



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

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO Nº 666

**PETROGRAFIA E MINERALOGIA DAS ALTERAÇÕES
HIDROTERMAIS ASSOCIADAS AO BLOCO SUL DO
DEPÓSITO AURÍFERO VOLTA GRANDE DO XINGU,
DOMÍNIO BACAJÁ (PA), CRÁTON AMAZÔNICO**

Dissertação apresentada por:

BRENDA THAYS BARROS PINTO

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

**BELÉM-PA
2025**

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)

P659p Pinto, Brenda Thays Barros.
Petrografia e mineralogia das alterações hidrotermais
associadas ao bloco Sul do depósito aurífero Volta Grande do
Xingu, Domínio Bacajá (PA), Cráton Amazônico / Brenda Thays
Barros Pinto. — 2025.
xxi, 101 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, 2025.

1. Alterações hidrotermais. 2. Epitermal. 3. Orogênico. 4.
Ciclo Transamazônico. I. Título.

CDD 553.098115



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

**PETROGRAFIA E MINERALOGIA DAS ALTERAÇÕES
HIDROTÉRMICAS ASSOCIADAS AO BLOCO SUL DO
DEPÓSITO AURÍFERO VOLTA GRANDE DO XINGU,
DOMÍNIO BACAJÁ (PA), CRÁTON AMAZÔNICO**

DISSERTAÇÃO APRESENTADA POR:

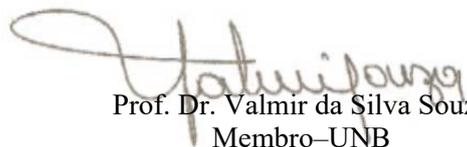
BRENDA THAYS BARROS PINTO

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

Data de Aprovação: 22 / 04 / 2025

Banca Examinadora:


Prof. Dr. Carlos Marcello Dias Fernandes
Orientador–UFPA


Prof. Dr. Valmir da Silva Souza
Membro–UNB


Prof. Dr. Rafael Rodrigues de Assis Membro–
USP

Dedico esse trabalho à minha Mãe e Avó,
as pessoas que mais amo nesse mundo.

AGRADECIMENTOS

Devo agradecer a Deus, por iluminar a minha mente nos momentos difíceis, dando-me força, coragem e paciência para continuar.

À minha querida e amada mãe Leide por ser meu refúgio e porto seguro, você é a razão de todas as minhas conquistas. A meus avós Luiza e Mindoca, por todo o amor e carinho em ter me criado e feito todo o possível para eu conquistar os meus sonhos e objetivos.

À minha família e amigos, em especial a todos que acompanharam a minha trajetória de perto e sempre me apoiaram.

Ao meu orientador pela paciência e dedicação em me ajudar durante a realização desse trabalho.

A CAPES, Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências e ao Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica pela oportunidade de mestrado com todo o suporte necessário.

O presente trabalho foi realizado com apoio da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior - Brasil (CAPES) - Código de Financiamento 001.

A empresa *Belo Sun Mining Corp.* por ceder as amostras para que esse trabalho fosse desenvolvido.

RESUMO

O depósito aurífero de classe mundial Volta Grande, Domínio Bacajá, contém reservas medidas de ~6,0 Moz a 1,02 g/t, dividida nos blocos exploratórios norte e sul. Historicamente, essa mineralização tem sido classificada como do tipo orogênica (*lode-type*) e está hospedada em um conjunto de granitoides milonitizados em fácies anfibolito de médio a alto grau metamórfico atribuídos ao Grupo Três Palmeiras (2,41 Ga) e ao Granodiorito Oca (2,16 Ga). Entretanto, pesquisas recentes nas rochas do bloco norte do depósito atestaram a presença de uma sequência vulcânica tardia com importante mineralização aurífera. Buscando contribuir com a sua modelagem metalogenética, esta Dissertação de Mestrado teve como foco o bloco sul, envolvendo descrições petrográficas mesoscópicas e microscópicas e aplicação de espectroscopia de reflectância *VNIR-SWIR* em testemunhos de sondagem dos alvos Pequi, Grande e Itatá. Os resultados obtidos envolvem a petrografia de rochas metamórficas, dadas por anfibolito e granodiorito milonítico, e um conjunto de rochas vulcânicas e plutônicas isotrópicas associado. A compilação dos dados revelou paragêneses minerais referentes a processos metamórficos e magmáticos-hidrotermais. As paragêneses metamórficas denotam metamorfismos regional e dinâmico-termal e superposição moderada de alterações hidrotermais típicas de sistemas epitermais, associadas à colocação do conjunto de rochas isotrópicas. Nas rochas isotrópicas ocorre a superposição de alterações hidrotermais e mineralização aurífera possivelmente dos tipos epitermal *intermediate-* e *high-sulfidation* geneticamente vinculadas a sistemas magmático-hidrotermais, com alterações carbonática em zona de *boiling* e argílica avançada. A integração dos dados do bloco sul mostra que, a exemplo do bloco norte, ocorrem ao menos dois eventos mineralizantes de ouro geneticamente distintos que potencializaram o teor e tonelagem do depósito Volta Grande, representando assim um novo modelo prospectivo para o Domínio Bacajá.

Palavras-chave: alterações hidrotermais; epitermal; orogênico; ciclo transamazônico.

ABSTRACT

The world-class Volta Grande gold deposit, at the Bacajá Domain, contains measured reserves of approximately 6.0 Moz at 1.02 g/t, divided into the north and south exploratory blocks. Historically, this mineralization has been classified as orogenic (lode-type) and is found within a set of mylonitized granitoids in the amphibolite facies of medium to high metamorphic degree attributed to the Três Palmeiras Group (2.41 Ga) and the Oca Granodiorite (2.16 Ga). However, recent research on the rocks of the northern block has established a late volcanic sequence with significant gold mineralization. Aiming to contribute to its metallogenetic modeling, this Master's Dissertation focused on the southern block, involving macroscopic and microscopic petrographic descriptions and the application of VNIR–SWIR reflectance spectroscopy in core samples from the Pequi, Grande, and Itatá targets. First, the results include the petrography of metamorphic rocks, represented by amphibolite and mylonitic granodiorite, and an associated isotropic volcanic and plutonic suite. The data compilation revealed mineral paragenesis related to metamorphic and magmatic-hydrothermal processes. The metamorphic paragenesis reveals regional and dynamic-thermal metamorphisms and moderate overprinting of hydrothermal alterations typical of epithermal systems, associated with the emplacement of the isotropic rocks package. Second, in the isotropic rocks, there is an overprint of hydrothermal alterations and gold mineralization conceivably of intermediate- and high-sulfidation epithermal-type genetically linked to magmatic-hydrothermal systems, with carbonate alteration in a boiling zone and advanced argillic alteration. In conclusion, data integration from the southern block shows, similarly to the northern block, at least two genetically distinct gold mineralizing events that enhanced the grade and tonnage of the Volta Grande deposit, thus representing a new prospective model for the Bacajá Domain.

