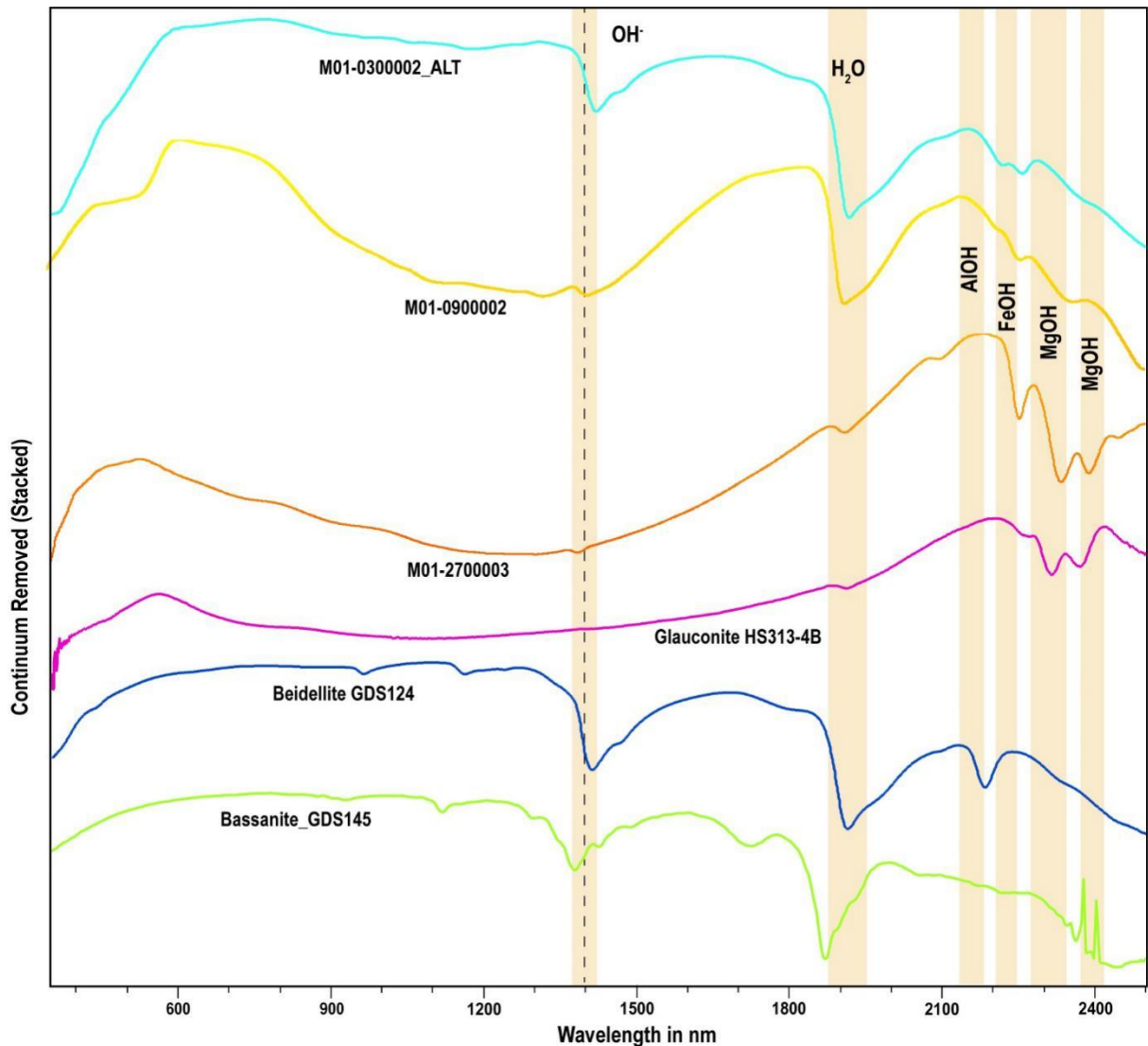


Figura 30 – Espectros empilhados obtidos a partir de plutônicas do alvo M01, apresentando absorções características da beidellita, bassanita e glauconita; bem como os íons e elementos que influenciam nas respostas obtidas. Padrões são da biblioteca espectral de Kokaly *et al.* (2017).

A gipsita (*Gypsum H333*) está presente no espectro M01-3500006_VEIO (Fig. 31). A sua principal feição é a absorção de H₂O estrutural em ~1929 nm. Ela retrata absorção diagnóstica e ocorre mesmo quando a presença de gipsita em um espectro é mínima (Pontual *et al.* 2008). Entretanto, esse espectro também contém feições de mistura mineral na região do SWIR.

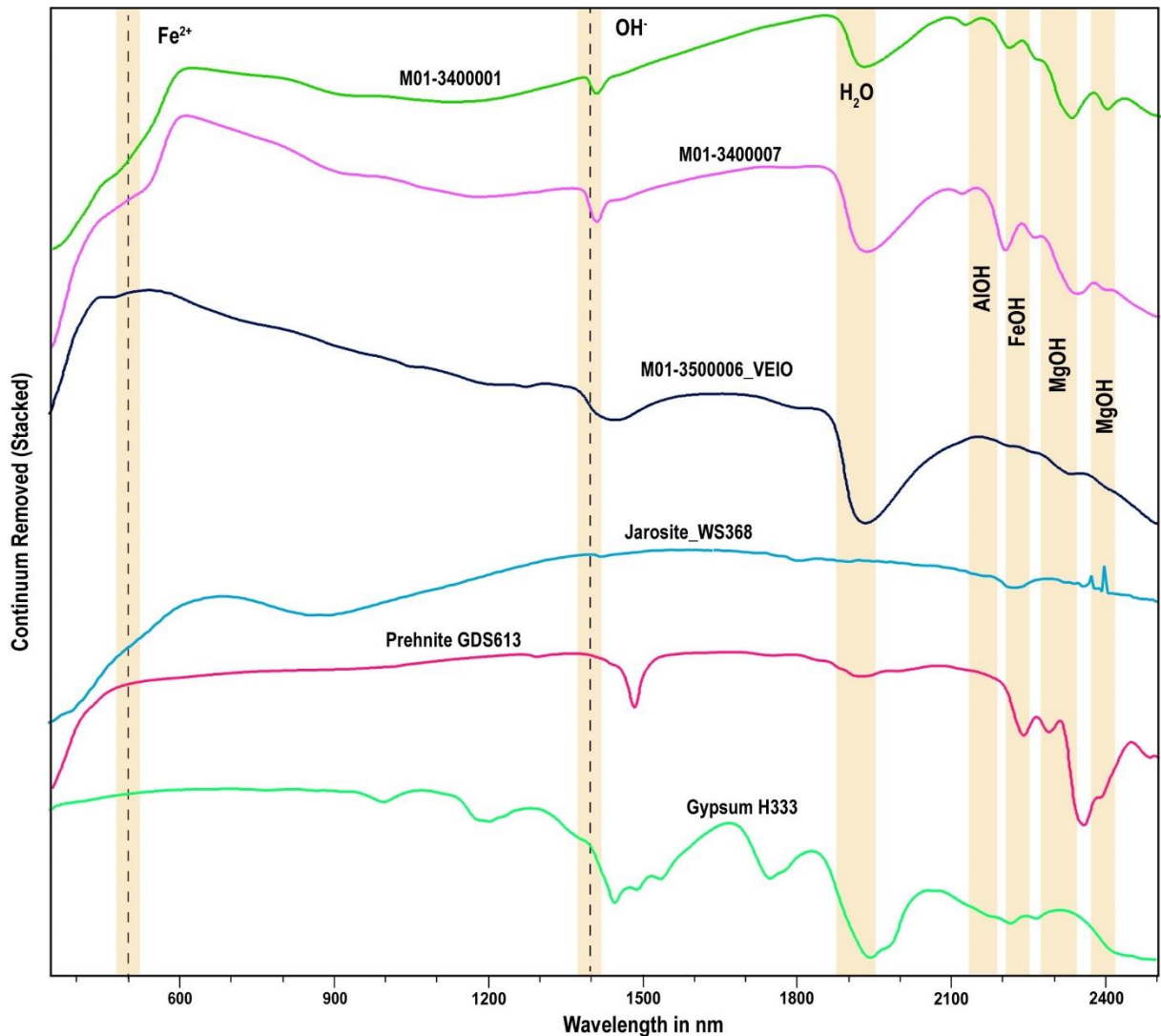


Figura 31 – Espectros empilhados obtidos a partir de plutônicas do alvo M01, apresentando absorções características da jarosita, prehnita e gipsita; bem como os íons e elementos que influenciam nas respostas obtidas. Padrões são da biblioteca espectral de Kokaly *et al.* (2017).

9.2.2.1.2 Alvo M02

As amostras selecionadas para representar a litologia plutônica no alvo M02 foram representados em tabela contendo os resultados de cada *software* e os espectros escolhidos (Tabela 11).

Os espectros representativos para esta litologias são M02-0100002 referente a calcita (*Calcite-REE bearing WS319a*), M02-0200006_VEIO da rodocrosita (*Rhodochrosite HS338.6*) e M02-0300002 da arsenopirita (*Arsenopyrite HS262.3B*).

A calcita ocorre no espectro M02-0100002 (Tabela 11). Foram identificados minerais com feições diagnóstica de CO_3 e/ou de MgOH em ~ 2330 nm. No *Spectragryph 1.2* foi identificada apenas a wollastonita. Ao passo que o *TSG 8* reconheceu anortita e calcita, a

crisotila que contém Mg e a dolomita. Comparando o espectro M02-0100002 com o espectro de referência da calcita (Fig. 32) é possível observar semelhanças, principalmente relacionada ao padrão de absorção bem acentuada de CO₃. Os picos de absorção de outros elementos como FeOH e AlOH sugere uma mistura de minerais.

Tabela 11 – Fases minerais de amostras de rochas plutônicas do alvo M02 identificadas no *Spectragryph 1.2* e *TSG 8*. Os padrões espectrais são de Kokaly *et al.* (2017).

<i>Amostra/ Espectro</i>	<i>Spectragryph 1.2- Biblioteca USGS</i>	<i>TSG 8- AUX Biblioteca USGS</i>	<i>Litotipo (Souza 2021)</i>
M02-0100002	<i>Marialite</i>	<i>Anorthite</i>	Plutônico
	<i>Clinochlore</i>	<i>Anorthite</i>	
	<i>Antigorite</i>	<i>Calcite</i>	
	<i>Wollastonite</i>	<i>Dolomite</i>	
M02-0200006_VEIO	<i>Antigorite</i>	<i>Chrysotile</i>	Plutônico
	<i>Clinochlore</i>	<i>Nephrite</i>	
	<i>Rhodochrosite</i>	<i>Anorthite</i>	
	<i>Antigorite</i>	<i>Glaucophane</i>	
M02-0300002	<i>Clinochlore</i>	<i>Anorthite</i>	Plutônico
	<i>Wollastonite</i>	<i>Nephrite</i>	
	<i>Bytownite</i>	<i>Serpentine</i>	
	<i>Serpentine</i>	<i>Serpentine</i>	
M02-0300003	<i>Arsenopyrite</i>	<i>Arsenopyrite</i>	Plutônico
	<i>Clinochlore</i>	<i>Cummingtonite</i>	
	<i>Goethite</i>	<i>Allanite</i>	
	<i>Vermiculite</i>	<i>Malachite</i>	
M02-0300009_VEIO	<i>Corrensite</i>	<i>Malachite</i>	Plutônico
	<i>Chlorite</i>	<i>Cummingtonite</i>	
	<i>Chlorite</i>	<i>Cummingtonite</i>	
	<i>Chlorite</i>	<i>Uralite</i>	
M02-0300012_VEIO	<i>Wollastonite</i>	<i>Serpentine</i>	Plutônico
	<i>Serpentine</i>	<i>Diopside</i>	
	<i>Chert</i>	<i>Serpentine</i>	
	<i>Diopside</i>	<i>Ulexite</i>	
	<i>Opal</i>	<i>Ulexite</i>	
M02-0400005	<i>Wollastonite</i>	<i>Serpentine</i>	Plutônico
	<i>Chert</i>	<i>Diopside</i>	
	<i>Sanidine</i>	<i>Ulexite</i>	
	<i>Tincalconite</i>	<i>Carbon Black</i>	
	<i>Ulexite</i>	<i>Gypsum</i>	
M02-0400007	<i>Vermiculite</i>	<i>Olivine</i>	Plutônico
	<i>Thuringite</i>	<i>Jadeita</i>	
	<i>Chlorite</i>	<i>Olivine</i>	
	<i>Prochlorite</i>	<i>Chlorite</i>	
	<i>Thuringite</i>	<i>Cummingtonite</i>	
M02-0500005	<i>Grossular</i>	<i>Serpentine</i>	Plutônico
	<i>Serpentine</i>	<i>Cummingtonite</i>	
	<i>Fassaite</i>	<i>Bytownite</i>	
	<i>Galena</i>	<i>Arsenopyrite</i>	
	<i>Bytownite</i>	<i>Chrysotile</i>	
M02-0500005	<i>Marialite</i>	<i>Arsenopyrite</i>	Plutônico
	<i>Pyroxmangite</i>	<i>Cummingtonite</i>	
	<i>Clinochlore</i>	<i>Bytownite</i>	
	<i>Limonite</i>	<i>Arsenopyrite</i>	
	<i>Arsenopyrite</i>	<i>Chrysotile</i>	

O espectro M02-0200006_VEIO (Fig. 32) demonstra um pico de forte absorção para CO₃ em 2330 nm. Que retrata uma feição diagnóstica da rodocrosita (Pontual *et al.* 2008).

A amostra M02-0300002 é correlata à arsenopirita. Apresenta feições diagnósticas até ~1900 nm. Quando emparelhado com o espectro padrão é possível notar a mesma forma de

decaimento deles, embora ocorram feições de absorção em MgOH e/ou CO₃ que sugerem mistura mineral, a exemplo de serpentina e/ou wollastonita.

A análise de M02-0300003 tem correspondência com malaquita (*Malachite HS254.3B*) (Fig. 33). Mostra absorções distintas no campo do SWIR em aproximadamente 2250 a 2450 nm. Ocorrem ainda absorções de Cu à 530 nm, de OH em ~1400 nm e água estrutural em ~1900 nm. A presença de AlOH em ~2200 nm e de FeOH em 2250 nm apontam para mistura mineral, como vermiculita e clorita que ocorrem no espectro (Tabela 11).

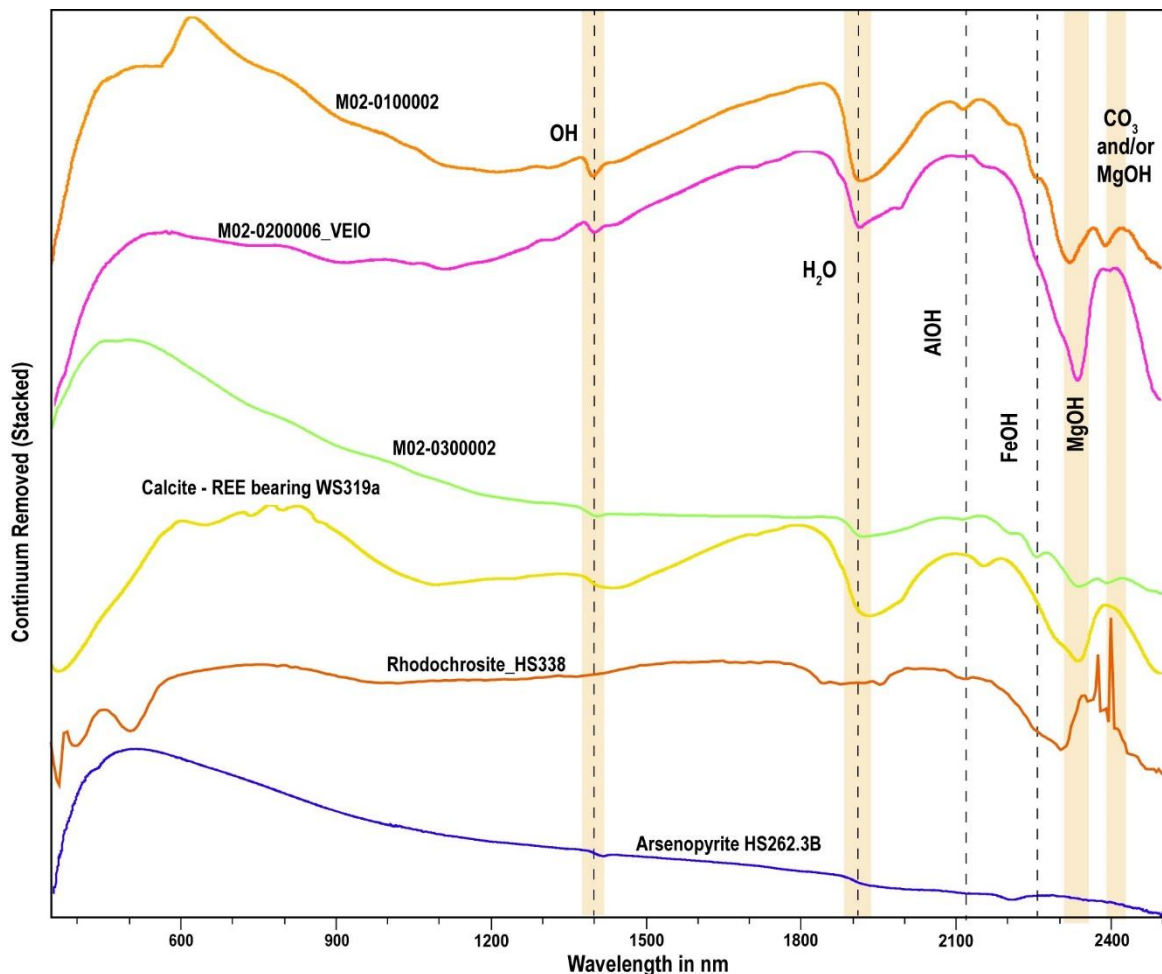


Figura 32 – Espectros empilhados obtidos a partir de plutônicas do alvo M02, apresentando absorções características da rodocrosita, calcita e arsenopirita; bem como os íons e elementos que influenciam nas respostas obtidas. Padrões são da biblioteca espectral de Kokaly *et al.* (2017).

A gipsita (*Gypsum HS333.4B*) ocorre no espectro M02-0300012_VEIO (Fig. 33). Entre 1400 e 1550 nm verifica-se absorção de OH⁻. Esta absorção representa um fator determinante na leitura de sulfatos. Do mesmo modo que a ocorrência de água estrutural em ~1950 nm determina uma feição discriminante mesmo quando gipsita é subordinada no espectro (Pontual *et al.* 2008). A opala (*Opal_WS732_BECKa_AREF*) foi resposta de M02-0300009_VEIO (Fig.

33). O espectro de referência e o analisado tem semelhanças quanto a forma deles na região do VNIR transitando para o SWIR. A partir de ~1000 nm as estruturas dos mesmos são distintas. Ocorrem absorções evidentes no espectro em 1400 nm para OH⁻ e cerca de 1900 a 1950 nm para a água estrutural. Este espectro também infere uma mistura mineral não muito clara.

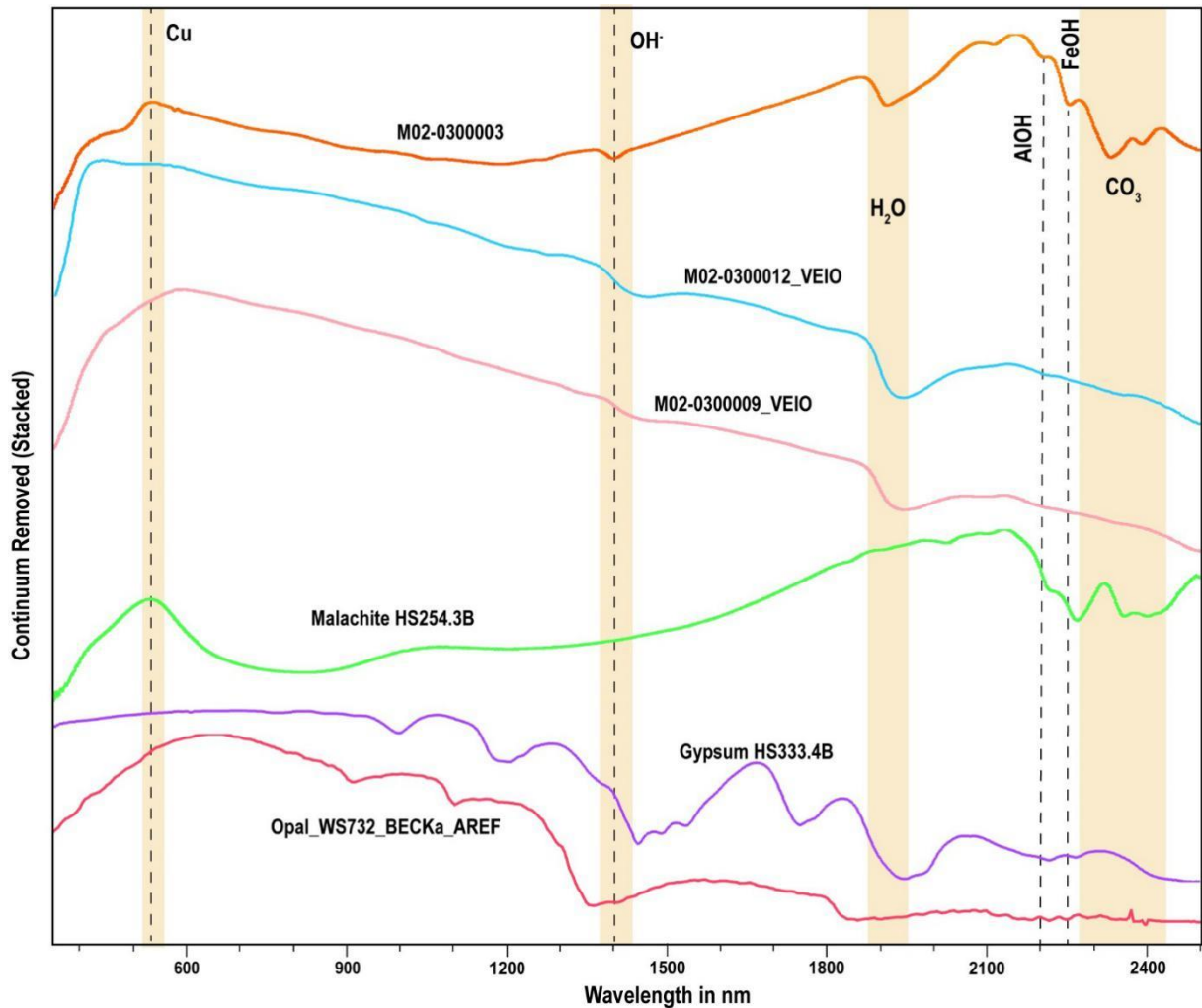


Figura 33 – Espectros empilhados obtidos a partir de plutônicas do alvo M02, apresentando absorções características da malaquita, opala e gipsita; bem como os íons e elementos que influenciam nas respostas obtidas. Padrões são da biblioteca espectral de Kokaly *et al.* (2017).

O espectro M02-0400005 refere a vermiculita (*Vermiculite_WS681_NIC4cc_RREF*), o M02-0400007 corresponde a serpentina (*Serpentine_HS8.6_ASDFRc_AREF*) e M02-0500005 ao clinocloro (*Clinocllore_GDS159_NIC4bb_RREF*) (Fig. 34). No geral, esses filossilicatos são semelhantes quanto a sua forma na região do VNIR (350–1000 nm), com feições diagnósticas de absorção de elementos chaves para identificação. Os espectros analisados exibem a hidroxila a ~ 400 nm e água estrutural na região de 1900 nm, feições comuns para este grupo mineral. Estes minerais na região do SWIR (1000–2500 nm) apresentam diversas

absorções para diferentes elementos. Em ~ 2160 nm ocorre AlOH, enquanto um pouco mais a frente bandas de FeOH figuram a ~ 2230 nm. MgOH é marcante em ~ 2300 nm e ~ 2400 nm, com feição conhecida como dupla absorção, característica de minerais magnesianos como a serpentina. Em virtude disso os espectros demonstram ser/conter uma mistura mineral, principalmente dadas a fases de transições e separações dos filossilicatos. Entretanto, é desafiador inferir essas misturas devido às absorções presentes no espectro compreenderem a química básica desses minerais e parte de suas feições discriminantes (Pontual *et al.* 2008).

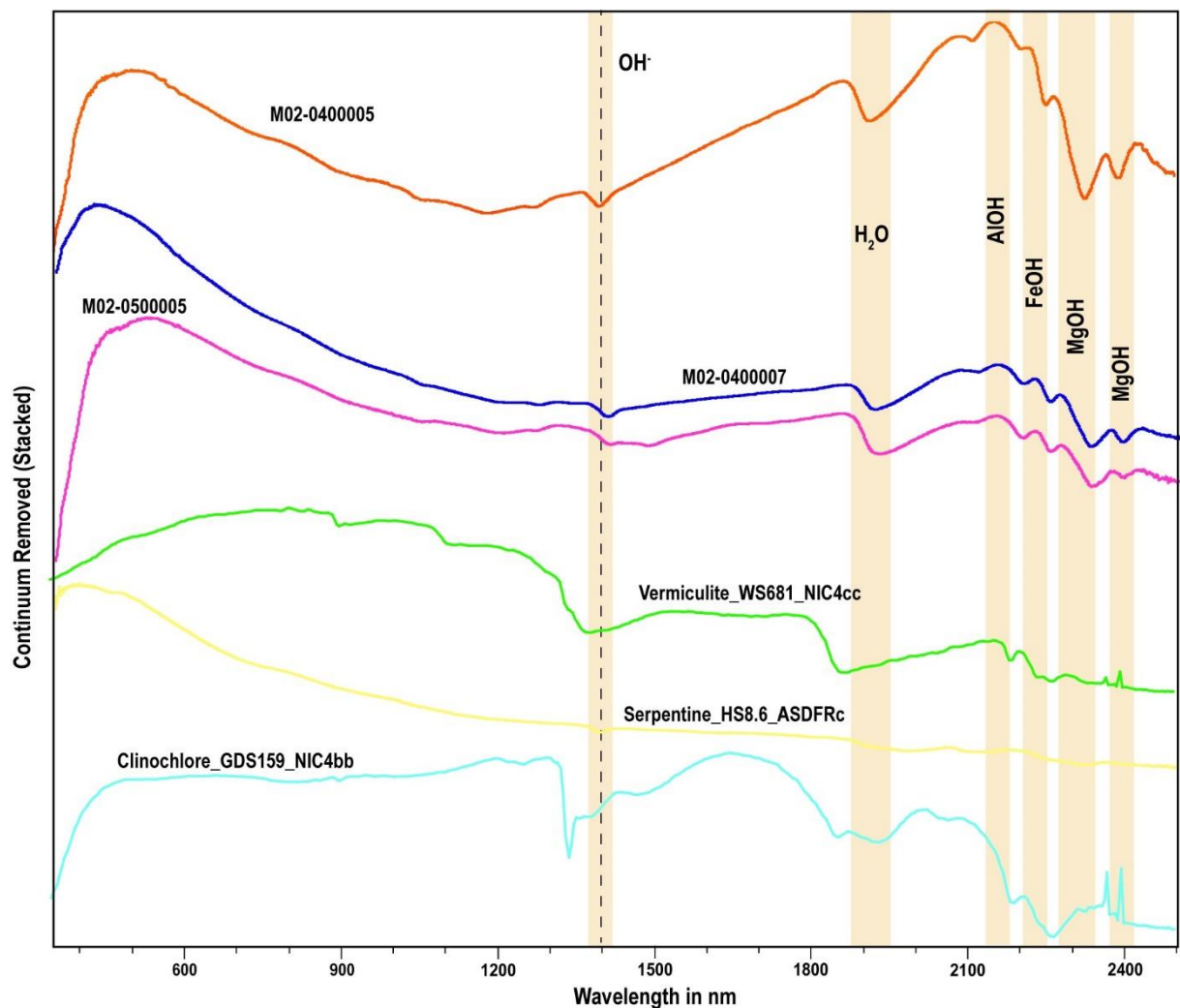


Figura 34 – Espectros empilhados obtidos a partir de plutônicas do alvo M02, apresentando absorções características da vermiculita, serpentina e clinocllore; bem como os íons e elementos que influenciam nas respostas obtidas. Padrões são da biblioteca espectral de Kokaly *et al.* (2017).

9.2.2.1.3 Alvo M03

Assim como nos alvos anteriores, para o alvo M03 os espectros escolhidos foram representados em tabela (Tabela 12) contento a resulta de cada *software* para demonstrar a diversidade de resposta neste furo.

O espectro M03-1800002 demonstra a flogopita (*Phlogopite_WS675*), identificada nas cinco possibilidades do *Spectragryph 1.2* e em quatro do *TSG 8* (Tabela 12). Ele revela feição de absorção no *VNIR* em 538 nm de Fe²⁺. No *SWIR*, mostra OH em 1400 nm e H₂O estrutural em 1926 nm, bem como típica absorção dupla de MgOH em 2322 e 2391 nm (Fig. 35). A absorção assimétrica em 2322 nm é típica de flogopita rica em Mg, bem como a segunda absorção é comum nos minerais que tem esse elemento (Pontual *et al.* 2008).

Tabela 12 – Fases minerais de amostras de rochas plutônicas do alvo M03 identificadas no *Spectragryph 1.2* e *TSG 8*. Os padrões espectrais são de Kokaly *et al.* (2017).

<i>Amostra/ Espectro</i>	<i>Spectragryph 1.2- Biblioteca USGS</i>	<i>TSG 8- AUX Biblioteca USGS ASDRF</i>	<i>Litotipo (Souza 2021)</i>
M03-1800002	<i>Phlogopite</i>	<i>Phlogopite</i>	Plutônico
	<i>Phlogopite</i>	<i>Phlogopite</i>	
	<i>Phlogopite</i>	<i>Phlogopite</i>	
	<i>Phlogopite</i>	<i>Phlogopite</i>	
	<i>Phlogopite</i>	<i>Anorthite</i>	
M03-2600009_VEIO	<i>Wollastonite</i>	<i>Arsenopyrite</i>	Plutônico
	<i>Chert</i>	<i>Allanite</i>	
	<i>Allanite</i>	<i>Bytownite</i>	
	<i>Serpentine</i>	<i>Serpentine</i>	
	<i>Serpentine</i>	<i>Carbon</i>	
M03-3200002	<i>Wollastonite</i>	<i>Serpentine</i>	Plutônico
	<i>Marialite</i>	<i>Chrysotile</i>	
	<i>Climochlore</i>	<i>Dolomite</i>	
	<i>Limonite</i>	<i>Cummingtonite</i>	
	<i>Antigorite</i>	<i>Serpentine</i>	

A allanita (*Allanite_HS293.6*) ocorre na amostra M03-2600009_VEIO, com absorções típicas dos minerais do grupo do epídoto. Estas feições são absorção de OH em 1438 nm e em 1930 nm de H₂O estrutural. A absorção mais acentuada da água estrutural ostentada nele permanece mesmo em espectros que apresentem misturas minerais. M03-2600009_VEIO figura forma e comportamento ao longo do comprimento de onda muito semelhante ao do espectro de referência *Allanite_HS293.6* (Fig. 35).

Por sua vez, o espectro M03-3200002 reproduz o mineral de dolomita (*Dolomite ML97-3*), com absorção em 1400 nm para OH, expressiva absorção em 1928 nm de H₂O, além de uma absorção comum e distintiva para carbonatos em 2118 nm para CO₃ (Pontual *et al.* 2008). Ocorrem ainda absorções em 2200 nm de AlOH, em 2250 nm de FeOH, em 2337 nm de MgOH e em 2390 nm de MgOH ou CO₃ (Fig. 35). Estas absorções inferem que apesar da presença da

dolomita, há também outros minerais no espectro, sendo um deles a serpentina que é um flossilicato magnesiano que contém AlOH e a presença da dupla absorção em MgOH.

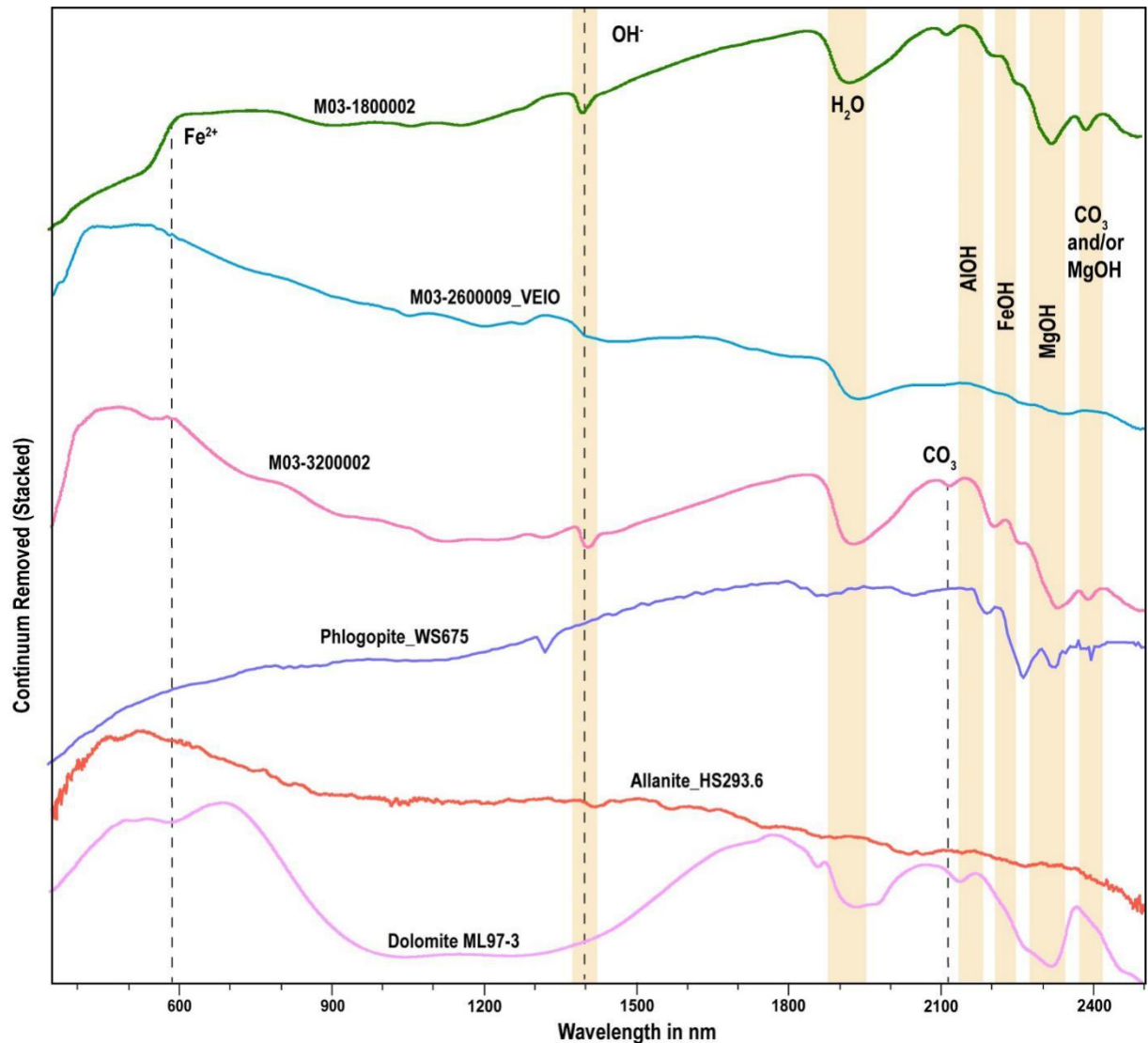


Figura 35 – Espectros empilhados obtidos a partir de plutônicas do alvo M03, apresentando absorções características da flogopita, allanita e dolomita; bem como os íons e elementos que influenciam nas respostas obtidas. Padrões são da biblioteca espectral de Kokaly *et al.* (2017).

9.2.2.1.4 Alvo M04

Para o alvo M04 os espectros interpretados estão listados na (Tabela 13), com os resultados obtido em cada *software* para demonstrar a diversidade de resposta neste furo.

Tabela 13 – Fases minerais de amostras de rochas plutônicas do alvo M04 identificadas no *Spectragryph 1.2* e *TSG 8*. Os padrões espectrais são de Kokaly *et al.* (2017).

<i>Amostra/ Espectro</i>	<i>Spectragryph 1.2- Biblioteca USGS</i>	<i>TSG 8- AUX Biblioteca USGS ASDRF</i>	<i>Litotipo (Souza 2021)</i>
M04-1400002	<i>Serpentine</i>	<i>Serpentine</i>	Plutônico
	<i>Goethite</i>	<i>Bytownite</i>	
	<i>Wollastonite</i>	<i>Cummingtonite</i>	
	<i>Pyroxmangite</i>	<i>Chrysotile</i>	
	<i>Clinochlore</i>	<i>Allanite</i>	
M04-1500006	<i>Serpentine</i>	<i>Bytownite</i>	Plutônico
	<i>Bytownite</i>	<i>Serpentine</i>	
	<i>Clinochlore</i>	<i>Cummingtonite</i>	
	<i>Nephrite</i>	<i>Arsenopyrite</i>	
	<i>Limonite</i>	<i>Allanite</i>	

O espectro M04-1400002 retrata uma mistura mineral. A comparação é com o padrão da goethita (*Goethite_WS220*), onde ocorre absorção em 385 nm de Fe³⁺ (VNIR), assim como fracas absorções na região do SWIR para OH em 1400 nm, de H₂O estrutural em 1934 nm. Estas fracas absorções, assim como a forte reflectância (0,029 %) para Fe³⁺, representa importantes feições para identificação de óxidos de ferro (Pontual *et al.* 2008). Já as demais absorções em 2115 nm de CO₃, 2200 nm de AlOH, 2249 nm de FeOH, 2327 nm de MgOH e 2389 nm de MgOH ou CO₃ presentes no campo do SWIR sugerem o aparecimento de outros minerais no espectro (Fig. 36), a exemplo de serpentina identificada em ambos os *softwares* e configura as demais feições de absorção características.

A nefrita (*Nephrite_HS296.3B*) representa o espectro M04-1500006 (Fig. 36) com absorção em 471 nm para Fe²⁺ na região do VNIR. Em 1400 nm de OH ocorre sutil absorção, assim como em 2250 nm para FeOH e dupla absorção de MgOH em 2328 e 2389 nm. Essas últimas absorções demonstram feições diagnósticas em anfibólio rico em Mg (Pontual *et al.* 2008). As possíveis misturas minerais neste espectro estão em função da serpentina, pois a química desses minerais se assemelha, assim como as dos demais que foram respostas nos *softwares*. Apesar dos espectros se correlacionarem, ainda há uma estrutura distinta entre o espectro analisado e o de referência.

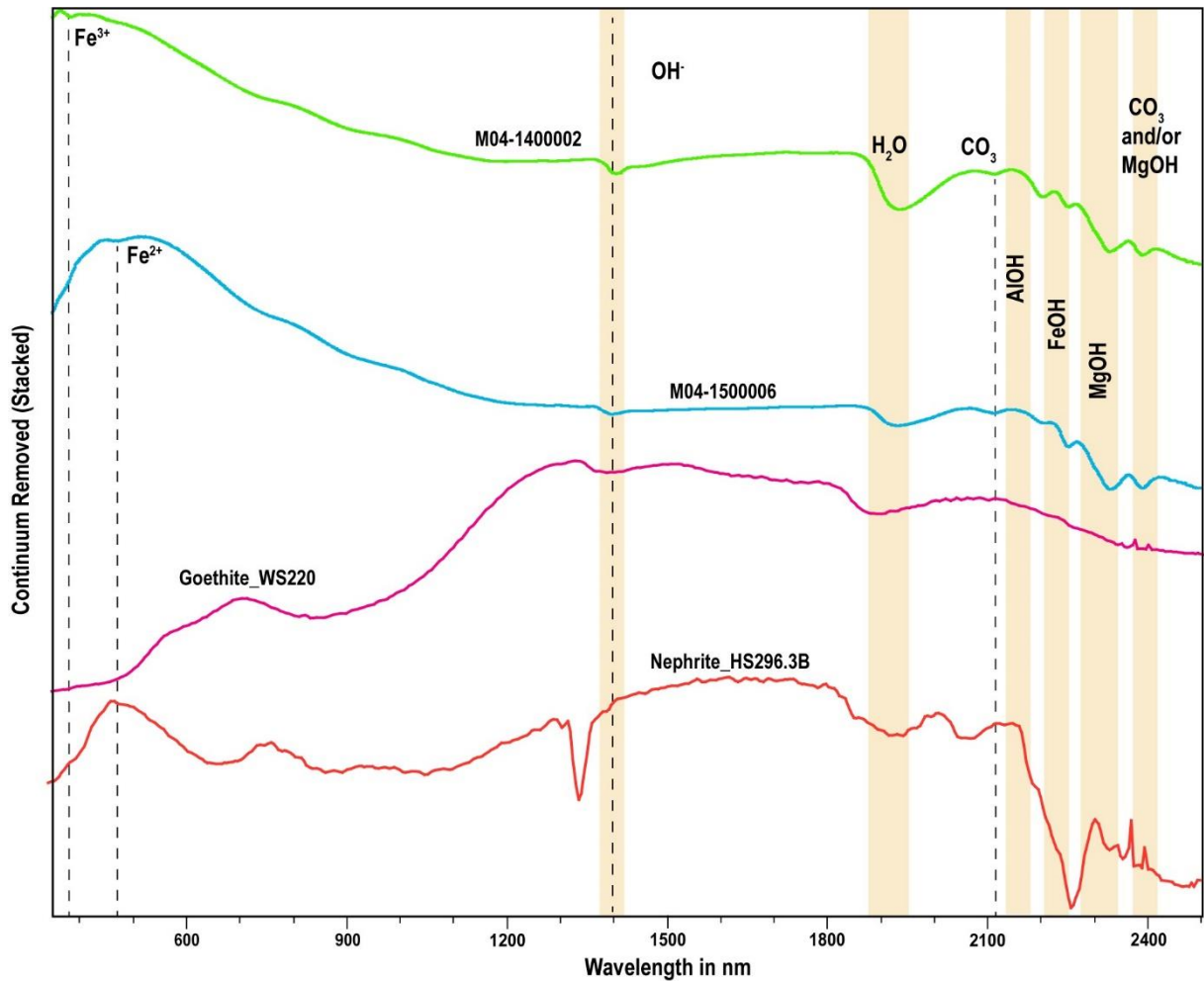


Figura 36 – Espectros empilhados obtidos a partir de plutônicas do alvo M04, apresentando absorções características da goethita e nefrita; bem como os íons e elementos que influenciam nas respostas obtidas. Padrões são da biblioteca espectral de Kokaly *et al.* (2017).