Keywords: hydrothermal alterations; epithermal; orogenic; transamazonian cycle.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1- Mapa de localização do Projeto Volta Grande, com a identificação dos blocos exploratórios do depósito.	3
Figura 2- Estimativas de Recursos Minerais do depósito Volta Grande. Dados da pesquisa e de reservas são da empresa Belo Sun Mining Corp. (Belo Sun Mining Corp 2021).....	4
Figura 3- Províncias geocronológicas do Cráton Amazônico (Tassinari & Macambira 2004), com a localização do depósito Volta Grande.	8
Figura 4- Compartimentação tectônica da Província Maroni-Itacaiúnas, nos estados do Pará e Amapá, com a indicação do depósito Volta Grande (Rosa-Costa <i>et al.</i> 2014).	10
Figura 5- Mapa geológico do Domínio Bacajá com a delimitação das principais unidades e a identificação do depósito Volta Grande (Vasquez <i>et al.</i> 2008).	11
Figura 6- Materiais utilizados no presente trabalho, em relação aos alvos Pequi e Grande. ...	20
Figura 7- Materiais utilizados no presente trabalho, em relação ao alvo Itatá.	21
Figura 8- Espectro eletromagnético com as regiões visível e infravermelho próximo (VNIR) e o infravermelho de ondas curtas (SWIR) segundo Assiri (2016).	22
Figura 9- Espectro de absorção hipotética (Hauff 2008). Eixo vertical: percentual de reflectância (relativa ou absoluta). Eixo horizontal: comprimento de onda.....	23
Figura 10- Espectrorradiômetro FieldSpec 4 Hi-Res da marca ASD do ITVale (Belém-PA).24	
Figura 11- Mapa geológico de detalhe das rochas encaixantes do depósito Volta Grande.....	25
Figura 12- Mapa geológico local do bloco sul do depósito Volta Grande, com a indicação dos dois blocos exploratórios e dos alvos estudados nesse trabalho, onde 1 e 2 são referentes aos alvos Itatá, 3 ao alvo Grande e 4 ao Alvo Pequi (modificado de Chubb <i>et al.</i> 2005).26	
Figura 13- Feições representativas do bloco sul do depósito Volta Grande. A: rocha hospedeira classificada como granodiorito milonítico B: alteração potássica pervasiva superposta por propilítica fissural em granitoide isotrópico com veios centimétricos de quartzo com mineralizações. C: rocha vulcânica félsica isotrópica com bolsão de calcita placoide, quartzo e subordinada hematita. D: alteração propilítica fissural superposta à alteração potássica pervasiva em granodiorito milonítico.	27

- Figura 14- Feições mesoscópicas representativas de gnaiss granodiorítico milonítico. A: trama milonítica dada pelo arranjo de minerais recristalizados. B: bandamento gnáissico em granodiorítico milonítico. C: carbonatação pervasiva incipiente. E: alteração potássica pervasiva, propilítica fissural e bolsão de carbonato. F: contato entre granodiorito milonítico e rocha plutônica isotrópica. G: alteração potássica fissural sobreposta por silicificação. H: alteração argílica pervasiva. (Act–actinolita, Arg–argilominerais, Cb–carbonato, Cl–clorita, Ep–epídoto, Qtz–quartzo, Kf–feldspato potássico). 29
- Figura 15- Aspectos petrográficos microscópicos representativos do gnaiss granodiorítico milonítico. A: textura porfiroclástica e recristalização de quartzo. B: titanita com faces bem formadas, como cristal acessório em ambiente de formação com condições favoráveis. C: substituição de plagioclásio por argilominerais. D: alteração carbonática pervasiva, com a geração de calcita, em plagioclásio, nas bordas e centro. E: cristais de quartzo recristalizados em ambiente dinâmico. F: porfiroclasto de microclínio, com geminação xadrez parcialmente preservada. G: biotita orientada segundo a foliação milonítica S1. H: cristais de hornblenda orientados, com diferentes direções cristalográficas e intensidades de pleocroísmo. (Bt–biotita, Cal–calcita, Ep–epídoto, Hb–hornblenda, Msc–muscovita, Plg–plagioclásio, Qtz–quartzo). 30
- Figura 16- Feições mesoscópicas representativas de anfibolito. A: bolsões levemente esverdeados referentes à alteração propilítica fissural. B: bolsão centimétrico de carbonato e quartzo associados. C: anfibolito com evidência de trama milonítica relativa ao cisalhamento. D: alteração potássica pervasiva e fissural, além de carbonática fissural. E: anfibolito com coloração esverdeada, resultante da alteração propilítica fissural e pervasiva. (Act–actinolita, Cb–carbonato, Cl–clorita, Ep–epídoto, Qtz–quartzo, Kf–feldspato potássico). 32
- Figura 17- Aspectos petrográficos microscópicos representativos do anfibolito. A e B: textura nematoblástica formada pela orientação de plagioclásios e anfibólio. C: titanita com faces bem formadas em associação com quartzo hidrotermal, característico de silicificação. D: anfibolito afetado por alterações hidrotermais carbonática e argílica. (Cb–carbonato, Hb–hornblenda, Px–piroxênio, Ti–titanita). 32

- Figura 18- Esquema representativo das alterações hidrotermais presentes nas rochas metamórficas do bloco sul. (Siglas: Apy- arsenopirita, Au -ouro, Bn – bornita, Cco – calcopirita, Hem – hematita, Mt – magnetita, Py – pirita, Ti – titanita).34
- Figura 19- Alterações hidrotermais presentes nas rochas metamórficas. A: alteração potássica em gnaiss granodiorítico milonítico, com cristais de microclínio e finas lamelas de biotita. B: alteração propilítica em gnaiss granodiorito milonítico, com finos cristais de epidoto dispostos nos espaços fissurais da rocha. C: alteração propilítica em anfibolito, com o desenvolvimento de agregados de epidotos. D e E: alteração sericítica pervasiva seletiva em plagioclásio (1º evento) e fissural (2º evento) em gnaiss granodiorito milonítico e anfibolito, respectivamente. F: alteração sericítica concordante com a foliação em gnaiss granodiorito milonítico. (Cb–carbonato, Bt–biotita, Ep–epidoto, Hb–hornblenda, Mcl–microclínio, Msc–muscovita, Plg–plagioclásio).35
- Figura 20- Alterações hidrotermais presentes nas rochas metamórficas do bloco sul. A: sílica criptocristalina com carbonatação no centro, em anfibolito. B: zona de stockwork com cristais de quartzo bem desenvolvidos e de contatos retos. C: alteração argílica intermediária pervasiva em anfibolito. D: alteração argílica intermediária pervasiva em gnaiss granodiorito milonítico. E: alteração argílica avançada pervasiva seletiva em plagioclásio, dada em gnaiss granodiorítico milonítico. F: alteração argílica intermediária pervasiva. A: alteração carbonática em estilo fissural, discordante à trama nematoblástica, dada em anfibolito. B: alteração carbonática pervasiva, com cristais de hematita associados. (Bt–biotita, Cb–carbonato, Cal–calcita, Ep–epidoto, Hb–hornblenda, Hem–hematita, Plg–plagioclásio).37
- Figura 21- Mineralizações presentes nas rochas metamórficas do bloco sul, imagens sob luz refletida, exceto a primeira. A: vênula de sílica criptocristalina em gnaiss granodiorito milonítico. B: mineralizações auríferas ao longo de vênula com alteração de silicificação. C: alteração argílica avançada em veio de quartzo tipo stockwork, com mineralizações de ouro e arsenopirita. D: mineralizações com formato alongado e irregular, que constituem filetes de ouro em halo de alteração argílica avançada sobrepondo veio de quartzo. E: ouro nativo. F: mineralizações em veio de quartzo com sobreposição de alteração argílica avançada, constituem bornita e pirita com texturas de substituição intensas. G: halo de alteração argílica avançada com ouro resultantes da substituição de hornblendas. H: precipitação de ouro e arsenopirita em hornblendas, dada em halo de alteração argílica avançada. (Arg–argilominerais, Apy–arsenopirita, Bn–bornita, Hb–hornblenda, Qtz–quartzo, Py–pirita).39

- Figura 22- Mineralizações presentes nas rochas metamórficas do bloco sul, imagens sob luz refletida, exceto a última, que está sob luz natural. A: micropartículas de ouro em meio a veio de carbonato hidrotermal. B: cristais de arsenopirita em meio a alteração carbonática. C e D: halo de alteração carbonática com cristais de pirita substituídos por hematita. (Apy–arsenopirita, Cb–carbonato, Hem–hematita, Px–piroxênio). 40
- Figura 23- Diagramas Q-A-P com os dados das análises modais nos granitoides isotrópicos representativos dos furos de sondagem do bloco norte do depósito Volta Grande. Diagrama Q-(A+P)-M contendo a variação de minerais máficos nas rochas granitoides isotrópicas (Souza 2021). (Bt–biotita, Mc–microclínio) 41
- Figura 24- Rochas plutônicas isotrópicas representativas do bloco sul do depósito Volta Grande. A: granitoide com intensa alteração potássica pervasiva e fissural. B: alterações potássica, propilítica e carbonática em rocha plutônica. C: alterações potássica, propilítica e silicificação em rocha plutônica isotrópica. D: associações intensas de alterações hidrotermais dos tipos potássica pervasiva, propilítica fissural e argílica avançada pervasiva. E: bolsão de calcita placoide e hematita. (Act–actinolita, Cal–calcita, Cb–carbonato, Cl–clorita, Ep–epídoto, Kf–microclínio, Qtz–quartzo). 42
- Figura 25- Aspectos texturais microscópicos representativos das rochas vulcânicas presentes no bloco norte do depósito aurífero Volta Grande. A: riodacito porfirítico com matriz microlítica quartzo-feldspática parcialmente preservado. B: carbonatização em riodacito porfirítico. (Arg–argilominerais, Cal–calcita, Mcl–microclínio) 43
- Figura 26- Vulcânicas isotrópicas representativas do bloco sul do depósito Volta Grande. A: alteração carbonática fissural em dacito. B e C: alteração potássica pervasiva e silicificação fissural em vulcânica porfirítica. D: alteração potássica fissural e associada a veio de quartzo centimétrico. E: alteração argílica pervasiva seccionada por propilítica fissural em vulcânica afanítica. F: calcita placoide em vulcânica intermediária. (Act–actinolita, Arg–argilominerais, Cb–carbonato, Cl–clorita, Ep–epídoto, Kf–microclínio, Qtz–quartzo) ... 44
- Figura 27- Sobreposições de alterações hidrotermais nas rochas vulcânicas presentes no bloco sul. A: sericitização → carbonatação. B: argílica avançada → carbonatação. C: propilítica → carbonatação. D: potássica → carbonatação. (Arg–argilominerais, Cal–calcita, Ep–epídoto, Mcl–microclínio, Msc–muscovita). 44
- Figura 28- Esquema representativo das alterações hidrotermais presentes nas rochas plutônicas e vulcânicas do bloco sul. (Apy–arsenopirita, Bn–bornita, Cco–calcopirita, Cl–clorita, Hem–hematita, Mt–magnetita, Py–pirita, Ti–titanita). 45

Figura 29- Alterações hidrotermais presentes nas rochas isotrópicas do bloco sul do depósito Volta Grande. A: alteração potássica pervasiva sobreposta por sericítica. B: alteração potássica sobreposta por propilítica e argílica avançada. C: alteração propilítica fissural, com o desenvolvimento de cristais bem desenvolvidos ao longo de condutos na rocha. D: alteração propilítica pervasiva, com o predomínio de epídoto em relação às cloritas. E: alteração propilítica pervasiva e fissural, com carbonatação posterior. F: alteração propilítica pervasiva, com a formação de “massas” de clorita azul com epídotos. (Arg–argilominerais, Bt–biotita, Cal–calcita, Cl–clorita, Ep–epídoto, Mcl–microclínio, Msc–muscovita)46

Figura 30- Alterações hidrotermais presentes no conjunto de rochas vulcânicas e plutônicas do depósito Volta Grande. A: sericitização e propilitização pervasivas. B: alteração sericítica e silicificação pervasivas. C: sericitização pervasiva. D: alteração sericítica fissural seccionando cristais de microclínio. E: alteração carbonática sobreposta por alteração sericítica, ambas pervasivas, bem como a gênese de cloritas a partir dos feldspatos. F: cloritização pervasiva. G e H: mineralizações em clorita hidrotermal devido à percolação de alteração argílica intermediária. (Arg–argilominerais, Cal–calcita, Cb–carbonato, Cl–clorita, Ep–epídoto, Mcl–microclínio, Msc–muscovita).....48

Figura 31- Alterações hidrotermais presentes no conjunto de rochas vulcânicas e plutônicas do depósito Volta Grande. A: argílica avançada sobrepondo alterações hidrotermais pretéritas, com resquícios de epídoto, clorita e muscovita. B: argílica avançada sobrepondo alteração potássica. C: faixas de cristais totalmente obliterados por alteração argílica avançada. D: alteração carbonática fissural sobrepondo alteração argílica avançada. E: propilítica e carbonatização pervasiva. F: carbonatação pervasiva seletiva de cristais de plagioclásio, com associação de cristais de clorita e carbonato. G: alteração carbonática fissural, propilítica e sericítica pervasivas. (Arg–argilominerais, Cal–calcita, Cl–clorita, Cb–carbonato, Ep–epídoto, Mcl–microclínio, Msc–muscovita).49