9.2.2.1.5 Alvo M05

Em relação ao alvo M05 os espectros escolhidos são apresentados na Tabela 14, com o resultado obtido em cada *software* para demonstrar a diversidade de resposta no furo.

O espectro M05-03003 compreende o talco (*Talc HS21.4B*). Nota-se absorção “afiada” (Fig. 37) típica deste mineral em ~1411 nm de OH e em 1929 nm de H₂O. Contém ainda absorção em 2115 nm de CO₃, 2201 nm de AlOH, em 2252 nm de FeOH e uma característica feição de absorção de MgOH em 2342 nm (Pontual *et al.* 2008). As absorções observadas principalmente em AlOH, CO₃ e FeOH indicam uma mistura mineral, possivelmente de serpentina e montmorillonita, ambos também identificados nos *softwares*.

Tabela 14 – Fases minerais de amostras de rochas plutônicas do alvo M05 identificadas no *Spectragryph 1.2* e *TSG 8*. Os padrões espectrais são de Kokaly *et al.* (2017).

<i>Amostra/ Espectro</i>	<i>Spectragryph 1.2- Biblioteca USGS</i>	<i>TSG 8- AUX Biblioteca USGS ASDRF</i>	<i>Litotipo (Souza 2021)</i>
M05-03003	<i>Montmorillonite</i>	<i>Anorthite</i>	Plutônico
	<i>Wollastonite</i>	<i>Serpentine</i>	
	<i>Montmorillonite</i>	<i>Chrysotile</i>	
	<i>Marialite</i>	<i>Talc</i>	
M05-12004	<i>Pyroxmangite</i>	<i>Serpentine</i>	Plutônico
	<i>Thuringite</i>	<i>Chlorite</i>	
	<i>Illite</i>	<i>Siderite</i>	
	<i>Illite</i>	<i>Chlorite</i>	
	<i>Chlorite</i>	<i>Clinochlore</i>	
M05-14008-VEIO	<i>Vermiculite</i>	<i>Siderite</i>	Plutônico
	<i>Nephrite</i>	<i>Celestite</i>	
	<i>Wollastonite</i>	<i>Strontianite</i>	
	<i>Antigorite</i>	<i>Lazurite</i>	
	<i>Clinochlore</i>	<i>Lazurite</i>	
	<i>Clinochlore</i>	<i>Albite</i>	

O espectro M05-12004 também apresenta feições de mistura mineral, sendo o espectro comparativo o da illita (*Illite_IMt-1.a*). Quanto a estrutura e forma que se apresentam ocorre semelhanças que demonstram essa compatibilidade, como também de diferenças que inferem a presença de mistura. Desta forma, os pontos chaves que apontam a presença da illita se dá prioritariamente na absorção dupla de MgOH, este é um fator decisivo na sua comparência, pois persiste em espectros mesmo que ocorram mistura; as semelhanças também se encontram na estrutura do espectro no comprimento do VNIR (400–1000 nm), entretanto ocorre discordâncias dele com o espectro de referência que denotam a presença da mistura (Fig. 37). Nelas é possível observar absorções em: 1396 nm de OH, 1915 nm de H₂O, 2110 nm de CO₃, podendo assim demarcar a presença da montmorillonita, serpentina, marialita e outros minerais que também foram resposta nos *softwares* (Tabela 14).

Por fim, o espectro M05-14008-VEIO (Fig. 37) figura a celestita (*Celestite HS251.4B*), um sulfato de estrôncio. As características descritivas neste espectro demonstram similaridades na estrutura e percurso que ele apresenta no campo do VNIR–SWIR em comparação ao padrão de referência. Entretanto, ocorre interferência no final do intervalo do SWIR que inferem a presença de um espectro com mistura mineral, com absorções em FeOH e MgOH, que são comuns em outros sulfatos. Assim, sugere-se a presença de estroncianita, antigorita e demais minerais que demarcam resposta obtidas nos *softwares*.

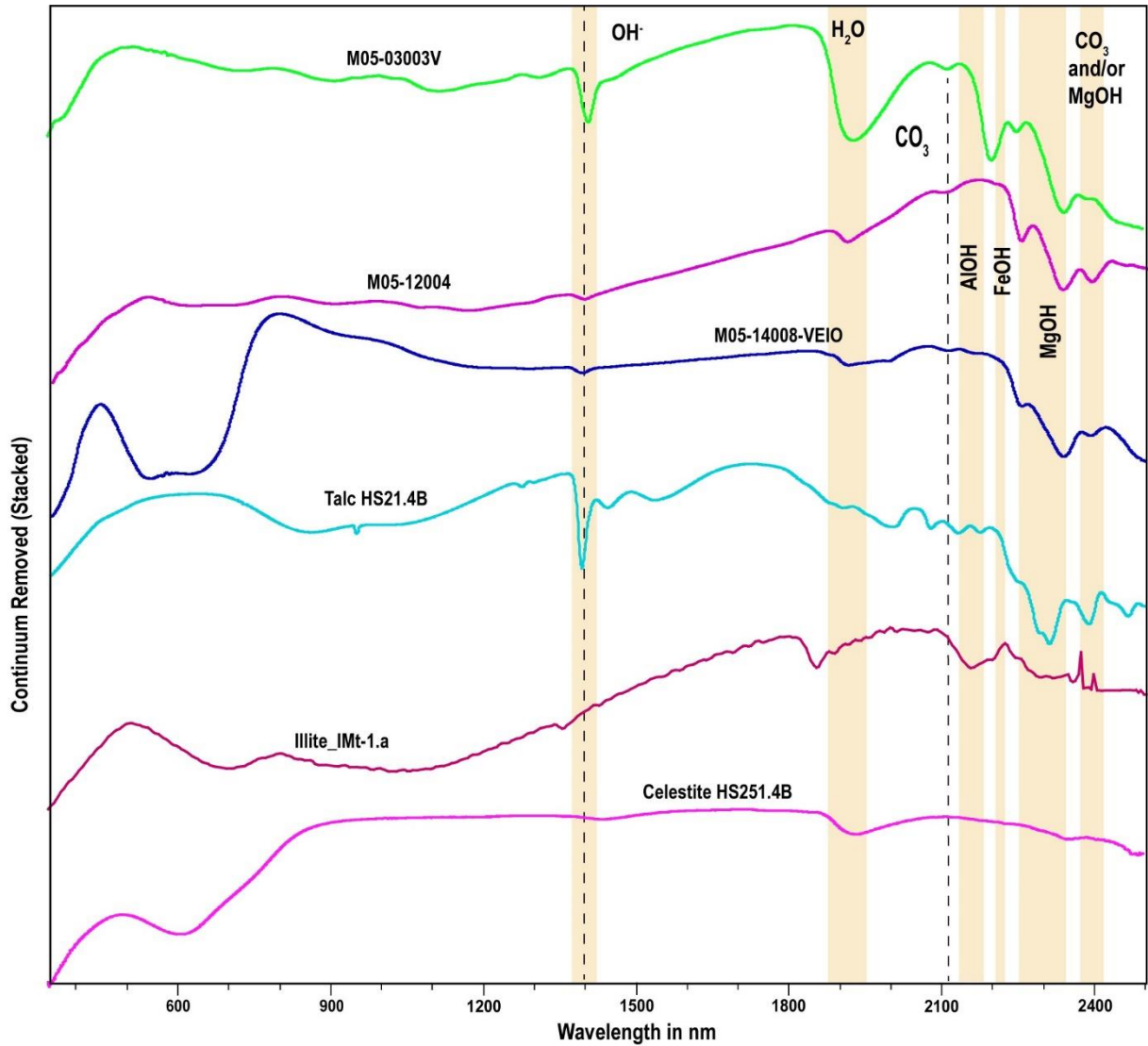


Figura 37 – Espectros empilhados obtidos a partir de plutônicas do alvo M05, apresentando absorções características do talco, illita e celestita; bem como os íons e elementos que influenciam nas respostas obtidas. Padrões são da biblioteca espectral de Kokaly *et al.* (2017).

9.2.2.3 Vulcânicas

São riolito, riodacito e dacito (Souza 2021). Foram selecionados espectros que retratam as respostas mais comuns e distintas obtidas nos dois *softwares*.

9.2.2.3.1 Riolito

Está presente apenas no alvo M01, onde para fim de demonstração dos resultados foram selecionados quatro espectros (Tabela 15), que exibem parte da variedade de minerais obtidos como resposta.

Tabela 15 – Fases minerais de amostras de riolitos do alvo M01 identificadas no *Spectragryph 1.2* e *TSG 8*. Os padrões espectrais são de Kokaly *et al.* (2017).

<i>Amostra/ Espectro</i>	<i>Spectragryph 1.2- Biblioteca USGS</i>	<i>TSG 8 - AUX Biblioteca USGS</i>	<i>Litotipo (Souza 2021)</i>
M01-0500014	<i>Fassaite</i> <i>Grossular</i> <i>Nephrite</i> <i>Phlogopite</i> <i>Phlogopite</i>	<i>Serpentine</i> <i>Cummingtonite</i> <i>Bytownite</i> <i>Arsenopyrite</i> <i>Chrysotile</i>	Riolito
M01-0600004	<i>Serpentine</i> <i>Bytownite</i> <i>Clinochlore</i> <i>Goethite</i> <i>Arsenopyrite</i>	<i>Serpentine</i> <i>Bytownite</i> <i>Arsenopyrite</i> <i>Carbon_Black</i> <i>Cummingtonite</i>	Riolito
M01-1100005	<i>Limonite</i> <i>Serpentine</i> <i>Bytownite</i> <i>Marialite</i> <i>Nephrite</i>	<i>Serpentine</i> <i>Bytownite</i> <i>Cummingtonite</i> <i>Arsenopyrite</i> <i>Chrysotile</i>	Riolito
M01-1200002	<i>Antigorite</i> <i>Clinochlore</i> <i>Clinochlore</i> <i>Clinochlore</i> <i>Nephrite</i>	<i>Chlorite</i> <i>Serpentine</i> <i>Serpentine</i> <i>Dolomite</i> <i>Nephrite</i>	Riolito

O espectro M01-0500014 representa a flogopita, com absorção em 1398 nm de OH, 2202 nm em AlOH e em 2251 nm na região de FeOH. Na faixa de MgOH ocorre dupla absorção em 2329 e 2392 nm. Quando se compara a estrutura e percurso do espectro dentro do intervalo VNIR–SWIR é possível notar grandes semelhanças com o padrão *Phlogopite_GDS20* (Fig. 38).

A goethita figura no espectro M01-0600004 (Fig. 38) e demonstra forte presença de mistura mineral quando se compra com o espectro de referências *Goethite_WS222*. Nota-se diferenças no campo do VNIR, principal ponto de interação e caracterização espectral para óxidos de ferro (Pontual *et al.* 2008). A goethita mostra absorção em 2250 nm de FeOH e fraca absorção de H₂O e OH, o que é comum mesmo em espectros que contém misturas minerais. As distinções entre o espectro de referência e o analisado se dá principalmente pela interação dos outros minerais presentes, possivelmente serpentina.

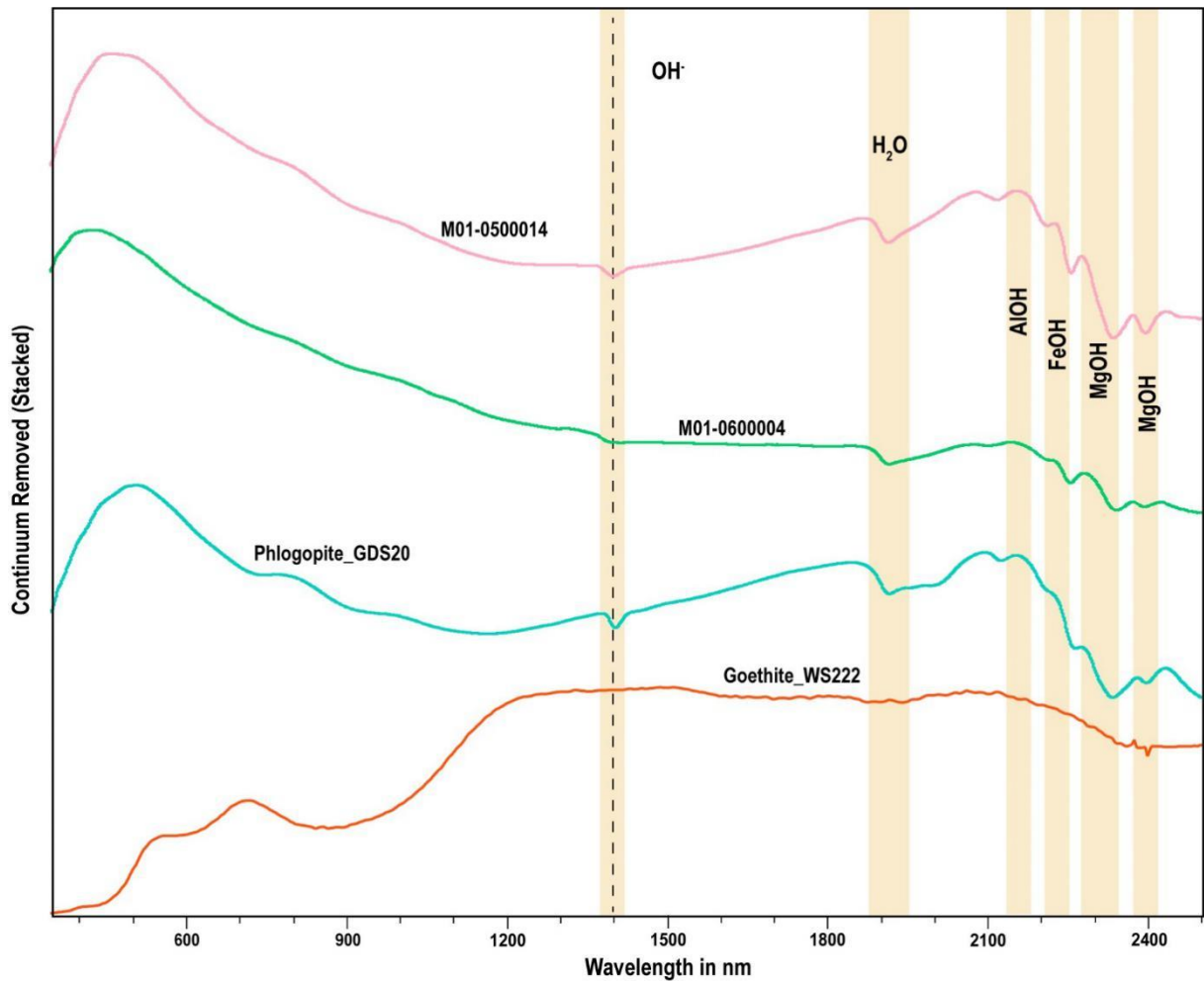


Figura 38 – Espectros empilhados obtidos a partir de riolitos do alvo M01, apresentando absorções características da flogopita e goethita; bem como os íons e elementos que influenciam nas respostas obtidas. Padrões são da biblioteca espectral de Kokaly *et al.* (2017).

A arsenopirita ocorre no espectro M01-1100005 (Fig. 39) e comparado com o espectro padrão *Arsenopyrite HS262-3B*. Revela absorção em 1403 nm de OH e 2252 nm de FeOH. No entanto, quando se correlaciona o percurso e estrutura do espectro referência com o analisado é possível notar diferenças significativas na região final do *SWIR*, quando em 2100 nm figuram diferenças significativas típica de mistura mineral. Ocorre ainda absorção expressiva em 2334 nm de MgOH, sugerindo a presença de minerais magnesianos como a serpentina, identificada nos dois *softwares* (Tabela 15).

O espectro M01-1200002 (Fig. 39) corresponde a clorita e é comparado com o espectro base *Chlorite HS179_6*. As principais absorções para esse mineral ocorrem no campo do *SWIR*. Nota-se absorção de OH em ~1401 nm e de H₂O estrutural em ~2006 nm, elas denotam comum comportamento para este mineral. A absorção em FeOH se apresenta em nível superior em 2252 nm, ao passo que MgOH está presente com uma absorção que contém maior profundidade em 2325 e 2394 nm, apontando para uma clorita ferro-magnésiana (Pontual *et al.* 2008).

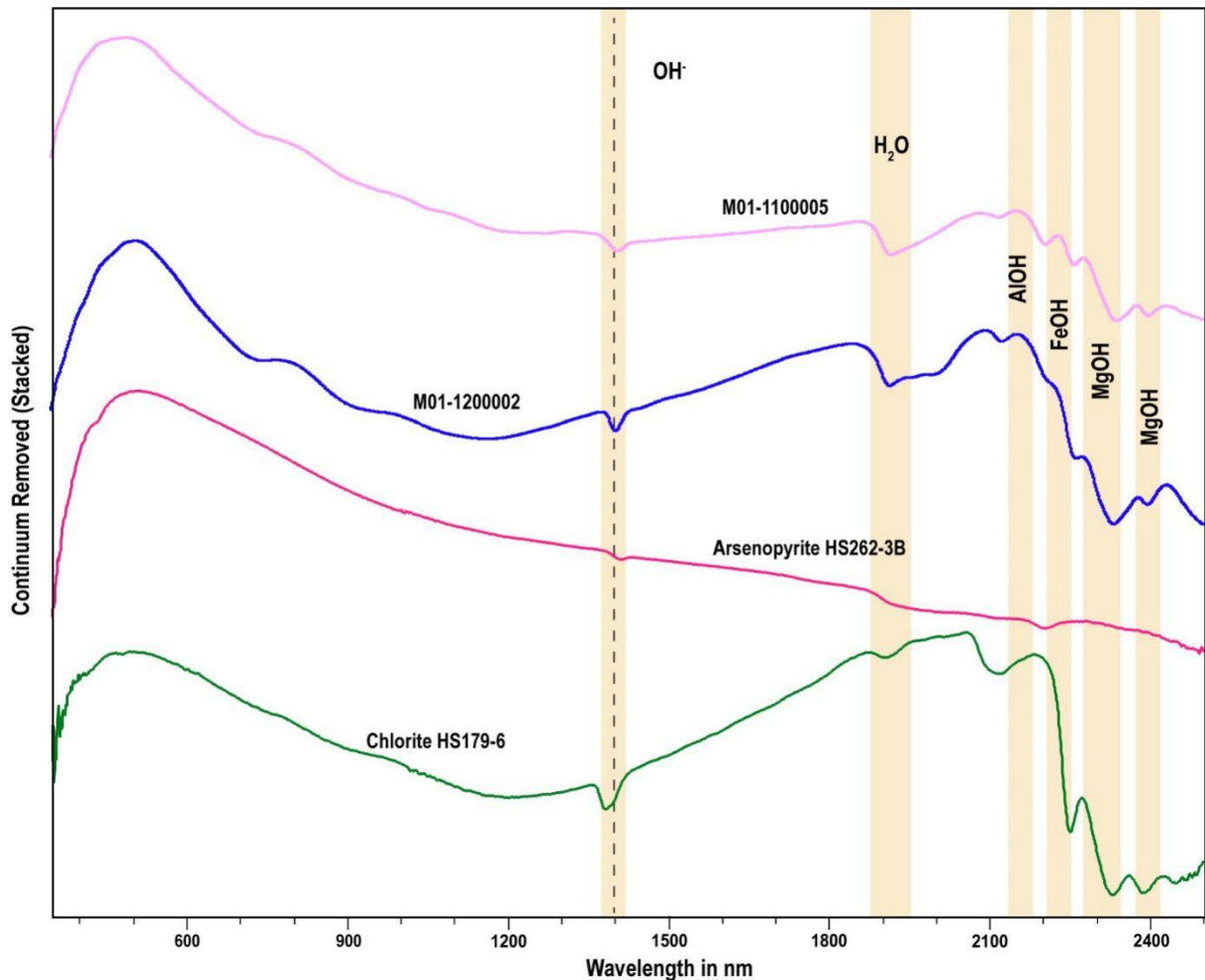


Figura 39 – Espectros empilhados obtidos a partir de riolitos do alvo M01, apresentando absorções características da arsenopirita e clorita; bem como os íons e elementos que influenciam nas respostas obtidas. Padrões são da biblioteca espectral de Kokaly *et al.* (2017).