- Figura 32- Mineralizações presentes nas rochas vulcânicas e plutônicas do bloco sul do depósito Volta Grande. A e B: processo de substituição de magnetita para titanita com ouro associado. C: lamelas de muscovitas e arsenopiritas associadas em halo de alteração sericítica (luz transmitida). D: arsenopiritas com indícios de desestabilização mineral. E: mineralizações de ouro e calcopirita resultantes da interferência entre cloritas hidrotermais e alteração argílica intermediária. F: halo de alteração argílica avançada com arsenopiritas bem desenvolvidas. G: substituição de clorita hidrotermal para pirita coloidal. H: substituição de pirita coloidal para hematita. (Apy–arsenopirita, Arg–argilominerais, Cl–clorita, Hem–hematita, Mt–magnetita, Msc–muscovita). 51
- Figura 33- Integração dos perfis estratigráficos (VVD-156, VVGD-443, VVGD-699 e VVGD-688) relativos aos alvos Pequi, Grande e Itatá, estudados no bloco sul do depósito Volta Grande. A maioria dos segmentos de furo de sondagem apresentam mistura de litologias metamórficas e isotrópicas. 52
- Figura 34- Espectros obtidos para o gnaiss granodiorito milonítico do alvo VVD-156, com as absorções características da caulinita, alunita e montmorillonita, assim como os íons e elementos que influenciam as respostas espectrais obtidas. Os padrões espectrais foram retirados da biblioteca espectral de Kokaly *et al.* (2017). 55
- Figura 35- Espectros empilhados obtidos para o gnaiss granodiorito milonítico do alvo VVD-156, com as absorções características da serpentina e calcita assim como os íons e elementos que influenciam as respostas espectrais obtidas. Os padrões espectrais foram retirados da biblioteca espectral de Kokaly *et al.* (2017). 56
- Figura 36- Espectros obtidos para o gnaiss granodiorito milonítico do alvo VVD-156, com as absorções características da clorita, flogopita e goethita, assim como os íons e elementos que influenciam as respostas espectrais. Os padrões espectrais são de Kokaly *et al.* (2017). 57
- Figura 37- Espectros empilhados do gnaiss granodiorito milonítico do alvo VVGD-699, com as absorções da illita, biotita e thuringita, assim como os íons e elementos que influenciam as respostas espectrais obtidas. Os padrões espectrais são da biblioteca espectral de Kokaly *et al.* (2017) e GMEX *et al.* (2008). 59
- Figura 38- Espectros empilhados do gnaiss granodiorito milonítico do alvo VVGD-699, com as absorções características da hematita e saponita, assim como os íons e elementos que influenciam as respostas espectrais obtidas. Os padrões espectrais são da biblioteca espectral de Kokaly *et al.* (2017) e GMEX *et al.* (2008). 59

- Figura 39- Espectros empilhados obtidos para o gnaiss granodiorito milonítico do alvo VVGD-443, com as absorções características da ilmenita, nontronita e wollastonita, assim como os íons e elementos que influenciam as respostas espectrais obtidas. Os padrões espectrais foram retirados da biblioteca espectral de Kokaly *et al.* (2017). 60
- Figura 40- Espectros obtidos para o gnaiss granodiorito milonítico do alvo VVGD-443, com as absorções características da siderita, vermiculita e clinocloro, assim como os íons e elementos que influenciam as respostas espectrais obtidas. Os padrões espectrais foram retirados da biblioteca espectral de Kokaly *et al.* (2017).62
- Figura 41- Espectros obtidos para o gnaiss granodiorito milonítico do alvo VVGD-443, com as absorções características de epídoto, estroncianita e dolomita, assim como os íons e elementos que influenciam as respostas espectrais obtidas. Os padrões espectrais foram retirados da biblioteca espectral de Kokaly *et al.* (2017). 63
- Figura 42- Espectros empilhados obtidos para o anfíbolito do alvo VVGD-443, com as absorções características da hornblenda, nefrita e diopsídio, assim como os íons e elementos que influenciam as respostas espectrais obtidas. Os padrões espectrais foram retirados da biblioteca espectral de Kokaly *et al.* (2017). 64
- Figura 43- Espectros empilhados obtidos para o anfíbolito do alvo VVGD-443, com as absorções características da fassaíta e nontronita, assim como os íons e elementos que influenciam as respostas espectrais obtidas. Os padrões espectrais foram retirados da biblioteca espectral de Kokaly *et al.* (2017). 65
- Figura 44- Espectros empilhados obtidos para as rochas plutônicas do alvo VVD-156, com as absorções características da lizardita, jarosita e gipsita, assim como os íons e elementos que influenciam as respostas espectrais obtidas. Os padrões espectrais foram retirados da biblioteca espectral de Kokaly *et al.* (2017). 67
- Figura 45- Espectros empilhados obtidos para as rochas plutônicas do alvo VVD-156, com as absorções características da uralita, opala, rodocrosita e arsenopirita, assim como os íons e elementos que influenciam as respostas espectrais obtidas. Os padrões espectrais foram retirados da biblioteca espectral de Kokaly *et al.* (2017). 69
- Figura 46- Espectros empilhados obtidos para as rochas plutônicas do alvo VVGD-688, com as absorções características da opala, rodocrosita e arsenopirita, assim como os íons e elementos que influenciam as respostas espectrais obtidas. Os padrões espectrais foram retirados da biblioteca espectral de Kokaly *et al.* (2017). 71

- Figura 47- Espectros empilhados obtido para as rochas plutônicas do alvo VVGD-443, com as absorções características do mineral calcedônia, assim como os íons e elementos que influenciam as respostas espectrais obtidas. Os padrões espectrais foram retirados da biblioteca espectral de Kokaly *et al.* (2017). 72
- Figura 48- Espectros empilhados obtidos para as rochas plutônicas do alvo VVD-156, com as absorções características da hectorita, copiapita e halloysita, assim como os íons e elementos que influenciam as respostas espectrais obtidas. Os padrões espectrais foram retirados da biblioteca espectral de Kokaly *et al.* (2017). 74
- Figura 49- Espectros empilhados obtidos para as rochas plutônicas do alvo VVGD-688, com as absorções características do mineral pectolita, assim como os íons e elementos que influenciam as respostas espectrais obtidas. Os padrões espectrais foram retirados da biblioteca espectral de Kokaly *et al.* (2017). 75
- Figura 50- Espectros empilhados obtidos para as rochas plutônicas do alvo VVGD-699, com as absorções características do sulfato de amônia mascagnita, assim como os íons e elementos que influenciam as respostas espectrais obtidas. Os padrões espectrais foram retirados da biblioteca espectral de Kokaly *et al.* (2017). 76
- Figura 51- Espectros empilhados obtidos para as rochas plutônicas do alvo VVGD-443, com as absorções características do sulfato coquimbita, assim como os íons e elementos que influenciam as respostas espectrais obtidas. Os padrões espectrais foram retirados da biblioteca espectral de Kokaly *et al.* (2017). 77
- Figura 52- Representação esquemática dos estágios de metamorfismo, alterações hidrotermais e sequenciamento paragenético das rochas do bloco sul do depósito Volta Grande. As mudanças físico-químicas são inferidas a partir dos campos de estabilidade mineral (Pirajno 1992) e dos estágios evolutivos descritos para o bloco norte do depósito (Souza 2021, Souza *et al.* 2024). 86
- Figura 53- Representação esquemática dos estágios de alterações hidrotermais e sequenciamento paragenético das rochas do bloco sul do depósito Volta Grande. As mudanças físico-químicas são inferidas a partir dos campos de estabilidade mineral (Pirajno 1992) e dos estágios evolutivos descritos para o bloco norte do depósito (Souza 2021, Souza *et al.* 2024). 88

Figura 54- Evolução metalogenética do depósito Volta Grande. A: percolação de fluido hidrotermal em contexto de zona de cisalhamento, estabelecido nas rochas da Sequência Três Palmeiras e no Granodiorito Oca. B: colocação do Granodiorito San't Ana, que culmina com o aumento do gradiente geotérmico da região. C: evento epitermal intermediate ou high-sulfidation, relativo ao segundo evento hidrotermal-mineralizante do depósito Volta Grande.....90

LISTA DE TABELAS

Tabela 1- Fases minerais de amostras de gnaiss granodiorítico milonítico do alvo VVD-156 identificados no <i>Spectragryph 1.2</i> , com a utilização dos padrões de Kokaly <i>et al.</i> (2017).	54
Tabela 2- Fases minerais de amostras de gnaiss granodiorítico milonítico do alvo VVGD-699 identificados no <i>Spectragryph 1.2</i> , com a utilização dos padrões de Kokaly <i>et al.</i> (2017).	58
Tabela 3- Fases minerais de amostras de gnaiss granodiorítico milonítico do alvo VVGD 443 identificados no <i>Spectragryph 1.2</i> , com a utilização dos padrões de Kokaly <i>et al.</i> (2017).	61
Tabela 4- Fases minerais de amostras do anfíbolito do alvo VVGD-443 identificados no <i>Spectragryph 1.2</i> , com a utilização dos padrões de Kokaly <i>et al.</i> (2017).	65
Tabela 5- Fases minerais de amostras do anfíbolito do alvo VVD-156 identificados no <i>Spectragryph 1.2</i> , com a utilização dos padrões de Kokaly <i>et al.</i> (2017).	68
Tabela 6- Fases minerais de amostras das rochas plutônicas do alvo VVGD-688 identificados no <i>Spectragryph 1.2</i> , com a utilização dos padrões de Kokaly <i>et al.</i> (2017).	70
Tabela 7- Fases minerais de amostras das rochas plutônicas do alvo VVGD 443 identificados no <i>Spectragryph 1.2</i> , com a utilização dos padrões de Kokaly <i>et al.</i> (2017).	72
Tabela 8- Fases minerais de amostras das rochas vulcânicas do alvo VVD 156 identificados no <i>Spectragryph 1.2</i> , com a utilização dos padrões de Kokaly <i>et al.</i> (2017).	73
Tabela 9- Fases minerais de amostras das rochas vulcânicas do alvo VVGD 688 identificados no <i>Spectragryph 1.2</i> , com a utilização dos padrões de Kokaly <i>et al.</i> (2017).	75
Tabela 10- Fases minerais de amostras das rochas vulcânicas do alvo VVGD 699 identificados no <i>Spectragryph 1.2</i> , com a utilização dos padrões de Kokaly <i>et al.</i> (2017).	76
Tabela 11- Fases minerais de amostras das rochas vulcânicas do alvo VVGD-443 identificados no <i>Spectragryph 1.2</i> , com a utilização dos padrões de Kokaly <i>et al.</i> (2017).	77
Tabela 12- Mineralogia referente ao evento metamórfico regional do depósito Volta Grande.	79
Tabela 13- Comparativo entre os espectros obtidos nos dois blocos exploratórios do depósito Volta Grande, em relação às alterações hidrotermais dos tipos potássica, propílica, sericítica e clorítica.....	82

Tabela 14- Comparativo entre os espectros obtidos nos dois blocos exploratórios do depósito Volta Grande, em relação às alterações hidrotermais dos tipos silicificação, argílicas intermediária e avançada, além de carbonatação em zona de boiling.....	84
---	----

SUMÁRIO

DEDICATÓRIA	iv
AGRADECIMENTOS	v
RESUMO	vi
ABSTRACT	viii
LISTA DE ILUSTRAÇÕES	viii
LISTA DE TABELAS	xvii
1 INTRODUÇÃO	1
2 LOCALIZAÇÃO DO PROJETO VOLTA GRANDE	3
3 JUSTIFICATIVA	4
4 OBJETIVOS	6
4.1 OBJETIVOS GERAIS	6
4.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS	6
5 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	7
5.1 COMPARTIMENTAÇÃO GEOTECTÔNICA DO CRÁTON AMAZÔNICO	7
5.2 PROVÍNCIA MARONI-ITACAIÚNAS	9
5.3 DOMÍNIO BACAJÁ.....	10
5.3.1 Associação Granito/Gnáissico/Migmatítica do Arqueano e Paleoproterozoico	12
5.3.2 Greenstone Belts do Arqueano e Paleoproterozoico	14
5.3.3 Suítes Plutônicas Pré-Colisionais	16
5.3.4 Suítes Plutônicas Sin- a Tardi-Colisionais	18
5.3.5 Suítes Plutônicas Tardi- a Pós-Colisionais	19
6 MATERIAIS E MÉTODOS	20
6.1 PESQUISA BIBLIOGRÁFICA	20
6.2 AMOSTRAGEM.....	20
6.3 PETROGRAFIA DE ROCHAS E DE MINÉRIO	21
7 GEOLOGIA DO DEPÓSITO VOLTA GRANDE	25

7.1	GEOLOGIA LOCAL DO BLOCO SUL DO DEPÓSITO VOLTA GRANDE	26
8	PETROGRAFIA DO BLOCO SUL DO DEPÓSITO VOLTA GRANDE.....	28
8.1	ROCHAS CORRELACIONADAS AO CONJUNTO METAMÓRFICO	28
8.1.1	gnaisse granodiorítico milonítico	28
8.1.2	metamáfica	31
8.1.3	Alteração hidrotermal presente nas rochas metamórficas	33
8.1.4	Microscopia do minério contido nas rochas metamórficas	38
8.2	ROCHAS VULCÂNICAS E PLUTÔNICAS ISOTRÓPICAS	41
8.2.1	Rochas plutônicas	41
8.2.2	Rochas vulcânicas	43
8.2.3	Alteração hidrotermal.....	45
8.2.4	Microscopia de minérios	50
9	ESPECTROSCOPIA POR INFRAVERMELHO VNIR–SWIR	53
9.1	INTERPRETAÇÃO DOS ESPECTROS DE ACORDO COM LITOLOGIA	53
9.1.1	Metamórficas	53
9.1.1.1	gnaisse granodiorítico milonítico	53
9.1.1.1.1	<i>Alvo VVD-156.....</i>	53
9.1.1.1.2	<i>Alvo VVGD-699.....</i>	58
9.1.1.1.3	<i>Alvo VVGD-443.....</i>	60
9.1.1.2	anfíbolito.....	63
9.1.2	Rochas vulcânicas e plutônicas isotrópicas	66
9.1.2.1	Rochas plutônicas	66
9.1.2.1.1	<i>Alvo VVD-156.....</i>	66
9.1.2.1.2	<i>Alvo VVGD-688.....</i>	70
9.1.2.1.3	<i>Alvo VVGD-443.....</i>	72
9.1.2.2	Rochas vulcânicas	73
9.1.2.2.1	<i>Alvo VVGD-156.....</i>	73