9.2.2.3.2 Riodacito

Ocorre nos alvos M02 e M04 em maiores profundidades (Fig. 7).

9.2.2.3.2.1 Alvo M02

No alvo M02 os espectros escolhidos são M02-0800005, comparado com o padrão de goethita (*Goethite_WS220_NIC4cd_RREF*); M02-0800009_VEIO correlacionado a uralita (*Uralite_HS345.6_ASDRF*) e M02-0900003 figurando a flogopita (*Phlogopite_GDS20_fine_fr_NIC4bbb_RREF*). Essas e demais respostas obtidas nos *softwares* estão demonstradas na Tabela 16.

Tabela 16 – Fases minerais de amostras de riodacito do alvo M02 identificadas no *Spectragryph 1.2* e *TSG 8*. Os padrões espectrais são de Kokaly *et al.* (2017).

<i>Amostra/ Espectro</i>	<i>Spectragryph 1.2- Biblioteca USGS</i>	<i>TSG 8- AUX Biblioteca USGS ASDRF</i>	<i>Litotipo (Souza 2021)</i>
M02-0800005	<i>Goethite</i> <i>Lizardite</i> <i>Lizardite</i> <i>Lizardite</i> <i>Pectolite</i>	<i>Serpentine</i> <i>Chrysotile</i> <i>Nephrite</i> <i>Serpentine</i> <i>Allanite</i>	Riodacito
M02-0800009_VEIO	<i>Clinochlore</i> <i>Antigorite</i> <i>Antigorite</i> <i>Antigorite</i> <i>Uralite</i>	<i>Uralite</i> <i>Actinolite</i> <i>Actinolite</i> <i>Smaragdite</i> <i>Actinolite</i>	Riodacito
M02-0900003	<i>Grossular</i> <i>Vermiculite</i> <i>Phlogopite</i> <i>Corrensite</i> <i>Ilmenite</i>	<i>Arsenopyrite</i> <i>Bytownite</i> <i>Arsenopyrite</i> <i>Cumingtonite</i> <i>Microcline</i>	Riodacito

O espectro M02-0800005 contempla a goethita. Ele revela absorção de FeOH em 2249 nm, de MgOH em 2322 nm e de MgOH ou CO₃ em 2390 nm, sugerindo uma mistura mineral neste espectro, possivelmente a lizardita que pode explicar a dupla absorção de MgOH (Fig. 40).

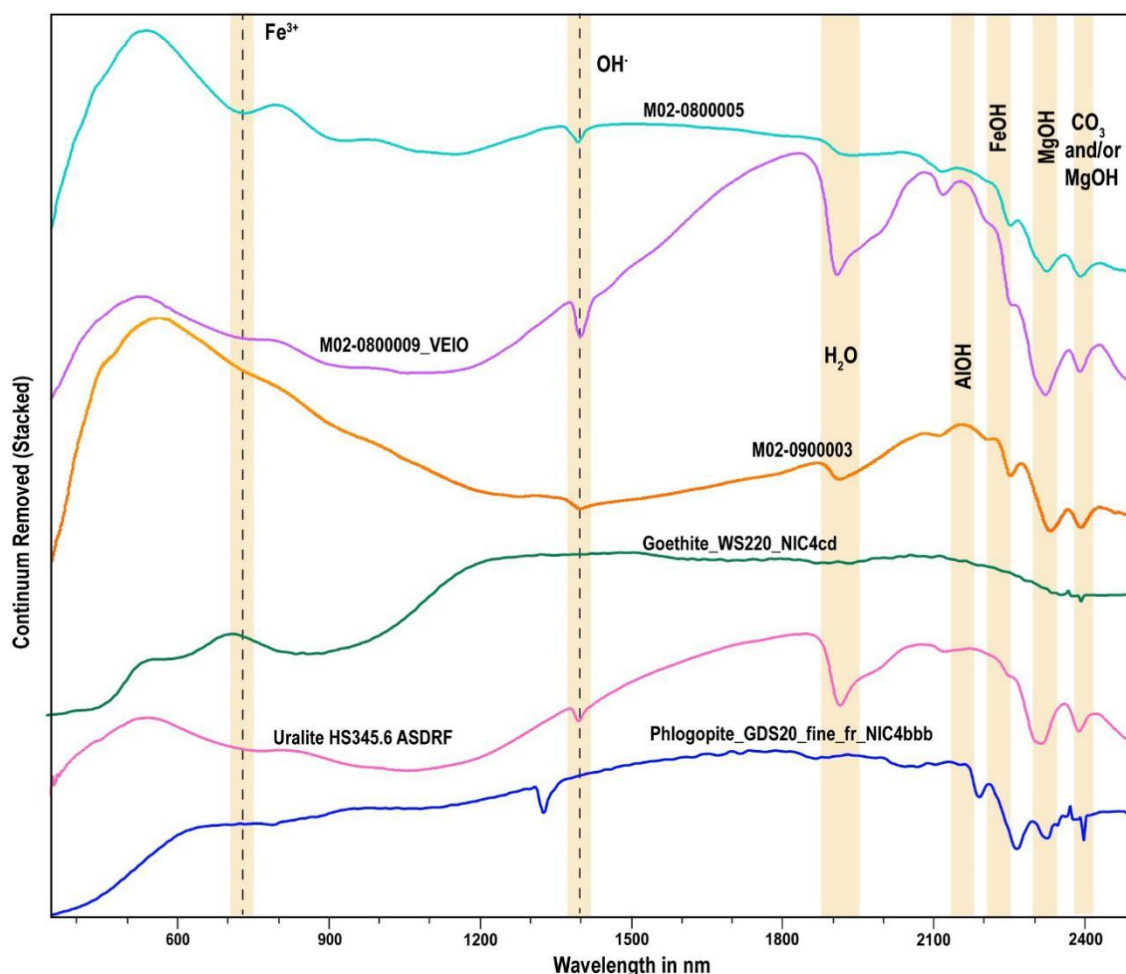


Figura 40 – Espectros empilhados obtidos a partir de riodacito do alvo M02, apresentando absorções características da goethita, uralita e flogopita; bem como os íons e elementos que influenciam nas respostas obtidas. Padrões são da biblioteca espectral de Kokaly *et al.* (2017).

Por sua vez, o espectro M02-0800009_VEIO (Fig. 40) é correlato à uralita, uma variedade pseudomórfica de anfibólio. Este espectro contém absorção de FeOH a 2250 nm, assim como uma dupla absorção diagnóstica de MgOH que ocorrem em 2320 nm e 2391 nm. Essa feição é típica de minerais magnesianos (Pontual *et al.* 2008).

A flogopita está presente no espectro M02-0900003 (Fig. 40). Mostra OH e H₂O estrutural, bem como absorção de FeOH em 2251 nm e dupla absorção de MgOH em 2329 e 2393 nm, que de acordo com Pontual *et al.* (2008) é uma característica diagnóstica comum em minerais magnesianos. As diferenças que ocorrem na região do VNIR entre o espectro analisado e a referência são oriundas de outros minerais no espectro.

9.2.2.3.2.2 Alvo M04

As análises de espectroscopia VNIR–SWIR e as respostas minerais obtidas em ambos os *softwares* estão na Tabela 17.

O espectro M04-1700001 (Fig. 41) descreve a serpentina (*Serpentine_HS8.6*). As feições diagnósticas são absorção em 2251 nm para FeOH e dupla absorção de MgOH em 2336 e 2391 nm. Na comparação com o padrão se nota forte semelhança no percurso do comprimento de onda, configuração geral do espectro e os picos de absorção característicos.

A turingita ocorre no espectro M04-1700003 (Fig. 41), que também contempla uma mistura mineral. Na comparação com o padrão *Thuringite_SMR-15.a* são observadas significativas diferenças no percurso do comprimento de onda do VNIR–SWIR. Isso ocorre devido a interferência de outros minerais. Apresenta picos de absorção em 2251 nm de FeOH e dupla absorção de MgOH em 2336 e 2390 nm, comuns em clorita magnesiana (Pontual *et al.* 2008).

Tabela 17 – Fases minerais de amostras de riodacito do alvo M04 identificadas no *Spectragryph 1.2* e *TSG 8*. Os padrões espectrais são de Kokaly *et al.* (2017).

<i>Amostra/ Espectro</i>	<i>Spectragryph 1.2- Biblioteca USGS</i>	<i>TSG 8- AUX Biblioteca USGS ASDRF</i>	<i>Litotipo (Souza 2021)</i>
M04-1700001	Serpentine Bytownite Ilmenite Galena Galena	Serpentine Bytownite Cummingtonite Arsenopyrite Carbon	Riodacito
M04-1700003	<i>Ilmenite</i> <i>Thuringite</i> <i>Thuringite</i> <i>Prochlorite</i> <i>Thuringite</i>	<i>Serpentine</i> <i>Bytownite</i> <i>Cummingtonite</i> <i>Diopside</i> <i>Arsenopyrite</i>	Riodacito
M04-1800001	<i>Bytownite</i> <i>Arsenopyrite</i> <i>Serpentine</i> <i>Goethite</i> <i>Arsenopyrite</i>	<i>Bytownite</i> <i>Arsenopyrite</i> <i>Serpentine</i> <i>Serpentine</i> <i>Cummingtonite</i>	Riodacito

Por fim, o espectro M04-1800001 (Fig. 41) é a resposta da goethita (*Goethite_WS220*), com Fe^{3+} em 548 nm, ao passo que a ocorrência de água é subordinada. Entretanto, ocorrem diferenças entre o espectro analisado e o padrão, tal como absorção na faixa de MgOH (2336 nm) que infere a presença de uma mistura mineral no espectro, a exemplo da serpentina que foi identificada no processamento do espectro em ambos os *softwares*.

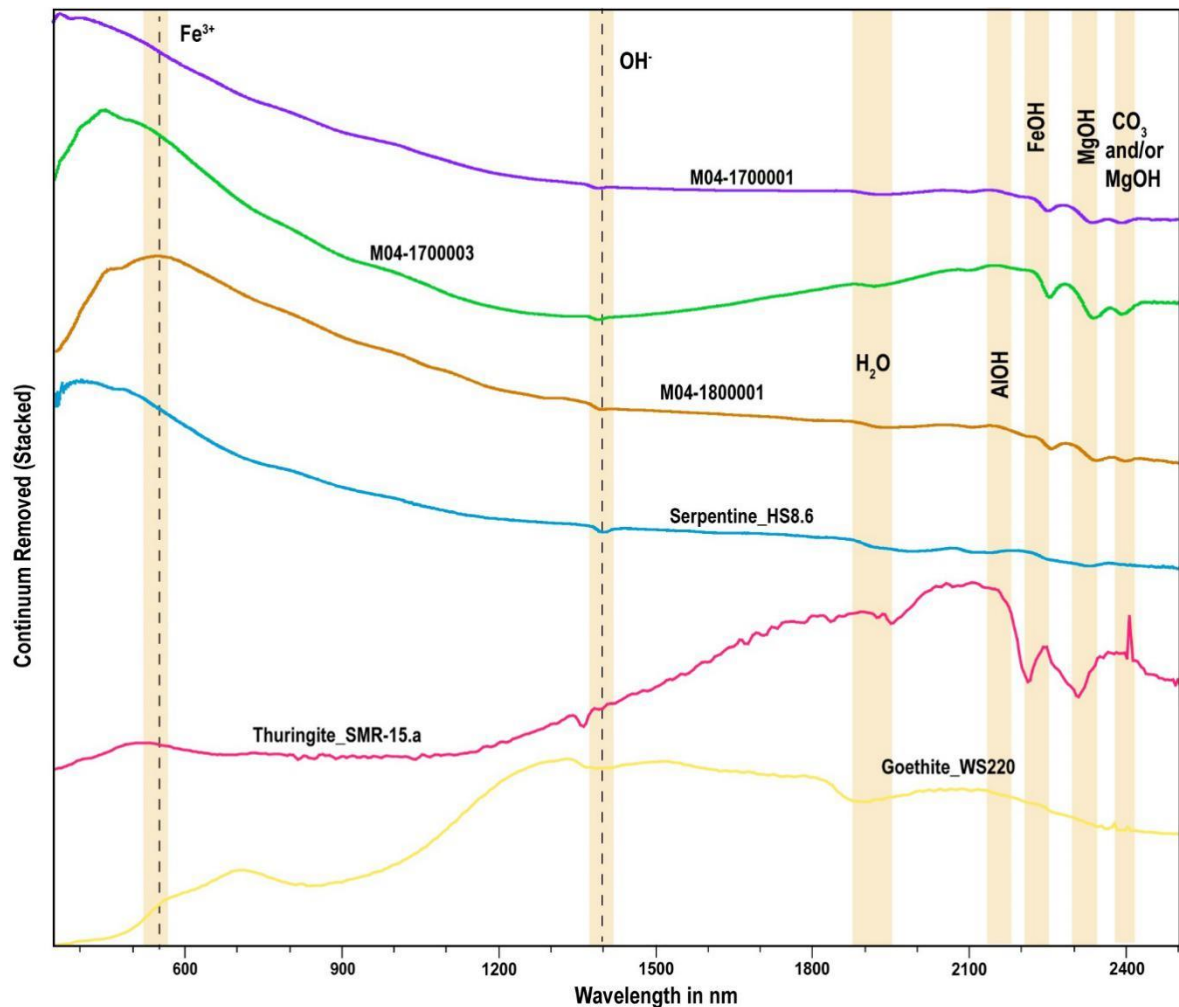


Figura 41 – Espectros empilhados obtidos a partir de riódacito do alvo M04, apresentando absorções características da serpentina, turingita e goethita; bem como os íons e elementos que influenciam nas respostas obtidas. Padrões são da biblioteca espectral de Kokaly *et al.* (2017).

9.2.2.3.3 Dacito

A litologia dacito está presente em dois (alvos M01 e M05) das cinco seções de interesse (Fig. 7).

9.2.2.3.3.1 Alvo M01

Os espectros selecionados estão apresentados na Tabela 18 e contém os resultados de cada *software* que demonstram parte da variedade de minerais obtidos como resposta.

Tabela 18 – Fases minerais de amostras de dacitos do alvo M01 identificadas no *Spectragryph 1.2* e *TSG 8*. Os padrões espectrais são de Kokaly *et al.* (2017).

<i>Amostra/ Espectro</i>	<i>Spectragryph 1.2- Biblioteca USGS</i>	<i>TSG 8- AUX Biblioteca USGS</i>	<i>Litotipo (Souza 2021)</i>
M01-1600005	<i>Grossular</i>	<i>Serpentine</i>	Dacito
	<i>Serpentine</i>	<i>Bytownite</i>	
	<i>Galena</i>	<i>Cummingtonite</i>	
	<i>Galena</i>	<i>Arsenopyrite</i>	
	<i>Galena</i>	<i>Carbon_Black</i>	
M01-1700008	<i>Wollastonite</i>	<i>Malachite</i>	Dacito
	<i>Chlorite</i>	<i>Cummingtonite</i>	
	<i>Grossular</i>	<i>Malachite</i>	
	<i>Vermiculite</i>	<i>Siderite</i>	
	<i>Chlorite</i>	<i>Chlorite</i>	
M01-1900003	<i>Sanidine</i>	<i>Gypsum</i>	Dacito
	<i>Wollastonite</i>	<i>Gypsum</i>	
	<i>Heulandite</i>	<i>Serpentine</i>	
	<i>Heulandite</i>	<i>Diopside</i>	
	<i>Gypsum</i>	<i>Gypsum</i>	
M01-1900007	<i>Wollastonite</i>	<i>Chrysotile</i>	Dacito
	<i>Sanidine</i>	<i>Serpentine</i>	
	<i>Pyroxmangite</i>	<i>Cummingtonite</i>	
	<i>Sauconite</i>	<i>Bytownite</i>	
	<i>Epsomite</i>	<i>Allanite</i>	

O espectro M01-1600005 figura a serpentina, ele mostra sutil absorção em 2109 nm de AlOH e de MgOH em 2335 nm. Contudo, apresenta diferenças quando comparado com o espectro padrão *Serpentine HS8-6* (Fig. 42), onde a partir de 1900 nm ocorre uma mistura mineral. Verifica-se ainda uma absorção de MgOH e/ou de CO₃ em ~2370 nm que sugere a presença do anfibólio magnésiano cummingtonita com a dupla absorção de MgOH (Pontual *et al.* 2008).

Por fim, a resposta mineral do espectro M01-1700008 é a malaquita (*Malachite HS254-3B*). Especificamente na região do VNIR contém absorção expressiva em 530 nm de Cu (Fig. 42). No espectro ocorrem ainda absorções em 1400 nm de OH, em 1900 nm de H₂O, bem como em 2338 nm de CO₃ (Pontual *et al.* 2008). A absorção em FeOH pode inferir a presença de outros minerais no espectro, possivelmente clorita que foi identificada nos *softwares*.

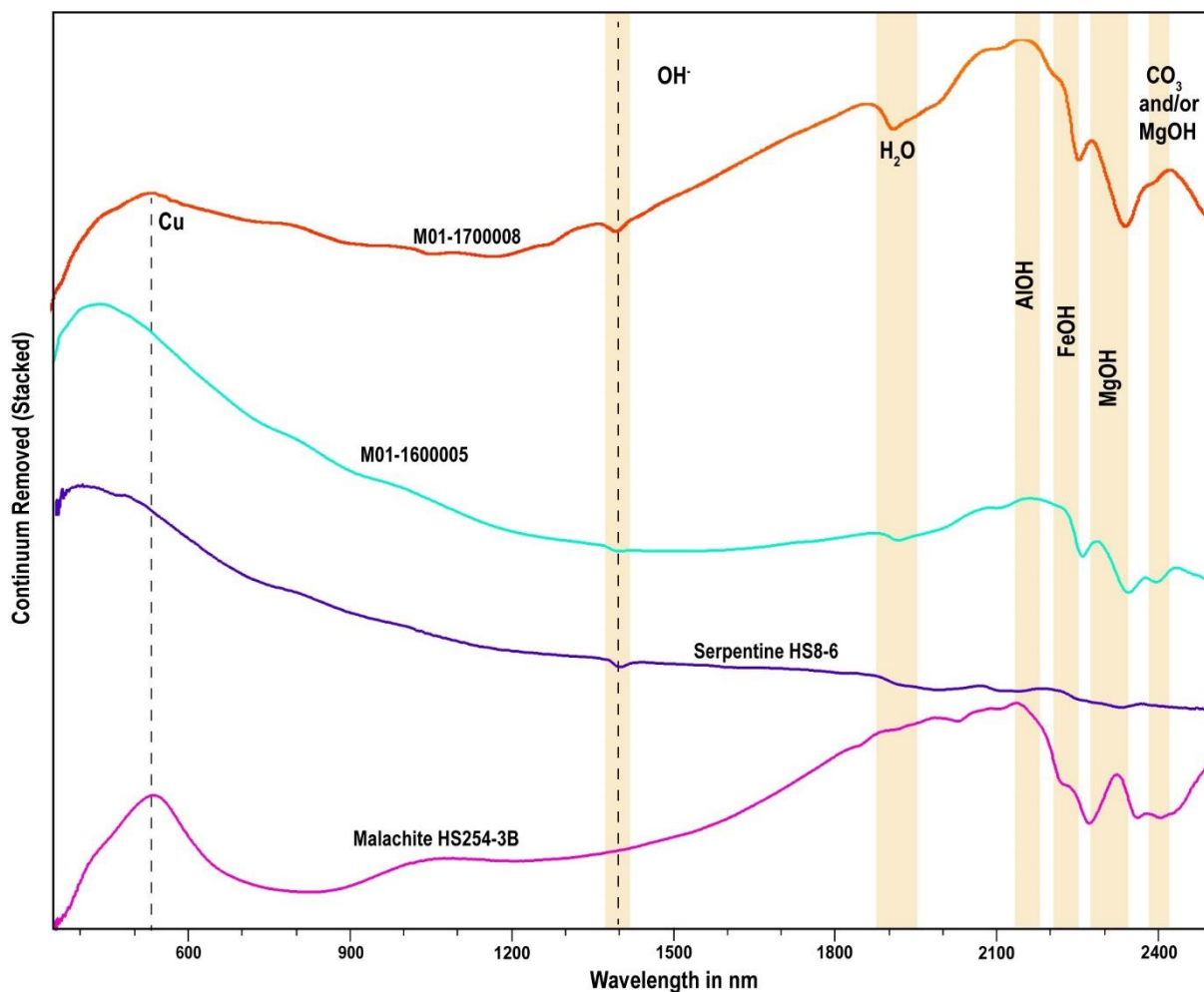


Figura 42 – Espectros empilhados obtidos a partir de dacitos do alvo M01, apresentando absorções características da serpentina e malaquita; bem como os íons e elementos que influenciam nas respostas obtidas. Padrões são da biblioteca espectral de Kokaly *et al.* (2017).