9.1.2.2.2 Alvo VVGD-688.....	75
9.1.2.2.3 Alvo VVGD 699	76
9.1.2.2.4 Alvo VVGD 443	77
9.2 INTERPRETAÇÃO DOS ESPECTROS CONFORME OS EVENTOS HIDROTERMAIS	78
9.2.1 Espectros relativos às unidades metamórficas.....	78
9.2.1.1 Metamorfismo regional	78
9.2.1.2 Metamorfismo dinamo-termal.....	79
9.2.1.3 Evento epitermal.....	80
9.2.2 Espectros relativos às rochas vulcânicas e plutônicas isotrópicas	81
10 METAMORFISMO, SEQUÊNCIA PARAGENÉTICA E A RELAÇÃO COM OS EVENTOS MINERALIZANTES.....	85
11 DISCUSSÃO.....	89
12 CONCLUSÕES.....	92
REFERÊNCIAS	93

1 INTRODUÇÃO

O Cráton Amazônico (Almeida *et al.* 1981) corresponde a um extenso seguimento crustal que atingiu a estabilidade termo-tectônica no início do Neoproterozoico (Cordani & Sato 1999). Diversos eventos acrescionários ocorreram durante a sua evolução, resultando em terrenos altamente complexos, mas também em áreas potenciais para mineralizações de classe mundial, assim classificadas devido ao expressivo volume de reservas com alto teor de minério. No Cráton Amazônico ocorrem alguns exemplos de depósitos de classe mundial, como as mineralizações de alto teor presentes nas formações ferríferas bandadas (*BIF*) e depósitos cobre do tipo óxido de Fe-Cu-Au (*IOCG*) da Província Mineral de Carajás (Hitzman 2000, Monteiro *et al.* 2008, Groves *et al.* 1998, Xavier *et al.* 2012).

Dentre os eventos acrescionários do Cráton Amazônico, o Ciclo Transamazônico (2,2–1,95 Ga) consistiu no retrabalhamento do embasamento arqueano e acreção de crosta paleoproterozoica em diferentes estágios orogênicos (Hurley *et al.* 1967). Um dos resultados dessa intensa atividade tectônica é o Domínio Bacajá, que constitui um terreno granito-*greenstone* com ampla variedade litológica e registro de ocorrências de depósitos de ouro e metais de base (Vasquez & Rosa-Costa 2008, Carneiro 2010). Nesse domínio a ocorrência de mineralização de classe mundial é dada pelo depósito aurífero Volta Grande (Agnerian 2005). Os primeiros estudos prospectivos e exploratórios na região iniciaram a partir de 1972, por diversas empresas que detinham os direitos minerários. Este depósito representa uma expressiva mineralização de classe mundial, dividido entre os blocos exploratórios norte e sul, com reservas de ~6,0 Moz a 1,02 g/t e estimativa de 17 anos de exploração (Chubb *et al.* 2015).

A metalogênese do depósito Volta Grande do Xingu era, usualmente, atribuída a processo metamórfico e formação de mineralização orogênica (*lode-type*), envolvendo percolação de fluidos hidrotermais para a precipitação principalmente de ouro e sulfetos subordinados (Agnerian 2005, Chubb *et al.* 2015, Klein & Carvalho 2008, Klein *et al.* 2014). Essa mineralização é disseminada ao longo da foliação milonítica, gerados a partir de zonas de cisalhamento que afetaram o Granodiorito Oca (2,16 Ga, segundo Vasquez 2016), nas proximidades do contato com as rochas meta-vulcanossedimentares do *greenstone belt* Três Palmeiras (Vasquez & Rosa-Costa 2008; Klein *et al.* 2014). Contudo, pesquisas recentes no bloco norte do depósito Volta Grande identificaram rochas vulcânicas e plutônicas tardias de idade desconhecida, com textura isotrópica e composição intermediária a félsica (Souza 2021, Souza *et al.* 2024). Elas hospedam ouro disseminado em diversos tipos e estilos de alterações hidrotermais, bem como em vênulas e veios de quartzo e carbonato (\pm sulfetos). Dados

mineralógicos por espectroscopia VNIR–SWIR demonstraram a ocorrência de alterações argílicas intermediária e avançada (Paresqui 2024), bem como de potássica, propilítica, carbonática e sericítica. Estes autores definiram, ao menos, dois eventos mineralizantes para o bloco norte, sendo orogênico (*lode-type*) relativo às rochas metamórficas e epitermal *high-sulfidation* associado à percolação de rochas vulcânicas e plutônicas tardias.

Nesse contexto, o bloco sul do depósito Volta Grande ainda carece de estudos petrográficos e mineralógicos sistemáticos, uma vez que representa a porção menos investigada do depósito até o momento. Sob uma perspectiva regional, a discussão acerca de um possível segundo evento metalogenético, do tipo epitermal, no depósito Volta Grande (Souza 2021, Souza *et al.* 2024, Paresqui 2024), sugere similaridades com outras anomalias minerais do Cráton Amazônico, como o depósito São Jorge, localizado na Província Mineral do Tapajós (Dall’Agnol 2003).

Os sistemas epitermais ocorrem predominantemente em ambientes vulcânicos associados a arcos magmáticos (Hedenquist *et al.* 1998, 2000). Em um contexto global, diversos depósitos epitermais são encontrados em ambientes semelhantes, como o depósito Far Southeast-Lepanto, situado no distrito de Mankayan, nas Filipinas, cuja metalogênese está diretamente relacionada à atividade vulcânica em zona de subducção (Cooke *et al.* 2005). Outros exemplos notáveis de depósitos epitermais desenvolvidos em zonas de colisão incluem o depósito El Indio, no Chile (Sillitoe 1991), e, em menor escala, aqueles associados a *rifts* de retroarco, como o depósito Taupo, na Nova Zelândia (White & Hedenquist 1990).

O contexto geológico do Domínio Bacajá, também envolve processos de subducção, com colisão de placas tectônicas e a formação de orógenos (Vasquez 2006). Nesse sentido, as evidências de depósitos epitermais no Domínio Bacajá merecem atenção, sendo de extrema importância a integração e compilação dos dados obtidos para o bloco norte do depósito Volta Grande com as informações obtidas neste trabalho para o bloco sul. Essa Dissertação de Mestrado permitiu avaliar se as evidências de dois eventos metalogenéticos distintos — o primeiro caracterizado como do tipo *lode* e o segundo como epitermal (Souza 2021; Souza *et al.* 2024, Paresqui 2024) — ocorrem em escala de depósito. Tal investigação ampliará o entendimento sobre a evolução geológica e metalogenética do depósito Volta Grande e, assim contribuirá para o conhecimento da geologia de recursos minerais do Domínio Bacajá.

2 LOCALIZAÇÃO DO PROJETO VOLTA GRANDE

O Projeto Volta Grande está situado a aproximadamente 65 km ao sul do município de Altamira, nos limites do município de Senador José Porfírio, centro-oeste do estado do Pará (Fig. 1). A área total do projeto abrange quatro processos minerários sob titularidade da empresa *Belo Sun Mining Corp.* desde 2003. O deslocamento de Belém para Altamira pode ser terrestre pelas rodovias PA-150 e BR-230 e por via aérea em voo comercial. O acesso local aos blocos exploratórios do depósito aurífero Volta Grande, localizado nas margens direita do rio Xingu, é realizado por estradas e vias secundárias privadas de fazendas e povoados.