A heulandita (*Heulandite_NMNH84534*) representada pelo espectro M01-1900003 (Fig. 43) tem como principal feição diagnóstica a absorção acentuada em 1932 nm de H₂O estrutural (Pontual *et al.* 2008). A correlação com o espectro de referência indica forte similaridade entre os dois, mas a sutil absorção em FeOH e MgOH apontam para a presença de uma mistura mineral, possivelmente de serpentina no espectro.

Já o espectro M01-1900007 consiste na sauconita (*Sauconite_GDS1356*), um filossilicato pertencente ao grupo das esmectitas (Fig. 43). A principal feição que demarca os minerais desse grupo nos espectros são as repetidas absorções em H₂O (Pontual *et al.* 2008), representadas nos comprimentos de onda de 1400 e 1449 nm, bem como acentuada absorção em 1930 nm.

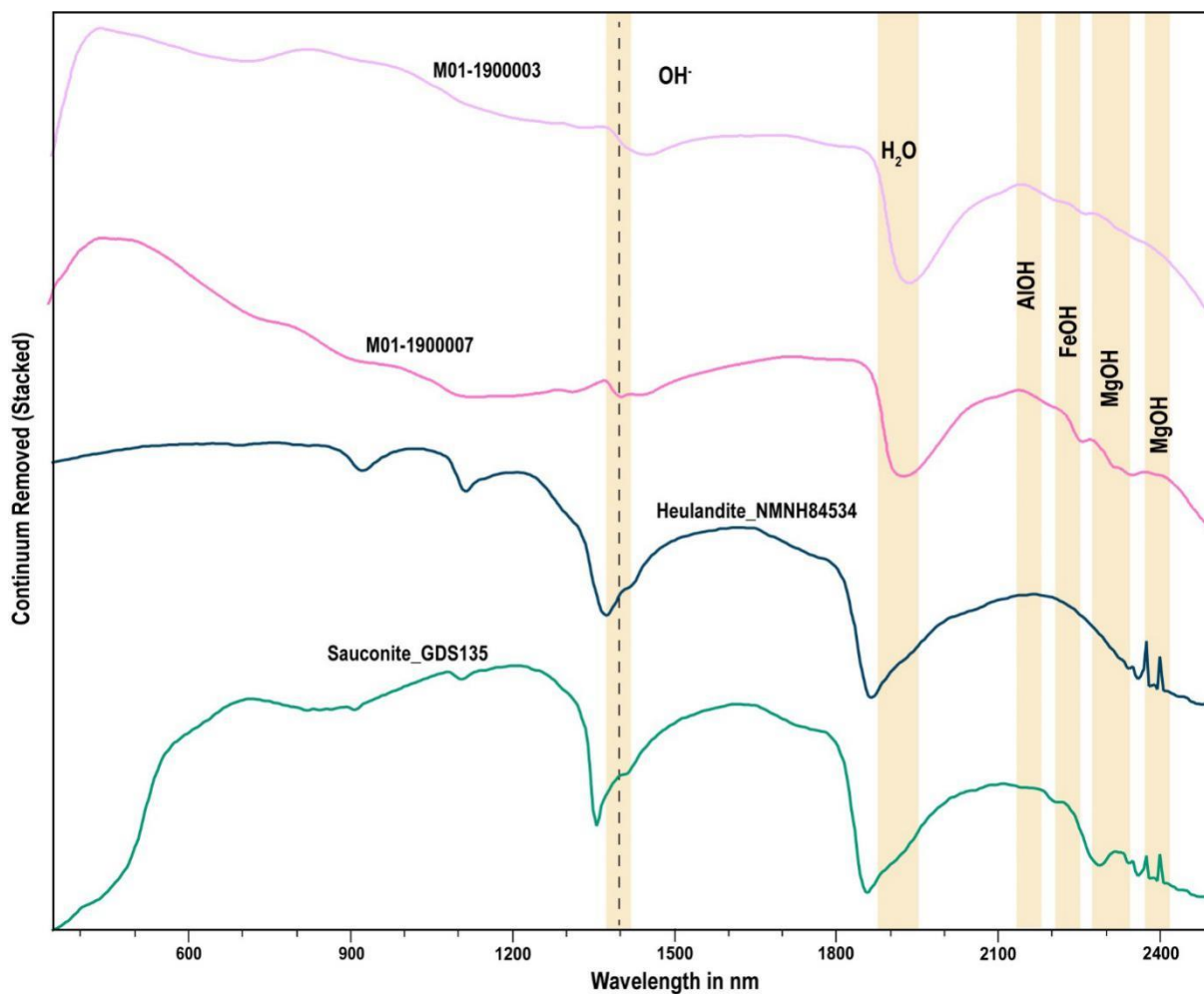


Figura 43 – Espectros empilhados obtidos a partir de dacitos do alvo M01, apresentando absorções características da heulandita e sauconita; bem como os íons e elementos que influenciam nas respostas obtidas. Padrões são da biblioteca espectral de Kokaly *et al.* (2017).

9.2.2.3.3.2 Alvo M05

No alvo M05 foram escolhidas três amostras que estão representados em tabela, contento os resultados de cada *software* (Tabela 19), que demonstram parte da variedade de minerais obtidos como resposta.

A dolomita (*Dolomite ML97-3*) ocorre no espectro M05-01001 (Fig. 44). Nota-se fraca absorção em 1390 nm de OH, em 1921 nm de H₂O, em 2108 nm de CO₃, bem como típica de carbonatos em 2335 nm de MgOH. Estas feições a caracterizam como uma dolomita ferrosa (Pontual *et al.* 2008). Ocorrem ainda absorções em 2251 nm de FeOH e em 2393 nm de Mg e/ou CO₃, que podem indicar absorções da própria dolomita ou de outras fases presentes no espectro, a exemplo da serpentina.

Tabela 19 - Fases minerais de amostras de dacitos do alvo M01 identificadas no *Spectragryph 1.2* e *TSG 8*. Os padrões espectrais são de Kokaly *et al.* (2017).

<i>Amostra/ Espectro</i>	<i>Spectragryph 1.2- Biblioteca USGS</i>	<i>TSG 8- AUX Biblioteca USGS ASDRF</i>	<i>Litotipo (Souza 2021)</i>
M05-01001	<i>Fassaite</i>	<i>Chlorite</i>	Dacito
	<i>Grossular</i>	<i>Dolomite</i>	
	<i>Ilmenite</i>	<i>Serpentine</i>	
	<i>Chlorite</i>	<i>Serpentine</i>	
M05-01003	<i>Phlogopite</i>	<i>Diopside</i>	Dacito
	<i>Grossular</i>	<i>Chlorite</i>	
	<i>Ilmenite</i>	<i>Bytownite</i>	
	<i>Fassaite</i>	<i>Dolomite</i>	
	<i>Phlogopite</i>	<i>Anorthite</i>	
M05-01007	<i>Anorthite</i>	<i>Anorthite</i>	Dacito
	<i>Thuringite</i>	<i>Chlorite</i>	
	<i>Clinocllore</i>	<i>Hornblende</i>	
	<i>Thuringite</i>	<i>Clinocllore</i>	
	<i>Clinocllore</i>	<i>Siderite</i>	
	<i>Hornblende</i>	<i>Hornblende</i>	

A flogopita (*Phlogopite_WS496*) ocorre no espectro M05-01003. Mostra absorção na região do *VNIR* em 718 nm para Fe^{2+} (Fig. 44). Absorção de OH ocorre de maneira simples em 1389 nm, de H_2O em 1926 nm, bem como de CO_3 em 2100 nm. Posteriormente apresenta absorção diagnóstica de FeOH em 2251 nm, além de absorção característica de flogopita rica em Mg a 2335 nm e absorção dupla de MgOH em 2387 nm (Pontual *et al.* 2008).

A siderita (*Siderite_HS271.4B*) ocorre na amostra M05-01007 (Fig. 44), embora seja identificada uma mistura mineral. Mostra absorção fraca em 1396 nm de OH e em 1921 nm de H_2O , bem como a feição diagnóstica desse mineral que é absorção em 2115 nm de CO_3 , além de absorção em 2325 nm de MgOH. Esta última absorção é determinante deste mineral e o diferencia de dolomita e ankerita (Pontual *et al.* 2008). No espectro ainda é possível observar absorção no *VNIR* para Fe^{2+} em 713 nm e em Mg e/ou CO_3 em 2392 nm. A presença de MgOH, bem como as diferenças com o espectro base, sugerem presença de uma mistura mineral, a exemplo da turingita que também foi resposta no processamento dos *softwares* (Tabela 19).

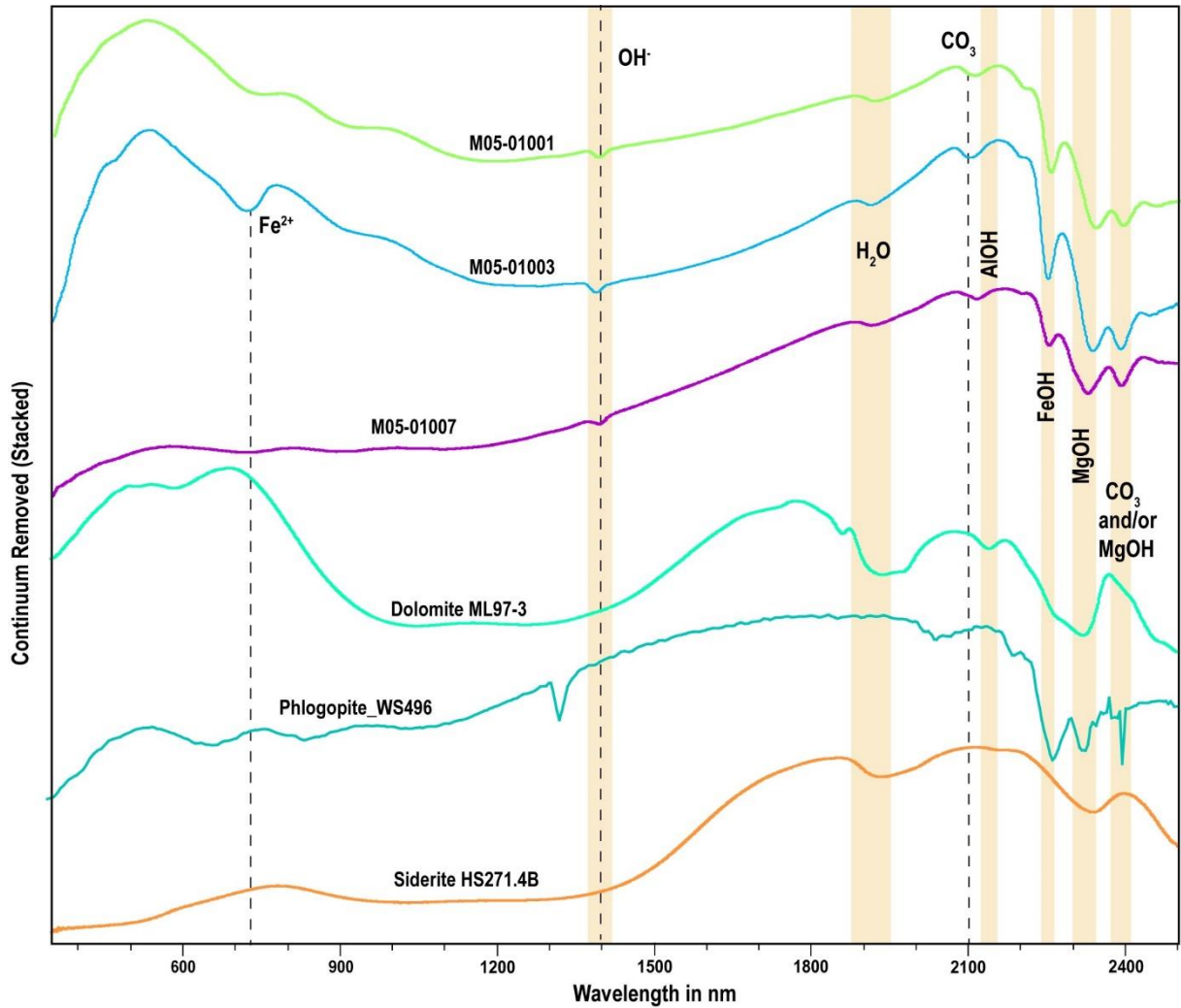


Figura 44 – Espectros empilhados obtidos a partir de dacitos no alvo M05, apresentando absorções características da dolomita, flogopita e siderita; bem como os íons e elementos que influenciam nas respostas obtidas. Padrões são da biblioteca espectral de Kokaly *et al.* (2017).

10 DISCUSSÕES

Nesta Dissertação de Mestrado foram identificados diversos minerais nas rochas estudadas, usualmente de origem hidrotermal, que não foram descritos em estudos petrográficos anteriormente desenvolvidos (Souza *et al.* 2021, Souza 2021), o que confirma a relevância da espectroscopia de infravermelho para o estudo de diferentes tipos de depósitos minerais, mesmo em regiões afetadas por intenso intemperismo tropical como a Amazônica (Cruz *et al.* 2015, Costa 2021).

10.1 ALTERAÇÕES HIDROTERMAIS E A RELAÇÃO COM A ESPECTROSCOPIA VNIR–SWIR

As relações estratigráficas e feições texturais mesoscópicas e microscópicas das rochas e do minério mostram que o depósito Volta Grande foi hidrotermalmente alterado em distintos tipos, intensidade e momentos. Essas alterações produziram mudanças mineralógicas, remobilização e deposição do minério. Assim, o sistema hidrotermal envolvido na construção desse repositório representa uma combinação de eventos tectono-metamórficos, magmáticos, fluxo termal, forte influência da composição das rochas encaixantes e possível mistura de fluidos de origem meteórica (Souza 2021, Souza *et al.* 2021).

10.1.1 Metamórficas

10.1.1.1 Granodiorito milonítico

O granodiorito milonítico é o produto da recristalização dinâmica que afetou predominantemente gnaisses granodioríticos a monzograníticos ao longo de zonas de cisalhamento dúcteis em fácies anfibolito de grau médio. Mesoscopicamente apresenta textura granoblástica, cor cinza claro a escuro, com tons levemente esverdeados e revela intensa deformação dos principais minerais que o constitui, tal como quartzo, biotita e feldspatos. As principais alterações hidrotermais observadas são dos tipos potássica, propilítica, argílica intermediária e carbonática pervasiva que figuram nos alvos M01, M03, M04 e M05 (Souza 2021).

Essa litologia se faz presente expressivamente nos diferentes alvos de sondagem. Revela os maiores teores de ouro variáveis de 33 a 34 g/t (Fig. 7) nos alvos M04 e M03. As amostras

do alvo M03 que estão correlacionadas a este teor são M03-06 e M03-07 e tiveram resposta com a espectroscopia *VNIR-SWIR* demonstrada na Tabela 2. São identificados minerais metamórficos e hidrotermais que correspondem aqueles de Souza (2021). Os minerais identificados em espectroscopia foram albita, anortita, bytownita e sanidina, bem como wollastonita, nefrita, cummingtonita e hornblenda. A flogopita foi identificada como o principal varietal. Os minerais acessórios identificados por Souza (2021) e de possível detecção em espectroscopia *VNIR-SWIR* são clorapatita, allanita, siderita e rodocrosita. Os secundários são fassaíta, clorita e argilominerais (serpentininas, montmorillonita, illita e vermiculita). As alterações identificadas por Souza (2021) quando comparadas com a mineralogia obtida neste trabalho confirma a presença do tipo argílica intermediária no depósito e litotipo granodiorito milonítico, justificada pela ocorrência de minerais diagnósticos deste tipo de alteração. A alteração argílica intermediária contém illita, caulinita e montmorillonita, oriundos de condições relativamente ácidas e lixiviação moderada de cátions (Pirajno 2009).

Com o auxílio da espectroscopia *VNIR-SWIR* foi possível então constatar a presença de illita (M01-0100005, M03-0700004 e M03-1300004), um marcador da alteração argílica intermediária. Esta zona de alteração é subdividida de acordo com a evolução do fluido. Desta forma, consiste na presença de montmorillonita, illita, clorita, hidromicas e, localmente, caulinita. A formação destes minerais está diretamente relacionada com a disponibilidade de K, Ca e Mg no fluido hidrotermal e/ou nas rochas (Beane & Titley 1981). Além disso, esta alteração revela outras fases como beidelita, saponita e sauconita (Tabela 10).

No granodiorito milonítico ocorrem ainda alunita e gipsita (M01-1400006_VEIO e M01-1500004) que são diagnósticos de alteração argílica avançada (Tabela 1). Estas fases usualmente são oriundas de fluidos ácidos em sistemas epitermais de alta a intermediária sulfidação, que ocorrem juntamente com caulinita, cristobalita, opala, enxofre nativo, quartzo (*vuggy silica*) e sulfetos (Pirajno 2009). A opala foi identificada na amostra M02-0300009_VEIO em rocha plutônica (Tabela 11), bem como o *chert* e quartzo microcristalino. O *chert* é formado por processos biogênico, detrítico, hidrogenada (precipitado e absorvido por água marinha) e hidrotermal (Pinã 2015). Ele ocorre em todos os alvos de sondagem em diferentes litologias e pode representar a *vuggy silica* que de modo geral é constituída por quartzo microcristalino. A biblioteca espectral utilizada para correlacionar os espectros não possui um padrão para *vuggy silica*. Desta maneira, os *softwares* correlacionaram a *vuggy silica* das amostras observadas por Souza (2021) com o *chert*, tendo em vista que ambos são compostos prioritariamente por quartzo microcristalino. À vista disso, o *chert* foi a resposta de

maior compatibilidade entre a *vuggy silica* e os padrões presentes no banco de dados da biblioteca espectral da *USGS*.

A alunita ocorre nas amostras M01-1400006_VEIO e M01-1500004 de granodiorito milonítico (Tabela 1), em profundidades de 96 a 97 m. O teor de ouro nessa porção é de 1,75 g/t. A amostra M02-0300009_VEIO é de rocha plutônica com teor de 1,87 g/t de Au em profundidade de 40 m. Os espectros M01-1400006_VEIO e M02-0300009_VEIO representam amostras de veios e diques de rochas vulcânicas que invadem as encaixantes. A presença de alunita nestas amostras demonstra o ápice de evolução de um fluido hidrotermal, pois é um mineral diagnóstico da alteração argílica avançada em depósitos epitermais de alta sulfidação. A identificação de alunita, *vuggy silica*, opala, alto teor de Au presente em grandes profundidades nessas amostras sugerem a ocorrência de fluidos geotérmicos ácidos que são comuns em depósitos epitermais (Arribas 1995, Arribas *et al.* 1995, Pirajno 2009).

Nesta litologia ainda ocorre o glaucofânio, mineral de alta pressão o que não condiz com o metamorfismo dinâmico (baixa a média pressão) que ocorre nas rochas do domínio Bacajá. A presença desse mineral sugere um erro interpretativo dos *softwares*, tendo em vista que as condições geológicas não favorecem a sua presença. Toda via nas amostras que esta fase mineral ocorre se faz necessário a realização de ensaios químicos para dissipar erros interpretativos.

10.1.1.2 Metamáficas e metaintermediárias

Compreende meta-andesito e anfíbolito metamorfisados em fácies xisto verde a anfíbolito. Revelam cor verde escuro, granulação fina a média e textura nematoblástica a porfiroclástica. Elas ocorrem em todos os alvos de sondagem, embora sejam de menor volume (Fig. 7). A alteração propilítica identificada por Souza (2021) nesses litotipos ocorre nos estilos pervasivo, fissural e seletivo.

A espectroscopia *VNIR-SWIR* para esta litologia demonstra um maior incremento de minerais com Fe e metais de base, tais como ilmenita, arsenopirita, galena, turingita, goethita e limonita. Souza (2021) observou que a pirita acompanha a alteração propilítica fissural associada à alteração carbonática fissural ou pervasiva nessas rochas. Ocorrem ainda antigorita, dolomita, crisotila, lizardita, pectolita, prehnita e outros. Outro mineral dessa zona de alteração é o carbonato de estrôncio, a estroncianita (M03-0200007). Os demais minerais observados são

comuns em rochas metamáficas hidrotermalizadas, tais como uralita, hornblenda, serpentina, cummingtonita, clorita, diopsídio, entre outros.

Os argilominerais do grupo da esmectita, tais como nontronita, sauconita e hectorita pertencentes à amostra M03-2400005, se encontram em 115 m de profundidade com teor de 1,68 g/t de Au. A illita ocorre na amostra M04-0100012 em profundidade mais rasa de 35 m e com teor baixo de Au. Logo o acompanhamento de minerais do grupo da esmectita em maiores profundidade relacionadas a alto teor de Au, bem como a presença de minerais diagnósticos ostentados na mesma litologia em diferentes alvos de sondagem, sugerem a ocorrência de alteração argílica intermediária (Pirajno 2009). Além disso, a presença de alteração argílica demonstra que o fluido evoluiu para condições ácidas, onde tende a ocorrer a substituição completa de feldspatos e minerais máficos (Seedorff *et al.* 2005, Sinclair 2007, Sillitoe 2010).

Neste litotipo ocorre o mesmo que o anterior, minerais característicos de metamorfismo de alta pressão são presentes como a jadeíta e glaucofânio. A ocorrência desses minerais infere um ambiente metamórfico não cabível com o descrito até então, desta forma essa resposta deve apresentar um erro de processamento dos *softwares*. Da mesma maneira, se faz necessário que ocorra análises químicas nessas amostras para maior detalhamento.

10.1.2 Rochas vulcânicas e plutônicas isotrópicas

10.1.2.1 Plutônicas

Compreende granitoides de granulação média a grossa, localmente porfiríticos, cor variável entre cinza a cinza escuro com tons avermelhados, esverdeados ou rosados. Composicionalmente figuram quartzo monzodiorito, quartzo monzonito, monzodiorito e granodiorito subordinado. Revela alterações hidrotermais moderadas a intensas dos tipos potássica, propilítica e argílica avançada em estilos seletivo, fissural e pervasivo. Esse grupo contém ainda diques e fácies de fluxos de lava de riolito e riodacito porfiríticos e subordinados afíricos, além de marcante foliação de fluxo magmático (Souza 2021). Essas rochas estão presentes em todos os cinco alvos de sondagem, com amostras em profundidade de até 222 m. Elas demonstraram a maior variedade de minerais quando comparado com as demais litologias. Nas respostas obtidas em ambos os *softwares* foram identificadas olivina e monticelita, em função de subordinados diques máficos que invadem o grupo plutônico.

Souza (2021) observou que as rochas isotrópicas mostram os mesmos tipos de alterações hidrotermais das metamórficas, bem como a clara relação de mineralização aurífera e sulfetos associados às zonas de alteração propilítica ou zonas de *stockwork* de quartzo próximo a superfície. Entretanto, as alterações nas vulcânicas e plutônicas são mais desenvolvidas e intensas, assim como perfazem um maior volume de rocha em função de maior interação fluido/rocha, o que justifica a presença de alteração argílica intermediária e avançada em estilo pervasivo nestes litotipos isotrópicos. Outro fator que pode corroborar para explicação da efetividade do hidrotermalismo nessas rochas é sua ocorrência em nível crustal raso, em regime predominantemente rúptil e com efetiva participação de águas meteóricas.

A alteração argílica avançada é resultante de intenso ataque ácido e lixiviação dos cátions alcalinos que geram a destruição completa de feldspatos e minerais máficos. Nas rochas plutônicas ela é confirmada pela presença do mineral jarosita (M01-3400001), assim como de outros sulfatos como gipsita, bassanita, epsomita e celestita. A presença da opala (M02-0300009_VEIO) nesta litologia é um outro indício de sua existência, haja vista que frequentemente ocorre associada à alunita e jarosita em zonas de alteração argílica avançada. Em sistemas epitermais a presença da gipsita, alunita/jarosita e opala indicam temperaturas mais baixas (~ 180 °C) e representam algumas das principais fases minerais relacionadas a fluidos hidrotermais ácidos nestes sistemas (Pirajno 2009).

A jarosita da amostra M01-3400001 (Tabela 10) ocorre em 222 m e contém teor de 5,25 g/t de Au, do mesmo modo que a opala da M02-0300009_VEIO (Tabela 11) apresenta teor de 1,87 g/t de Au em profundidade de 40 m. Os elevados teores de ouro indicam a íntima relação com as rochas plutônicas isotrópicas e vulcânicas. Da mesma maneira que a alunita da amostra M01-1400006_VEIO, presente em veios vulcânicos e plutônicos que seccionam o granodiorito milonítico, também possui alto conteúdo de Au em maiores profundidades (1,75 g/t de Au a 97 m).

Souza (2021) constatou que as zonas mais enriquecidas em ouro ocorrem em rochas vulcânicas e plutônicas em forma de veios e vênulas de quartzo que integram um sistema de *stockwork* associados a alteração argílica intermediária, além de alteração carbonática subordinada. Isso se confirmou também em espectroscopia, dado o alto teor de ouro nas amostras de rochas vulcânicas e plutônicas isotrópicas. Essas rochas em conjunto com o significativo teor de minério também ostentam minerais diagnósticos presentes em sistemas com alterações hidrotermais evoluídas. Estes minerais possibilitaram a identificação da ocorrência de alteração argílica avançada no litotipo. Na qual as informações sobre o depósito

favorecem comparações de condições similares que ocorrem em depósitos epitermais com ouro e prata. Considerando as feições geológicas observadas por Souza (2021), a variação das alterações hidrotermais que sucedem em diferentes tipos e estilos nas rochas, e em veios e vênulas auríferas com quartzo e sulfetos, possibilitam a caracterização de um ambiente em regime rúptil, que proporciona o desenvolvimento de *stockwork* (Hedenquist *et al.* 2000, Sillitoe 2010).

10.1.2.2 Vulcânicas

Esse conjunto envolve riolito, riodacito e dacito de cor variável entre cinza claro e preto. Revelam texturas hipocristalina porfirítica ou afírica e matriz microlítica formada por finos cristais tabulares de plagioclásio; ou felsofírica, dado pelo intercrescimento de finos cristais anhedrais de feldspato potássico e quartzo. As alterações hidrotermais desta sequência são dos tipos potássica, propilítica e argílica com intensidade moderada a alta em estilos seletivo, fissural ou pervasivo (Souza 2021).

10.1.2.2.1 Riolito

Essas rochas ocorrem apenas no alvo M01 (Fig. 7) e revelam mineralogia nas amostras analisadas no *VNIR–SWIR* típica de alterações potássica e propilítica. Ocorrem flogopita, serpentina, clorita, clinocloro, bytownita, crisotila, dolomita, entre outros (Tabela 15). A arsenopirita é o principal sulfeto, ao passo que limonita e goethita são secundários.

10.1.2.2.2 Riodacito

Está presente nos alvos M02 e M04 e em maiores profundidades (Fig. 7). Figuram serpentina, lizardita, antigorita, corrensitita, bytownita, microclina, entre outros. São minerais das alterações potássica e propilítica. Entretanto, a presença de vermiculita sugere alteração argílica intermediária neste litotipo. Em relação aos sulfetos, ocorrem arsenopirita e galena. Os minerais secundários são comumente goethita e ilmenita.

10.1.2.2.3 Dacito

O dacito está presente nos alvos M01 e M05 e ocorre em diferentes profundidades, desde mais próximo a superfície até 140 m. A mineralogia identificada confirma a presença de alteração argílica intermediária (Pirajno 2009), podendo conter também a avançada dada presença de gipsita e epsomita (M01-1900007), presente em 130 m de profundidade com teor de 0,19 g/t de Au. O principal mineral que caracteriza a alteração argílica intermediária é uma variação do grupo da esmectita, a sauconita (M01-1900007). Neste litotipo os sulfetos presentes são arsenopirita e galena. Ilmenita figura como mineral acessório secundário.

10.1.2.2.4 Configuração dos litotipos vulcânicos, alterações e teor de Au

O riolito está presente apenas na seção M01 no intervalo 50–90 m, e teores de 0,22–0,61 g/t Au. Revela alterações observadas por Souza (2021) e por espectroscopia, tais como a potássica e propilítica. O riodacito se faz presente em maiores profundidades dos alvos M02 e M04 com teores de até 1,84 g/t de Au no alvo M02 a 81 m; já no alvo M04 ele se apresenta em maiores profundidades (178 a 179 m), com baixo teor (0,006 g/t). No riodacito o maior teor de ouro (1,84 g/t) está diretamente relacionado à amostra que representa um veio que secciona o litotipo (M02-0800009_VEIO).

Por sua vez o dacito presente no alvo M01 (100–140 m) contém teores entre 0,19–0,9 g/t de Au, já em M05 (9 m) contempla um teor de 0,26 g/t. Nesta litologia há a passagem para a alteração argílica avançada com ocorrência de gipsita e epsomita em profundidades de 130 metros no alvo M01, ao passo que no dacito do alvo M05 ocorrem alterações potássica e propilítica. A epsomita representa um importante dado quando se correlaciona o depósito Volta Grande com depósitos epitermais de intermediária e alta sulfidação. Pois os depósitos de baixa sulfidação têm caráter reduzido e pH relativamente neutro, já os de alta sulfidação revelam fluidos oxidados com pH ácido. Por sua vez, o de intermediária sulfidação são próximos à neutralidade com condições levemente oxidadas. Assim, a presença do sulfato de Mg (epsomita) sugere condições de um sistema epitermal de intermediária sulfidação, já que o Mg é um importante elemento na diferenciação dos estados de sulfidação dos depósitos. A rodocrosita (carbonato de Mn) e a gipsita (sulfato de Ca) são minerais de ambiente de formação neutro a levemente oxidado, sugerindo condições de intermediária sulfidação no depósito Volta

Grande, comum em rochas vulcânicas e subvulcânicas de composição andesítica a dacítica (Hedenquist *et al.* 2000, Simmons *et al.* 2005, Pirajno 2009, Wang *et al.* 2019).

10.2 SOFTWARES UTILIZADOS E BASE DE DADOS: VANTAGENS E DESVANTAGENS

Este trabalho é baseado na espectroscopia de infravermelho *VNIR-SWIR* aplicado em amostras de mão. Ele envolve o processamento dos dados em dois *softwares* comerciais distintos, permitindo comparações. Essa técnica é uma importante ferramenta aplicada nas geociências aos longos dos últimos anos, principalmente para estudos metalogenéticos. Contudo, no Brasil ainda são raros os estudos de depósitos minerais com essa abordagem.

O processamento de dados foi realizado em dois softwares: o *The Spectral Geologist* (*TSG 8*), desenvolvido pela empresa *CSIRO*; e *Spectragryph 1.2*, escrito e mantido por *Friedrich Menges Software-Entwicklung*. Como o intuito foi comparar as respostas obtidas nos dois *softwares*, foi utilizada a mesma biblioteca de dados da *USGS Spectral Library Version 7* (Kokaly *et al.* 2017). O *Spectragryph 1.2* é preparado para receber banco de dados de acordo com a sua necessidade de análise, o que gera uma compatibilidade com bibliotecas externas muito maior quando comparado com o *TSG 8*. Este último contempla a sua própria biblioteca e a adição de bibliotecas externas impossibilita a execução de rotinas dentro do *software*, como a leitura de misturas minerais dentro de um mesmo espectro.

A biblioteca espectral da *USGS* contém análises de diferentes espectralradiômetros, como *Beckman 5270*, *AVIRIS-classic*, *Nicolet 740*, *Magna-IR 760 e 6700* e outros da fabricante *ASD*. Assim, a divergência entre os arquivos espectrais gerais da biblioteca e o *software TSG 8* se dá principalmente pelos tipos de arquivos serem distintos para as análises realizadas nos diferentes espectralradiômetros. Visto que as análises ocorridas em espectralradiômetros da marca *ASD* geram arquivos binários em formato proprietário de extensão *asd*, isto também ocorre para outros equipamentos e seus respectivos *softwares* de aquisição. Posto isso, o principal fator pela discordância dos dados entre a biblioteca espectral da *USGS* e o *software* de interpretação se dá pela conversão dos arquivos originários (distintos para cada equipamento) para arquivos gerais em formato *txt*.

As análises de espectroscopia *VNIR-SWIR* consistem na geração de picos de absorbância em determinados comprimentos de onda, possibilitando assim a geração de arquivos em formato *txt*. Contudo, isso pode gerar incompatibilidade nas informações dos

dados unitários de cada espectro (arquivo) quando eles foram submetidos à conversão. Este conflito entre os arquivos gerais e o *input* organizacional dos dados requisitados pelos arquivos espectrais do *TSG 8* impossibilita a inserção direta dos dados da biblioteca espectral no programa, fazendo necessário a obtenção da mesma a partir do software comercial *ENVI*, que exporta toda a biblioteca em um único arquivo compatível com o *software*.

Quanto ao layout dos *softwares*, o *Spectragryph 1.2* apresenta uma interface mais simplificada, que até dificulta a visualização do próprio espectro. Quando comparado com o *TSG 8*, este último possui um direcionamento maior para análise de espectros e é notório a maior facilidade e assimilação visual dos picos de absorção para os diferentes elementos. O *TSG 8* é a sua mais recente atualização e ainda contém diferentes ferramentas que auxiliam na descrição de espectros e informações das amostras, como profundidade dos *logs*, teor, dados geoquímicos e até mesmo imagem deles, gerando assim uma maior integração.

Observando a resposta obtida nos dois *softwares*, utilizando a mesma base de dados, ambos demonstram respostas similares. Quando os dois *softwares* não apresentam a mesma fase mineral como resposta, geralmente obtém um outro mineral do mesmo grupo ou classe mineral. Em algumas análises a resposta foi a mesma, havendo diferença apenas na ordem de correlação de maior para menor compatibilidade, que foi igual ou superior a 80 %. Mesmo com a dificuldade relativa à inserção da base de dados, o *TSG 8* se demonstrou muito eficaz com a biblioteca da *USGS*, assim como o *Spectragryph 1.2*, que é uma ferramenta de menor custo e de fácil acesso, sendo ambas excelentes opções para a análise espectral.

Como um dos principais intuitos do trabalho foi realizar a leitura espectral dos litotipos, ambos os *softwares* se demonstram eficientes. Toda via, foram apresentadas respostas minerais especialmente de minerais anidros que podem revelar uma contradição de processamento dos *softwares* com a base de dados utilizada. Pois o método tem maior capacidade de identificação de minerais hidratados, sendo assim a falta de reconhecimento das fases minerais em misturas podem possibilitar equívocos de processamento. Entretanto, todas as identificações espectrais são baseadas na resposta de absorção feita para determinados elementos químicos em respectivos comprimentos de onda, que possuem características singulares. A respeito dessas possíveis falhas só podem ser confirmadas ou não com a resposta química do material, devido a isso atualmente já vem sendo implementado equipamentos ditos como hiperspectrais, os quais fazem a leitura espectral em conjunto com a leitura química para auxiliar nas dúvidas interpretativas dos dados, assim como para maiores informações sobre os minerais e minérios de interesse.

10.3 IMPLICAÇÕES METALOGENÉTICAS

No Domínio Bacajá os estudos metalogenéticos são raros. Contudo, as características do depósito Volta Grande, tais como o forte controle estrutural, a associação com terrenos metamórficos, sua mineralogia e alteração hidrotermal são consistentes com a classe de depósitos do tipo *lode* orogênico de ouro (Klein *et al.* 2014). Com os estudos mais recentes e direcionados a região, se observou as relações entre as rochas hospedeiras metamórficas mais antigas (Sequência Três Palmeiras) e rochas isotrópicas tardias (Souza 2021), abrindo frente para novas interpretações.

Os depósitos do tipo *lode* ou ouro orogênico foi proposto por Groves *et al.* (1998) para classificar os depósitos denominados mesotermiais por Lindgren (1933) de natureza epigenética, marcados por sistema de veios de quartzo filonianos com ouro, encontrados em terrenos metamórficos controlados estruturalmente (Kerrich 1993). Essa classificação foi revisada por Goldfarb & Groves (2015), onde estes autores juntamente com Groves *et al.* (2020) relacionam depósitos desse tipo a terrenos granito-*greenstone* deformados em fácies xisto verde (baixo grau), com mineralização estruturalmente controlada, contida em estruturas de terceira ordem em zonas de cisalhamento subverticais, que hospedadas nas sequências metavulcanossedimentares. Eles são subdivididos de acordo com a profundidade do depósito, sendo epizonal (< 6 km), mesozonal (6-12 km) e hipozonal (>12 km) com temperaturas correspondentes, respectivamente, a 150- 300°C, 300-475°C e >475°C.

Apesar de ser mais frequente em regiões afetada por baixo metamorfismo (xisto verde), estes depósitos também ocorrem em depósitos de médio grau (fácies anfíbolito) a alto grau metamórfico (fácies granulito) (McCuaig & Kerrich 1998, Groves 2003). Goldfarb *et al.* (2001) relatam que esses depósitos ocorrem a partir de veios de quartzo, acompanhados de carbonato subordinado e com evidências de origem de fluidos a pressões supralitostáticas. Desta forma, os fluidos hidrotermais circulam principalmente ao longo de falhas e zonas de cisalhamento, e migram através das estruturas de segunda e ordem, que condicionam as precipitações dos fluidos mineralizantes e conseqüentemente formam ouro nelas. Segundo Groves *et al.* (1998) estes depósitos são caracterizados por sistemas de veios dominados por quartzo, sulfetos principalmente de Fe, e carbonatos. Eles são acompanhados de minerais como albita, mica branca ou fuchsite, clorita, scheelita e turmalina que constituem os principais minerais de ganga nos veios de quartzo. Eles ocorrem em uma ampla faixa de idade no período geológico, desde

o Arqueano até o Cenozoico. Entretanto, estes depósitos são mais comuns no arqueano e retratam elevados teores de ouro (Goldfarb *et al.* 2001).

Já os sistemas mineralizantes do tipo pórfiro de Cu–Mo–Au revela extensos volumes (10–100 km³) de rochas hidrotermalmente alteradas, centradas em *stocks* porfiríticos. Eles também podem conter *skarns*, mineralizações de substituição em carbonatos ou hospedadas em sedimentos (Sillitoe 2010). O sistema apresenta alterações hidrotermais dos tipos potássica, sericítica, argílica intermediária, argílica avançada e propilítica. A mineralização ocorre em dois estágios, uma mais antiga disseminada e/ou *stockwork* e uma tardia em veios. Usualmente são gerados em regiões de arcos de ilha ou arco continentais (Sillitoe 1972, Mitchell 1973, Richards 2003, Xiong *et al.* 2015). Entretanto, foram observados em contexto tectônico pós-colisional desenvolvido (Richards 2009) ou em regiões intracontinentais distantes de zonas de subducção (Pirajno & Zhou 2014, Xiong *et al.* 2015, Yang *et al.* 2017). Por sua vez, os sistemas epitermais ocorrem em epizonas (< 1,5 km), geralmente de baixa temperatura (200–300 °C) e com pressões equivalentes a no máximo 2 km de profundidade (Hedenquist *et al.* 2000, Simmons *et al.* 2005). O estado de oxidação do fluido mineralizador, pH, e a sua química estão diretamente relacionados com o tipo de alteração hidrotermal e mineralização, separada em epitermais *low-sulfidation (LS)*, *high-sulfidation (HS)* e *intermediate-sulfidation (IS)* (John 1999, Sillitoe & Hedenquist 2003, Robb 2005).