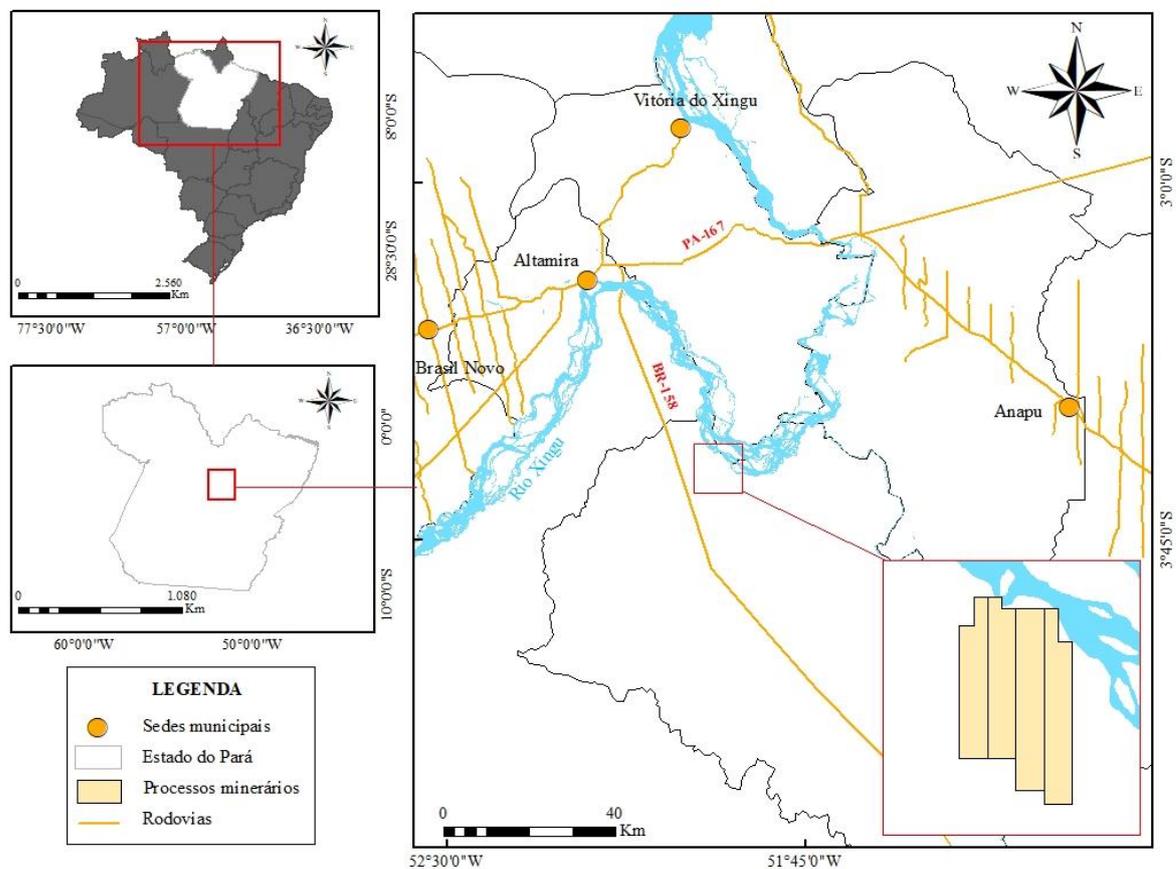


Figura 1- Mapa de localização do Projeto Volta Grande, com a identificação dos blocos exploratórios do depósito.

3 JUSTIFICATIVA

O relatório técnico de viabilidade econômica do depósito Volta Grande da empresa *Belo Sun Mining Corp.* estima aproximadamente dezessete anos de exploração divididos em duas fases. A primeira com produção estimada em 3,5 Mt/ano; ao passo que a segunda em 7 Mt/ano, resultando em 6,0 Moz de recursos medidos e inferidos, com teor médio de 1,02 g/t (Fig. 2), divididos entre os blocos exploratórios norte e sul. No caso do bloco sul, objeto de estudo desse trabalho, os alvos são denominados Pequi, Grande e Itatá pela mineradora.

Mineral Resources

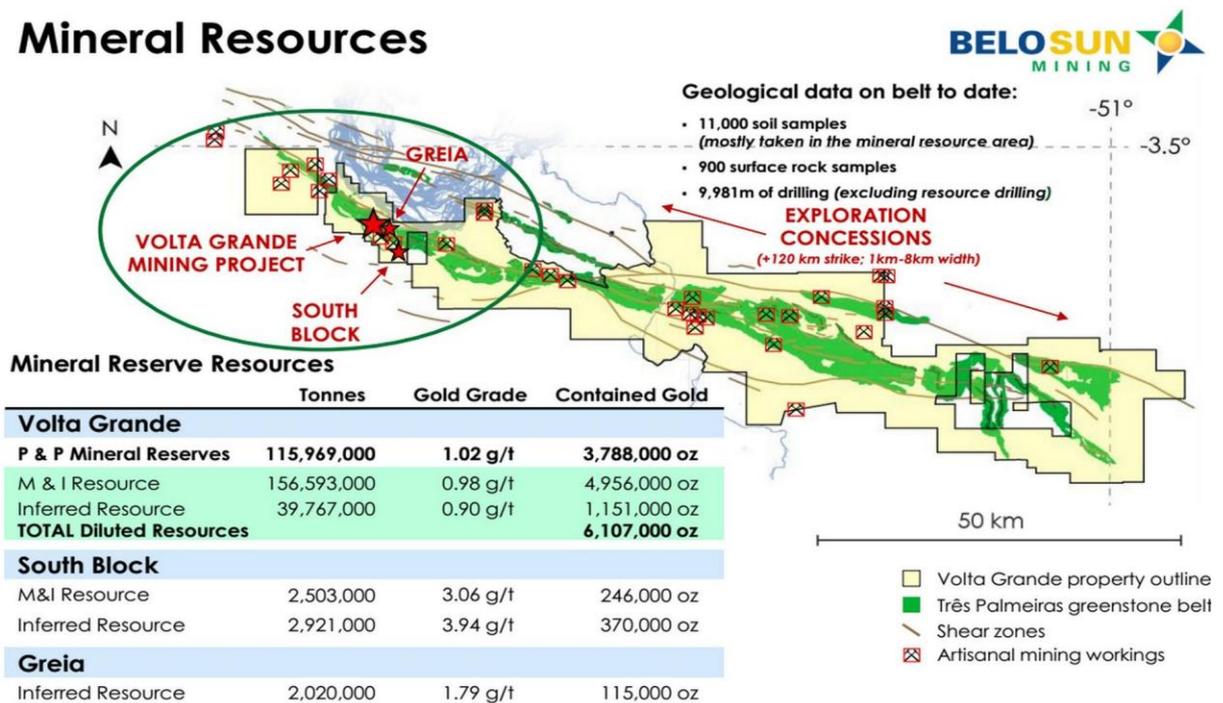


Figura 2- Estimativas de Recursos Minerais do depósito Volta Grande. Dados da pesquisa e de reservas são da empresa *Belo Sun Mining Corp.* (Belo Sun Mining Corp 2021).