A evolução para um sistema hidrotermal epitermal, a partir de um sistema do tipo pórfiro, se dá com início de fluidos magmáticos que se expandem e são incrementados pela inserção de fluidos marinhos e/ou meteóricos. Desta maneira, os sistemas epitermais de alta e intermediária sulfidação estão associados a intrusivas vulcânicas ou subvulcânicas e representam as partes superiores dos depósitos de tipo pórfiro, enquanto os epitermais de baixa sulfidação necessariamente não tem associações com corpos intrusivos (Simmons *et al.* 2005, Pirajno 2009). O sistema pórfiro-epitermal apresentam típica evolução temporal que progride de uma zona precoce de alta temperatura, com assembleias ricas em biotita e feldspato potássico (alteração potássica), para zonas com muscovita ± clorita (alteração sericítica) em temperaturas mais baixas, passando para uma zona de alteração que contém assembleias ricas em argilominerais e sulfatos (alterações argílicas intermediária e avançada).

Como os sistemas pórfiro-epitermal geralmente se formam próximos à superfície, estão sujeitos ao tectonismo, erosão e soterramento subsequentes. Os típicos depósitos relacionados às zonas de subducção com regime tectônico controlado (entre outros fatores) pelo avanço da zona de trincheira ou pelo *rollback* e também pelo grau de obliquidade do vetor de convergência

de placas, corroboram para que os principais depósitos do tipo pórfiro no mundo sejam mais recentes, com idades do Cretáceo superior ao Eoceno-Oligoceno (Sillitoe 1998, 2010, Hill *et al.* 2002, Perelló *et al.* 2003, Cooke *et al.* 2005, Rohrlach & Loucks 2005, Sillitoe & Perelló 2005, Perelló 2006).

Os depósitos do tipo ouro orogênico são os maíores comuns principalmente no território brasileiro. Entretanto, no Brasil os sistemas hidrotermais pórfiro-epitermal já foram identificados no Proterozoico do Cráton Amazônico, como na Província Mineral do Tapajós (Tokashiki *et al.* 2015, Gómez-Gutiérrez 2018, Juliani *et al.* 2021), na Província Aurífera de Alta Floresta (Assis *et al.* 2008, Assis *et al.* 2017), na região de São Félix do Xingu (Cruz *et al.* 2015, Cruz *et al.* 2016) e na Província mineral Juruena Teles Pires (Rios 2019). Souza (2021) observou que no depósito Volta Grande a mineralização ocorre em dois momentos distintos, uma disseminada ao longo da foliação metamórfica e em veios e vênulas de alteração carbonática, e a outra controlada por veios e vênulas (*stockworks*) que estão diretamente relacionadas às rochas vulcânicas e plutônicas isotrópicas. Sendo assim, foi passível comparação e associação do ambiente do depósito com um sistema hidrotermal formado em um ambiente raso, a exemplo de mineralizações epitermais de sulfidação intermediária a baixa, justificado por diferentes idades das rochas hospedeiras, tipos e estilos de alterações hidrotermais, bem como o estilo de mineralização e teor de ouro ao longo da estratigrafia.

As feições identificadas por Souza (2021), bem como mineralogia observada na espectroscopia VNIR-SWIR e seu processamento nos *softwares*, possibilitaram a identificação de alterações hidrotermais que sugerem evolução até a alteração argílica avançada. Isso se dá pela ocorrência de minerais diagnósticos, tais como alunita, jarosita, gipsita, opala e outros. A ocorrência de sulfatos, opala e ouro nos veios tardios que seccionam as metamórficas e plutônicas demonstram as fases minerais relacionados a fluidos hidrotermais ácidos de baixa temperatura (<180 °C), que comumente ocorrem em depósitos epitermais (Pirajno 2009).

Souza (2021) constatou que as zonas mais enriquecidas em ouro nas rochas isotrópicas coincidem com veios e vênulas de quartzo que formam um sistema de *stockwork* associados a alteração argílica intermediária, além de alteração carbonática subordinada. Entre todos os alvos estudados no bloco norte do depósito Volta Grande, as seções M01 e M02 (Fig. 7) revelam os maiores volumes de rochas vulcânicas e plutônicas isotrópicas em relação as metamórficas, o que foi confirmado em análise espectral VNIR-SWIR, onde o alvo M01 apresentou a maior diversidade de minerais, bem como de argilominerais chaves para descrição de sistemas hidrotermais.

A alteração argílica avançada identificada por meio de espectroscopia *VNIR–SWIR* ocorre no granodiorito milonítico e rochas plutônicas e vulcânicas. Elas sempre se correlacionam com minerais do grupo da zeólita como natrolita, heulandita, estilbita e clinoptilolita. Esta associação é comum em depósitos epitermais, onde os campos bem definidos de estabilidade de pressão e temperatura das zeólitas as tornam importantes monitores de temperatura e profundidade (Meyer & Hemley 1967, Pirajno 2009). Já presença de allanita, argilominerais, montmorillonita e juntamente com as zeólitas retratam uma típica subzona de epidoto de uma alteração propilítica de baixa temperatura (Cooke *et al.* 2014). As zeólitas monitoram a temperatura desse fluido (Robl *et al.* 2009), no qual a heulandita identificada em espectroscopia é estável em temperaturas inferiores a 210° C. As combinações minerais e respectivas alterações sugerem que provavelmente estão geneticamente relacionadas à intrusão em profundidade de um *stock* de pórfiro hidratado, assim como ocorre em Puna *plateau* na província de Salta, noroeste da Argentina (Escuder-Virujete *et al.* 2022).

A presença da rodocrosita (M01-2200010_VEIO e M02-0200006_VEIO) em veios que invadem o granodiorito milonítico, bem como da pyroxmangita que ocorre em amostras de vulcânicas e plutônicas, sugerem condições de *IS* para parte do depósito Volta Grande. Outro fator importante é a galena, mineral que ocorre em depósitos *IS* e consistente com fluidos relativamente oxidados. De acordo Hedenquist *et al.* (2000), os depósitos epitermais de intermediária sulfidação têm uma forte associação com o vulcanismo bimodal andesítico-dacítico e sugerem uma relação com depósitos do tipo pórfiro relativamente profundos. Assim, a ocorrência de grande volume de rochas vulcânicas e subvulcânicas de composição andesítica a dacítica no depósito Volta Grande reforça a potencialidade para ocorrência de sistemas epitermais (Hedenquist *et al.* 2000, Wang *et al.* 2019).

11 CONCLUSÕES

Tendo em vista os resultados e discussões aqui expostas, em decorrência da continuação dos estudos no bloco norte do depósito Volta Grande, Domínio Bacajá, são feitas as seguintes considerações:

1. A espectroscopia *VNIR–SWIR* se mostrou muito eficiente para identificação de minerais em rochas metamórficas presentes no Domínio Bacajá, bem como em rochas vulcânicas e plutônicas isotrópicas. Quando comparado com a mineralogia observada por Souza (2021), este método possibilitou a identificação de diversos minerais hidrotermais que são de difícil ou impossível discriminação em microscopia óptica convencional, difração de raios X ou MEV;
2. As análises individuais dos espectros comparadas com os padrões da biblioteca espectral da *USGS* confirmam a eficácia dos *softwares TSG 8 e Spectragryph 1.2* quanto a identificação mineral. Ambos os aplicativos demonstraram respostas semelhantes fazendo uso da mesma base de dados, os validando desta forma para identificação espectral no intervalo *VNIR–SWIR*;
3. A mineralogia identificada com o auxílio da espectroscopia *VNIR–SWIR* possibilitou confirmar as alterações hidrotermais observados por Souza (2021), assim como incrementá-las. Pois com a espectroscopia foi observado minerais (ex. argilominerais) que são importantes monitores de alterações hidrotermais, que não são de possível identificação em microscopia, e nem foram detectados em MEV;
4. A presença de fluidos que evoluíram até alterações argílica avançada em rochas andesíticas a dacíticas isotrópicas e as feições geológicas e mineralizações observados por Souza (2021) e Souza *et al.* (2021) são dados que quando integrados sugerem que o depósito Volta Grande, em parte, tem características de sistemas epitermais. A ocorrência de minerais como rodocrosita, pyroxmangita e galena possibilitam e apontam para condições químicas de sistema epitermal de intermediária sulfidação.

5. A alteração argílica avançada ocorre no alvo M01, o qual apresenta maior volume de litotipos vulcânicos e plutônicos. Nele também ocorre alunita e jarosita, que configuram minerais diagnósticos de sistemas epitermais de alta sulfidação. Já a presença de minerais de Mn, em especial a rodocrosita e constante frequência do sulfeto de metal base (galena) associado as rochas vulcânicas, perfazem características específicas de sistemas de intermediária sulfidação. Desta maneira, as marcantes presenças de minerais de *HS* que ocorrem no alvo M01 localizado a NWN do depósito possibilitam a correlação de um ambiente de transição entre as regiões de *HS* e *IS*, tendo em vista que ao passo que se encaminha para SES nos alvos M03, M04 e M05, não ocorrem minerais distintivos de *HS*. À vista disso, as feições geológicas e as alterações hidrotermais, em especial da alteração propilítica com allanita, argilominerais, montmorillonita e zeólitas retratam uma típica subzona de epídoto de uma alteração propilítica de baixa temperatura que se relacionam geneticamente às intrusões de média profundidade onde figuram *stocks* de pórfiro hidratados, que também refletem a um ambiente de gênese relacionada a pórfiro-epitermal para o depósito;

6. A espectroscopia *VNIR–SWIR* se confirma como um importante guia prospectivo, pois juntamente com dados de geologia “convencional” de Souza (2021) possibilitam a caracterização de um sistema epitermal no depósito Volta Grande. Isso proporciona possibilidades para pesquisa e identificação polimetálicas no Domínio Bacajá, assim como já ocorrem em outras regiões do Cráton Amazônico;

7. A identificação minerais por meio de espectroscopia tende a ser refinada futuramente com a utilização de inteligência artificial, gerando otimização na interpretação de espectros, bem como identificar e separar minerais típicos de cada zona de alteração hidrotermal. Ela ainda pode auxiliar na resolução de problemas no reconhecimento de fases e misturas minerais que não são observadas em *softwares* (ex. *Spectragryph 1.2*);

8. Entretanto, apesar do volume de dados obtidos até o momento, para a concretização das afirmações ainda se fazem necessários mais estudos na região com microtermometria, geocronologia e geoquímica das rochas.

REFERÊNCIAS

- Agnerian H. 2005. *Technical Report on the Volta Grande Gold Property, Brazil*. Report. Vancouver.
- 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.
- Arribas A. 1995. Characteristics of high-sulfidation epithermal deposits, and their relation to magmatic fluids. In: Thompson J.F.H. (ed.). *Magmatic, fluids, and ore deposits*. Chapter 19, p. 419-454. (Mineralogical Association of Canada Short Course Series, 23).
- Arribas A., Cunningham C.G., Rytuba J.J., Rye R.O., Kelly W.C., Podwysocki M.H., McKee E.H., Tosdal R.M. 1995. Geology, geochronology, fluid inclusions, and isotope geochemistry of the Rodalquilar gold alunite deposit, Spain. *Economic Geology*, **90** (4): 795–822.
- Assiri A.M. 2016. *Remote sensing applications for carbonatite assessment and mapping using VNIR and SWIR bands at Al-Uyaynah*. PhD Theses. Michigan State University, Michigan, xvi, 184 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** (8): 1937–1957.
- Assis R.R., Xavier R.P., Paes Barros A.J., Souza-Filho R. 2008. Trace element geochemistry and fluid regimes in gold deposits of the Alta Floresta Province. In: Sociedade Brasileira de Geologia, ed. 44º Congresso Brasileiro de Geologia. Curitiba, Brazil, *Anais [44º Congresso Brasileiro de Geologia]*.
- Badura I. & Dąbski M. 2022. Reflectance Spectroscopy in Geology and Soil Sciences: Literature Review. *Quaestiones Geographicae*, **41** (3): 157–167.
- Barros C.E. M., Besser M.L., Vasconcellos, E.M. Gouvêa. 2023. Voluminous Paleoproterozoic plutonic belt of the Bacajá domain in Amazon Craton: Petrology, geotectonic setting and Pb–Pb zircon evaporation ages. *Journal of South American Earth Sciences*, **130**: 104491.
- Barros C.E.M., Macambira M.J.B., Santos M.C.C., Silva D.C.C., Palmeira L.C.M., Souza M.M. 2007. Estruturas sinmagmáticas e idade de zircão de granitos (evaporação de Pb) paleoproterozóicos da parte leste do Domínio Bacajá, Província Maroni-Itacaiúnas. *Revista Brasileira de Geociências*, **37** (2): 293–304.
- Bartorelli A., Texeira W., Brito-Neves B.B. (ed.). 2020. *Geocronologia e evolução tectônica do Continente Sul-Americano: a contribuição de Umberto Giuseppe Cordani*. 1st ed. São Paulo, Solaris.
- Beane R.E. & Titley S.R. 1981. Porphyry copper deposits. Part II. Hydrothermal alteration and mineralization. *Economic Geology*, 75º Aniver: 214–269.

- Bettencourt J.S., Juliani C., Xavier R.P., Monteiro L.V.S., Bastos Neto A.C., Klein E.L., Assis R.R., Leite 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.
- Carneiro C.C., Juliani C., Carreiro-Araujo S.A., Monteiro L.V.S., Crosta 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.
- Chubb D., Cleugh A., Couture J.F., Franca P., Gueorguiev S., Leuangthong O., Luz A., Wahl G., Weierhäuser L., Zurowski G. 2015. *Feasibility Study on Volta Grande Project, Pará Brazil*. NI 43-101. Altamira.
- Clark R.N., King T.V.V., Klejwa M., Swayze G.A., VergovN. 1990. High spectral resolution reflectance spectroscopy of minerals. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **95**: 12653–12680.
- Cooke D.R., Hollings P., Walshe J.L. 2005. Giant Porphyry Deposits: Characteristics, Distribution, and Tectonic Controls. *Economic Geology*, **100** (5), 801–818.
- Cooke D.R., Hollings P., Wilkinson J.J., Tosdal R.M. 2014. Geochemistry of porphyry deposits. In: Holland H.D. & Tureckian K.K. (ed.). *Treatise on geochemistry*. 2. ed. Oxford, Elsevier, v.13, p. 357–381.
- Cordani U.G., Tassinari C.C.G., Kawashita K. 1984. A serra dos Carajás como região limítrofe entre províncias tectônicas. *Ciências da Terra*, **9**: 6–11.
- Cordani U.G., Tassinari C.C.G., Teixeira W., Basei M.A.S., Kawashita K. 1979. Evolução tectônica da Amazônia com base nos dados geocronológicos. In: *Segundo Congresso Geológico Chileno*. Arica- Chile, 137–148.
- Costa J.R.C.E. 2021. *Caracterização Mineralógica com Espectroscopia de Reflectância por Infravermelho (SWIR): Exemplo do Complexo Máfico-Carbonatítico Santana, Sul do Cráton Amazônico*. Ms. Dissertation. Universidade Federal do Pará, xiv, 64 p.
- Cristo L.C.F. 2018. *Estudo petrográfico e isotópico (Pb-Pb, U-Pb e Sm- Nd) de rochas metavulcânicas, mineralizações auríferas e rochas granitoides relacionadas ao greenstone belt Três Palmeiras, Volta Grande do Xingu, Domínio Bacajá, Pará*. Ms. Dissertation. Universidade Federal do Pará, xii, 64 p.
- Cruz R.S., Fernandes, C.M.D., Villas R.N.N., Juliani C., Monteiro L.V.S., Almeida T.I.R., Lagler B., 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.

Docegeo- Rio Doce Geologia e Mineração S.A. 1988. Revisão litoestratigráfica da Província Mineral de Carajás, Pará. In: SBG, 35º Congresso Brasileiro de Geologia. Belém, SBG, *Anais [Província Mineral Carajás- Litoestratigrafia e principais depósitos minerais]*, 11–54.

Escuder-Viruete J., Molina E.A., Chinchilla D., Gabites J., Seggiaro R., Marquetti C.A., Heredia N. 2022. Structural and temporal relationships between volcanic activity, hydrothermal alteration, epithermal Ag–Pb–Zn mineralization and regional stress regime in the Quevar Volcanic Complex (Puna plateau, Salta Province, NW Argentina). *Journal of Structural Geology*, **158**: 104582.

Faraco M.T.L., Carvalho J.M.A., Klein E.L. 1996a. *Carta Metalogenética da Província Aurífera do Tapajós: escala 1:500.000. Nota explicativa*. Belém, CPRM - Serviço Geológico do Brasil.

Faraco M.T.L., Carvalho J.M.A., Klein E.L. 1996b. *Carta Metalogenética da Província de Carajás – SE do Pará. Folha Araguaia (SB.22). Nota Explicativa. Escala 1: 1.000.000*. Belém, CPRM - Serviço Geológico do Brasil.

Faraco M.T.L., Marinho P.A.C., Vale A.G., Costa E.J.S., Maria R.G.N., Ferreira A.L., Valente C.R., Lacerda Filho J. V, Moreton L.C., Camargo M.A., Vasconcelos A.M., Oliveira I.W.B., Abreu Filho W.A., Gomes I.P. 2004. Folha SB.22-Araguaiana. In: Schobbenhaus C., Gonçalves J.H., Santos J.D.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. Programa de Geologia do Brasil*. Brasília, CPRM - Serviço Geológico do Brasil.

Faraco M.T.L., Vale A.G., Santos J.O.S., Luzardo R., Ferreira A.L., Oliveira M., Marinho P.A.C. 2005. Levantamento geológico da região ao norte da província Carajás. In: Horbe A. & Souza W. (ed.). *Contribuições à Geologia da Amazônia*. Belém, Sociedade Brasileira de Geologia - Núcleo Norte, 32–43.

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*, **331**: 105354.

Fernandes C.M.D., Juliani C., Monteiro L.V.S., Lagler B., Misas C.M.E. 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.

Goetz A.F., Vane G., Solomon, J.E., Rock B.N. 1985. Imaging spectrometry for earth remote sensing. *Science*, **228** (4704): 1147–1153.

Goldfarb R.J. & Groves D.I. 2015. Orogenic gold: Common or evolving fluid and metal sources through time. *Lithos*, **233**: 2–26.

Goldfarb R., Groves D., Gardoll S. 2001. Orogenic gold and geologic time: a global synthesis. *Ore Geology Reviews*, **18** (1–2): 1–75.

Gómez-Gutiérrez D.F. 2018. *Petrogênese e metalogenia do magmatismo paleoproterozoico na porção sul da Província Mineral do Tapajós, Cráton Amazônico*. PhD Theses. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 187 p.

Groves D., Goldfarb R., Gebre-Mariam M., Hagemann S., Robert F. 1998. Orogenic gold deposits: A proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types. *Ore Geology Reviews*, **13** (1–5): 7–27.

Groves D.I., Goldfarb R.J., Robert F., Hart C.J.R. 2003. Gold Deposits in Metamorphic Belts: Overview of Current Understanding, Outstanding Problems, Future Research, and Exploration Significance. *Economic Geology*, **98** (1): 1–29.

Groves D.I., Santosh M., Deng J., Wang Q., Yang L., Zhang L. 2020. A holistic model for the origin of orogenic gold deposits and its implications for exploration. *Mineralium Deposita*, **55** (2): 275–292.

Hauff P. 2008. *An overview of VIS-NIR-SWIR field spectroscopy as applied to precious metals exploration*. Arvada, Colorado.

Hedenquist J.W., Arribas Jr.A., Gonzalez-Urie E. 2000. Exploration for epithermal gold deposits. In: Hagemann S.G. & Brown P.E. (ed.). *Gold in 2000, Reviews in Economic Geology*. Boulder, Society of Economic Geologists, p. 245–277.

Hill K.C., Kendrick R.D., Crowhurst P.V., Gow P.A. 2002. Copper-gold mineralisation in New Guinea: Tectonics, lineaments, thermochronology and structure. *Australian Journal of Earth Sciences*, **49** (4): 737–752.

Hunt G.R. 1970. Visible and near-infrared spectra of minerals and rocks: I silicate minerals. *Modern Geology*, **1**: 283–300.

Hunt G.R. 1977. Spectral signatures of particulate minerals in the visible and near-infrared. *Geophysics*, **42** (3): 501–513.

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

Hunt G.R. & Salisbury J.W. 1971. Visible and near infra-red spectra of minerals and rocks, II – Carbonates. *Modern Geology*, **2**: 23–30.

Hunt G.R., Salisbury J.W., Lenhoff C.J. 1971a. Visible and near infrared spectra of minerals and rocks, III – Oxides and hydroxides. *Modern Geology*, **2**: 195–205.

Hunt G.R., Salisbury J.W., Lenhoff C.J. 1971b. Visible and near infrared spectra of minerals and rocks, IV – Sulphides and sulphates. *Modern Geology*, **3**: 1–14.

Hunt G.R., Salisbury J.W., Lenhoff C.J. 1972. Visible and near infrared spectra of minerals and rocks, V – Halides, arsenates, vanadates, and borates. *Modern Geology*, **3**: 121–132.

Hunt G.R., Salisbury J.W., Lenhoff C.J. 1973. Visible and near infrared spectra of minerals and rocks, VI – Additional silicates. *Modern Geology*, **4**: 85–106.

Jones D.L. & Murchey B. 1986. Geologic Significance of Paleozoic and Mesozoic Radiolarian Chert. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, **14** (1): 455–492.

Jorge João X.S., Vale A.G., Lobato T.A.M. 1987. *Folha SA.22- Y-D, Altamira. Projeto especial mapas de recursos minerais de solos e de vegetação para a área do programam Grande Carajás*. Brasília, DNPM/CPRM.

Jorge João X.S. & Silva Neto C.S. 1994. Metamorfismo e deformação. In: Oliveira J.R., Silva Neto C.S., Costa E.J.S. (ed.). *Serra Pelada: folha SB.22.X.C, Estado do Pará. Texto Explicativo*. Brasília: CPRM - Serviço Geológico do Brasil. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil, 77–86.

Jorge João X.S., Vale A.G., Lobato T.A.M. 2001. *Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - PLGB. Altamira – Folha SB.22-Y-D, Estado do Pará. Escala 1:250.000*. Brasília, CPRM/DIEDIG/DEPAT.

Juliani C., Assis R.R., Virg L., Monteiro S., Fernandes C.M.D., Zimmermann D., Ricardo J. 2021. Arcs at the Tapajós and Juruena Mineral Provinces (Amazonian Craton, Brazil): A New Frontier for the Exploration, 1–43.

Juliani C., Rye R.O., Nunes C.M.D., Snee L.W., Corrêa Silva R.H., Monteiro L.V.S., Bettencourt J.S., Neumann R., Alcover Neto 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 SPEC. ISS.): 95–125.

Kerrich R., 1993. Perspectives on genetic models for lode gold deposits. *Mineralium Deposita*, **28** (6): 362–365.

Klein E.L., Rosa-Costa L.T., Vasquez M.L. 2014. Metalogênese da Borda Oriental do Cráton Amazônico. In: Silva M.G., Rocha Neto M.B., Jost H., Kuyumjian R.M. (ed.). *Metalogênese das Províncias Tectônicas Brasileiras*. Belo Horizonte, CPRM, p. 171–194.

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. 2017. *USGS Spectral Library Version 7: us geological survey data release*. United States Geological Survey (USGS): Reston, VA, USA, v.61.

Lindgren W. 1933. *Mineral Deposits*. 4th ed. New York, McGraw-Hill Book Company.

Macambira M.J.B., Barros C.E.M., Silva D.C.C., Santos M.C.C. 2001. Novos dados geológicos e geocronológicos para a região ao norte da Província Carajás: Evidências para o estabelecimento do limite Arqueano-paleoproterozóico no sudeste do Cráton Amazônico. In: SBG-NO, ed. *Simpósio de Geologia da Amazônia*. Belém, Sociedade Brasileira de Geologia - Núcleo Norte, 68.

Macambira M.J.B., Pinheiro R.V.V.L., Armstrong R. A. 2007. A fronteira Arqueano-Paleoproterozóico no SE do Cráton Amazônico; abrupta no tempo, suave na tectônica? In: SBG-Núcleo Norte, 10º Simpósio de Geologia da Amazônia, Porto Velho. *Geociências e desenvolvimento regional sustentável: anais*. p. 99-102.

Macambira M.J.B., Texeira W., Vasquez M.L. 2020a. O Cráton Amazônico e suas províncias geocronológicas: o legado de Umberto Cordani. In: Bartorelli A., Texeira W., Brito-Neves B.B. (ed.). *Geocronologia e Evolução Tectônica do Continente Sul-Americano: a contribuição de Umberto Giuseppe Cordani*. São Paulo, Solaris Edições Culturais, p. 47–61.

Macambira M.J.B., Vasquez M.L., Rizzotto G.J. 2020b. O sudeste do Cráton Amazônico e seu significado como embrião cratônico. In: Bartorelli A., Texeira W., Brito-Neves B.B. de. (ed.). *Geocronologia e Evolução Tectônica do Continente Sul-Americano: a contribuição de Umberto Giuseppe Cordani*. São Paulo, Solaris Edições Culturais, p. 63–78.

Macambira M.J.B., Vasquez M.L., Silva D.C.C., Galarza M.A., Barros C.E.M., Camelo J.F. de F. 2009. Crustal growth of the central-eastern Paleoproterozoic domain, SW Amazonian craton: Juvenile accretion vs. reworking. *Journal of South American Earth Sciences*, **27** (4): 235–246.

McCuaig T. C. & Kerrich R. 1998. P-T-t deformation fluid characteristics of lode gold deposits: evidence from alteration systematics. *Ore Geology Reviews*, **12** (6): 381–453.

Meyer C. & Hemley J.J. 1967. Wall rock alteration. In: Barnes H.L. (ed.). *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*. New York, Holt Rinehart & Winston, p. 166–235.

Mitchell A.H.G. 1973. Metallogenic belts and angle of dip of Benioff zones. *Nature* **245**: 49–52.

Monteiro McCuaig T. C. & Kerrich R. 1998. P-T-t deformation fluid characteristics of lode gold P.C. 2006. *Investigação do limite entre domínios geocronológicos da região do médio Rio Xingu, sudeste do Cráton Amazônico*. Ms. Dissertation. Universidade Federal do Pará, Belém, xi, 97 p.

Oliveira J.R., Silva Neto C.S., Costa E.J.S. 1994. *Serra Pelada: folha SB 22.X.C. Estado do Pará, escala 1:250.000*. Brasília, CPRM - Serviço Geológico do Brasil. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil.

Pirajno F. 2009. Hydrothermal Processes and Wall Rock Alteration. In: *Hydrothermal Processes and Mineral Systems*. Dordrecht: Springer Netherlands, 73–164.

Pirajno F. & Zhou T. 2015. Intracontinental Porphyry and Porphyry-Skarn Mineral Systems in Eastern China: Scrutiny of a Special Case ‘Made-in-China’. *Economic Geology*, **110** (3): 603–629.

Perelló J. 2006. Metallogeny of major copper deposits and belts in the North and South American Cordillera [abs.]: Backbone of the Americas. Patagonia to Alaska, GSA Specialty Meeting No. 2, Mendoza, Argentina, 2006, Abstracts with Programs: Asociación Geológica Argentina and Geological Society of America, 83–84.

Perelló J., Carlotto V., Zárata A., Ramos P., Posso H., Neyra C., Caballero A., Fuster N., Muhr R. 2003. Porphyry-style alteration and mineralization of the middle Eocene to early Oligocene Andahuaylas-Yauri belt, Cuzco region, Peru: *Economic Geology*, **98**: 1575–1605.

Pontual S., Merry N., Gamson P. 2008. *GMEX–Spectral Analysis guides for mineral exploration - Field manual*. 3rd ed. Victoria, Auspec International.

Ricci P.S.F. 2006. Most of the “Xingu complex” previously mapped in the Bacaja high-grade block (Para) comprises retrograded granulites as yet unsuspected from a petrological standpoint. *In*: SBG, 43° Congresso Brasileiro de Geologia, Aracaju.

Ricci P.S.F. & Costa E.J.S. 2004. Orogenic charnockitoids previously mapped as granulitic basement of the Bacajá Terrane (Eastern-Central Pará). *In*: 42° Congresso Brasileiro de Geologia, anais. Araxá, SBG.

Richards J.P. 2009. Postsubduction porphyry Cu-Au and epithermal Au deposits: Products of remelting of subduction-modified lithosphere. *Geology*, **37** (3): 247–250.

Richards J.P. 2003. Tectono-Magmatic Precursors for Porphyry Cu-(Mo-Au) Deposit Formation. *Economic Geology*, **98** (8): 1515–1533.

Rios F.S. 2019. *O depósito de Au (Cu-Ag) Serrinha de Garantã, Cráton Amazônico, Brasil: um depósito aurífero não-convencional associado ao sistema pórfiro-epitermal paleoproterozoico juruena teles pires*. Ms. Dissertation. Universidade de Brasília, Brasília, 137 p.

Robb L.J. 2005. *Introduction to ore-forming processes*. 1st ed. Oxford, Blackwell Science Ltd.

Robl K., Brodtkorb M.K., Ametrano S. 2009. La mineralización a epitermal miocena del Complejo Estratovolcánico Quevar, Salta. *Revista. Asociación Geológica Argentina*. **64** (3): 525–539.

Rohrlach B.D. & Loucks R.R. 2005. Multi-million-year cyclic ramp-up of volatiles in a lower crustal magma reservoir trapped below the Tampakan copper-gold deposit by Mio-Pliocene crustal compression in the southern Philippines. *In*: Porter, T.M. (ed.). *Super porphyry copper and gold deposits: A global perspective*. Adelaide, PGC Publishing, v. 2, p. 369–407.

Sacks I.S. 1983. The subduction of young lithosphere. *Journal of Geophysical Research*, **88**: 3355–3366.

Santos J.O.S. 2003. Geotectônica dos Escudos das Guianas e Brasil-Central. *In*: Bizzi L.A., Schobbenhaus C., Vidotti R.M., Gonçalves J.H. (ed.). *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil*. Brasília, CPRM, p. 169–226.

Santos J.O.S., Hartmann L.A., Gaudette H.E., Groves D.I., McNaughton N.J., Fletcher I.R. 2000. A New Understanding of the Provinces of the Amazon Craton Based on Integration of Field Mapping and U-Pb and Sm-Nd Geochronology. *Gondwana Research*, **3** (4): 453–488.

Santos J.O.S., Van Breemen O.B., Groves D.I., Hartmann L.A., Almeida M.E., 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*, **131** (1–2): 73–109.

Santos M.V., Tassinari C.C.G., Souza Filho E.E., Teixeira W., Ribeiro A.C.O., Payolla B., Vasconi A. 1988. Litoestratigrafia das rochas precambrianas na Bacia do Médio Rio Xingu, Altamira, Pará. In: *7º Congresso Latino-Americano de Geologia*. Belém, 363–367.

Schobbenhaus C. & Brito-Neves B.B. de. 2003. A Geologia do Brasil no Contexto da Plataforma Sul-Americana. In: Bizzi L.A., Schobbenhaus C., Vidotti R.M., Gonçalves J.H. (ed.). *Geologia, tectônica recursos minerais do Brasil*. Brasília, CPRM, p. 5–54.

Seedorff E., Dilles J.H., Proffett J.M., Einaudi M.T., Zurcher L., Stavast W.J.A., Johnson D.A., Barton M.D. 2005. Porphyry Deposits: Characteristics and Origin of Hypogene Features. In: Hedenquist J.W., Thompson J.F.H., Goldfarb R.J., Richards J.P. (ed.). *One Hundredth Anniversary Volume*. Littleton, Society of Economic Geologists, p. 251–298.

Sillitoe R.H. 1972. A plate tectonic model for the origin of porphyry copper deposits: *Economic Geology*, **67**:184–197.

Sillitoe R.H., 1998. Major regional factors favouring large size, high hypogene grade, elevated gold content and supergene oxidation and enrichment of porphyry copper deposits. In Porter T.M., (ed.). *Porphyry and hydrothermal copper and gold deposits: A global perspective*. Adelaide, Australian Mineral Foundation, p. 21–34.

Sillitoe R.H. 2010. Porphyry copper systems. *Economic Geology*, **105** (1): 3–41.

Sillitoe R.H. & Hedenquist J.W. 2003. Linkages between volcanotectonic settings, ore-fluid compositions, and epithermal precious metal deposits in volcanic, geothermal, and ore-forming fluids: rulers and witnesses of processes within the Earth. [S.l.], SEG, p.315–345. (Special Publication 10).

Sillitoe R.H. & Perelló J. 2005. Andean copper province: tectonomagmatic settings, deposit types, metallogeny, exploration, and discovery. In: Hedenquist J.W., Thompson J.F.H., Goldfarb R.J., Richards J.P. (ed.). *One Hundredth Anniversary Volume*. Littleton, Society of Economic Geologists, p. 845–890.

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.

Sinclair W.D. 2007. Porphyry deposits. In: Goodfellow W.D. (ed.). *Mineral deposits of Canada: a synthesis of major deposit-types, district metallogeny, the evolution of geological provinces, and exploration methods*. Canada, Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, p. 223–243. (Special Publication N° 5).

Simmons S.F., White N.C., John D.A. 2005. Geological Characteristics of Epithermal Precious and Base Metal Deposits. In: Hedenquist J.W., Thompson J.F.H., R.J. Goldfarb, Richards J.P., (ed.). *One Hundredth Anniversary Volume*. Littleton, Society of Economic Geologists, p. 485–522.

Souza H.P.T. 2021. *Petrografia, alterações hidrotermais e eventos mineralizantes do Bloco Norte do depósito aurífero Volta Grande, Domínio Bacajá (PA), Cráton Amazônico*. Ms. Dissertation. Universidade Federal do Pará, Belém, xiv, 64 p.

Souza H.P.T., Fernandes C.M.D., Lopes R.F., Amireault S., Vasquez M.L. 2021. Mineralizing Events of the World-Class Volta Grande Gold Deposit, Southeastern Amazonian Craton, Brazil. *Proceedings of The 2nd International Electronic Conference on Mineral Science*, **6** (1): 19.

Souza H.P.T. de, Fernandes C.M.D., Lopes R.F., Amireault S., Saraiva R.S.C., Paresqui B.G.S. 2024. Multistage mineralizing episodes of the Proterozoic world-class Volta Grande gold deposit, Amazonian Craton, northern Brazil: Implications for the Bacajá Domain metallogensis. *Journal of South American Earth Sciences*, **137**, 104860.

Tassinari C.C.G. & Macambira M.J.B. 1999. Geochronological Provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, **22**, 174–182.

Tassinari C.C.G. & Macambira M.J.B. 2004. A Evolução Tectônica do Cráton 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 de Almeida*. BECA, p. 471–486.

Teixeira W., Tassinari C.C.G., Cordani U.G., Kawashita K. 1989. A review of the geochronology of the Amazonian Craton: Tectonic implications. *Precambrian Research*, **42** (3–4): 213–227.

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, Sociedade Brasileira de Geologia - Núcleo Norte (SBG-NNN), p. 119–138.

Vasquez M.L. 2006. *Geocronologia em zircão, monazita e granada e isótopos de Nd das associações litológicas da porção oeste do Domínio Bacajá: evolução crustal da porção meridional da província Maroni-Itacaiúnas, sudeste do Cráton Amazônico*. PhD Theses. Universidade Federal do Pará, Belém, 212 p.

Vasquez M.L., Macambira M.J.B., Armstrong R.A. 2008. Zircon geochronology of granitoids from the western Bacajá domain, southeastern Amazonian craton, Brazil: Neoproterozoic to Orosirian evolution. *Precambrian Research*, **161** (3–4): 279–302.

Vasquez M.L., Macambira M.J.B., Galarza M.A. 2005. Granitóides transamazônicos da região Iriri-Xingu, Estado do Pará: novos dados geológicos e geocronológicos. In: Horbe A. & Souza W. (ed.). *Contribuições à geologia da Amazônia*. Belém, Sociedade Brasileira de Geologia - Núcleo Norte, p. 16–31.

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.

Wang L., Qin K.-Z., Song G.-X., Li G.-M. 2019. A review of intermediate sulfidation epithermal deposits and subclassification. *Ore Geology Reviews*, **107**: 434–456.

Xiong Z., Guangchun F., Yu Z., Chunqi W., Yi Z., Xiangyuan Y. 2015. Chronology and Crust-Mantle Mixing of Ore-forming Porphyry of the Bangongco: Evidence from Zircon U-Pb Age and Hf Isotopes of the Naruo Porphyry Copper-Gold Deposit. *Acta Geologica Sinica - English Edition*, **89** (1): 217–228.

Weik M. 2001. *Full-width at half-maximum BT-* computer science and communications dictionary. Boston, US, Springer.

Yang Y.F., Wang P., Chen Y.J., Li Y. 2017. Geochronology and geochemistry of the Tianmugou Mo deposit, Dabie Shan, eastern China: Implications for ore genesis and tectonic setting. *Ore Geology Reviews*, **81**: 484–503.



Ministério da Educação
Universidade Federal do Pará
Sistema de Bibliotecas

DECLARAÇÃO DE AUTORIA

Autor: Brenda Gomes Silva Paresqui

CPF: 173.746.197-82

Matrícula: 202101770011

Telefone (28) 99983-8217

e-mail: brendaparesqui@gmail.com

Curso/Programa: Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica

Orientador: Carlos Marcello Dias Fernandes

Coorientador: -

Data da Defesa: 17/05/2024

Título/Subtítulo: Metalogênese do depósito aurífero Volta Grande, Domínio Bacajá (PA), Cráton

Amazônico: aplicação de espectroscopia de infravermelho VNIR-SWIR

Tipo do documento: () TCC¹ () TCCE² (X) Dissertação () Tese () Artigo Científico

() Livro () Capítulo de livro () Outro: _____

Declaro que, para os devidos fins, o presente trabalho é de minha autoria e que estou ciente:

- Dos Artigos 297 a 299 do Código Penal, Decreto-Lei n. 2.848 de 7 de dezembro de 1940;
- Da Lei n. 9.610, de 19 de fevereiro de 1998, que dispõe sobre os Direitos Autorais;
- Do Regimento Interno da Universidade Federal do Pará;
- Da lei 12.527 de novembro de 2011, que trata da Lei de Acesso à Informação;
- Da utilização da licença pública internacional *Creative Commons 4.0*;
- Que plágio consiste na reprodução de obra alheia e submissão da mesma como trabalho próprio ou na inclusão, em trabalho próprio, de ideias, textos, tabelas ou ilustrações transcritos de obras de terceiros sem a devida e correta citação referencial.

Autor

Local e Data

¹ Trabalho de Conclusão de Curso

² Trabalho de Conclusão de Especialização



Ministério da Educação
Universidade Federal do Pará
Sistema de Bibliotecas

**TERMO DE AUTORIZAÇÃO E DECLARAÇÃO DE DISTRIBUIÇÃO NÃO EXCLUSIVA PARA
PUBLICAÇÃO DIGITAL NO PORTAL INSTITUCIONAL DE ACESSO ABERTO DA UFPA**

1. Tipo de documento: () TCC³ () TCCE⁴ (X) Dissertação () Tese () Artigo Científico () Livro () Capítulo de Livro () Trabalho Apresentado em evento

2. Informações sobre a obra:

Autor: Brenda Gomes Silva Paresqui

RG: 3.863.788 - ES CPF: 173.746.197-82 E-mail: brendaparesqui@gmail.com

Telefone: (28) 99983-8217 Curso/Programa: Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica

Orientador: Carlos Marcello Dias Fernandes Coorientador: -

Título do documento:

Metalogênese do depósito aurífero Volta Grande, Domínio Bacajá (PA), Cráton Amazônico:
aplicação de espectroscopia de infravermelho VNIR-SWIR

Data da defesa: 17/05/2024 Área do Conhecimento: Evolução Crustal e Metalogêneses

Agência de Fomento (*se houver*): CAPES

3. Informação de disponibilização do documento:

Restrição para publicação: () Total () Parcial (X) Sem restrição

Justificativa de restrição total*: _____

Em caso de restrição parcial, especifique os capítulos restritos: _____

A partir de qual data esse documento poderá ser disponibilizado: 18 / 06 / 2024

4. Permissões⁵

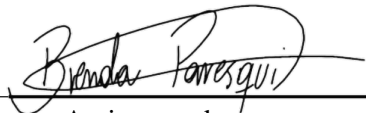
Permite o uso comercial da obra? () Sim (X) Não / Permitir modificações na obra? () Sim (X) Não

O documento está sujeito a patentes? () Sim (X) Não

5. T&D defendidas fora da instituição

É Tese ou Dissertação defendida fora da UFPA? () Sim (X) Não

Local e Data


Assinatura do autor

³ Trabalho de Conclusão de Curso

⁴ Trabalho de Conclusão de Curso em Especialização

⁵ Creative Commons Internacional 4.0