O depósito foi caracterizado geneticamente como do tipo ouro orogênico (*lode-type*) (Agnerian 2005, Klein & Carvalho 2008, Klein *et al.* 2014). No entanto, pesquisa recente (Souza *et al.* 2024) documentou rochas vulcânicas isotrópicas, bem como plutônicas associadas, de composição intermediária a félsica no bloco norte do depósito Volta Grande. Esses litotipos hospedam ouro disseminado em diversos tipos e estilos de alteração hidrotermal, bem como em vênulas e veios de quartzo e carbonato (\pm sulfetos). Além disso, espectroscopia VNIR–SWIR revela a ocorrência de alterações argílica intermediária e avançada (argilominerais e sulfatos). Essas feições se assemelham com sistemas mineralizantes epitermais (Paresqui 2024), previamente descritos na Província Mineral do Tapajós (Juliani *et al.* 2005, Tokashiki

2015) e região de São Félix do Xingu (Cruz *et al.* 2015, Cruz *et al.* 2016). Nesse sentido, a integração dos dados demonstra dois importantes eventos mineralizantes no bloco norte do depósito Volta Grande que poderiam estar vinculados à formação de parte das mineralizações de classe mundial de alto teor e alta tonelagem de minério.

Apesar da clara evolução do conhecimento geológico nos últimos anos, inexistem estudos focados na caracterização detalhada da paragênese mineral dos litotipos e alterações hidrotermais que ocorrem no bloco exploratório sul. Essa porção do depósito Volta Grande exibe intensidade de alterações hidrotermais ainda maior quando comparada ao bloco norte, merecendo estudos multidisciplinares mais detalhados que permitam correlações e comparações.

A espectroscopia *VNIR–SWIR* envolve o reconhecimento de ligações moleculares Al-OH, água, íons e outras moléculas na estrutura mineral (Costa 2021). O resultado das análises, são curvas espectrais com tipos, intensidade e formas distintas que revelam as variações na composição e cristalinidade dos minerais, usualmente por meio de *softwares* proprietários como o *Spectragryph 1.2*. Os minerais e misturas de minerais são identificados por comparação geométrica ou estatística com bancos de dados espectrais consistentes livremente disponibilizados, a exemplo da versão 7 da biblioteca espectral da *USGS* (Kokaly *et al.* 2017). Uma das principais vantagens da técnica é a facilidade e praticidade do método. Assim, ela é importante não só para pesquisas acadêmicas, mas também para a exploração mineral (Clark *et al.* 1990). As variações composicionais podem identificar áreas com maior ou menor temperatura em ocorrência mineral, assim como auxilia em uma rápida diferenciação de zonas com alteração hidrotermal daquelas afetadas por intemperismo químico. Essa sistemática foi efetiva nos centros vulcânicos que ocorrem na região de São Félix do Xingu, sul do Pará (Cruz *et al.* 2015).

4 OBJETIVOS

4.1 OBJETIVOS GERAIS

Identificar as associações mineralógicas que constituem as zonas de alterações hidrotermais presentes nas rochas do bloco sul do depósito aurífero Volta Grande, bem como a relação delas com a mineralização. Esses resultados contribuem com o entendimento da gênese desta porção do depósito e fornecem dados importantes para os seus guias prospectivo e exploratório.

4.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Distinguir petrograficamente os litotipos metamórficos daqueles vulcânicos e plutônicos isotrópicos;
- Caracterização mineralógica das litologias identificadas, bem como das alterações hidrotermais a elas associadas;
- Caracterizar e sequenciar petrograficamente as alterações hidrotermais e definir os tipos e estilos em que ocorrem, bem como os estilos de ocorrência das mineralizações;
- Integrar os dados obtidos neste trabalho com aqueles disponíveis para o depósito Volta Grande, contribuindo assim com os modelos prospectivos para o Domínio Bacajá;
- Contribuir para os estudos geológicos regionais sobre depósitos de classe mundial no Cráton Amazônico.

5 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

5.1 COMPARTIMENTAÇÃO GEOTECTÔNICA DO CRÁTON AMAZÔNICO

O Cráton Amazônico configura um extenso segmento crustal, com cerca de 4.500.00 km², distribuídos ao longo da Plataforma Sul-americana nos países Brasil, Guiana Francesa, Guiana, Suriname, Venezuela, Colômbia e Bolívia. É formado pelos escudos das Guianas e Brasil Central, seccionados pelas bacias sedimentares do Amazonas e Solimões (Vasquez *et al.* 2008). O Cráton Amazônico consiste em uma placa litosférica continental, constituída por províncias geocronológicas de idade arqueana a mesoproterozoica, estabilizado em torno de 1,0 Ga (Brito Neves & Cordani 1991). Dados geocronológicos e de geoquímica isotópica indicam que sua evolução está associada ao retrabalhamento de blocos crustais arqueanos e acreção de crosta juvenil (Cordani *et al.* 1979, Cordani & Brito Neves 1982, Tassinari 1996, Tassinari & Macambira 1999, 2004).

Alguns modelos de compartimentação tectônica foram propostos para o Cráton Amazônico, com destaque para os trabalhos de Santos (2003) e Tassinari & Macambira (2004). Neste trabalho, foi adotada a proposta de Tassinari & Macambira (2004), que admite seis províncias geocronológicas, tais quais, Província Amazônia Central (>2,5 Ga), Província Maroni-Itacaiúnas ou Transamazonas (2,2–1,9 Ga), Província Ventuari-Tapajós (1,9–1,8 Ga), Província Rio Negro-Juruena (1,8–1,55 Ga), Província Rondoniana-San Ignácio (1,55–1,3 Ga) e Província Sunsás (1,3–1,0 Ga). O depósito Volta Grande se encontra na região noroeste do Domínio Bacajá, pertencente ao contexto geológico regional da Província Maroni-Itacaiúnas (Fig. 3).

Nesse modelo de compartimentação geotectônica (Tassinari & Macambira 2004), os domínios correspondem às províncias geocronológicas, em uma associação de núcleos de terrenos arqueanos granito-*greenstone*, gnaisses migmatíticos e sucessivas faixas móveis e arcos magmáticos proterozoicos, aglutinados por diversas colisões. Segundo Vasquez (2006), a sequência evolutiva do Cráton Amazônico pode ser descrita como um protocráton arqueano formado por microcontinentes (dados pelos blocos Itamaca, Carajás e Xingu-Iricoumé), que foram amalgamados por faixas orogênicas como a Província Maroni-Itacaiúnas (2,2–1,95 Ga). Na borda oeste desse novo continente, há a ocorrência de sucessivos arcos magmáticos, que formaram as províncias Ventuari-Tapajós, Rio Negro-Juruena e parte da Rondoniana-San Ignácio, entre 1,95 a 1,45 Ga. A posterior convergência litosférica continental a oeste

(Laurentia, dada pela América do Norte e Groenlândia) resultou na subducção litosférica oceânica a leste. Essa colisão gerou uma evolução orogênica ensiânica entre 1,4 e 1,0 Ga, para as faixas orogênicas Rondoniana-San Ignácio e Sunsás (Tassinari & Macambira 2004, Vasquez 2006).

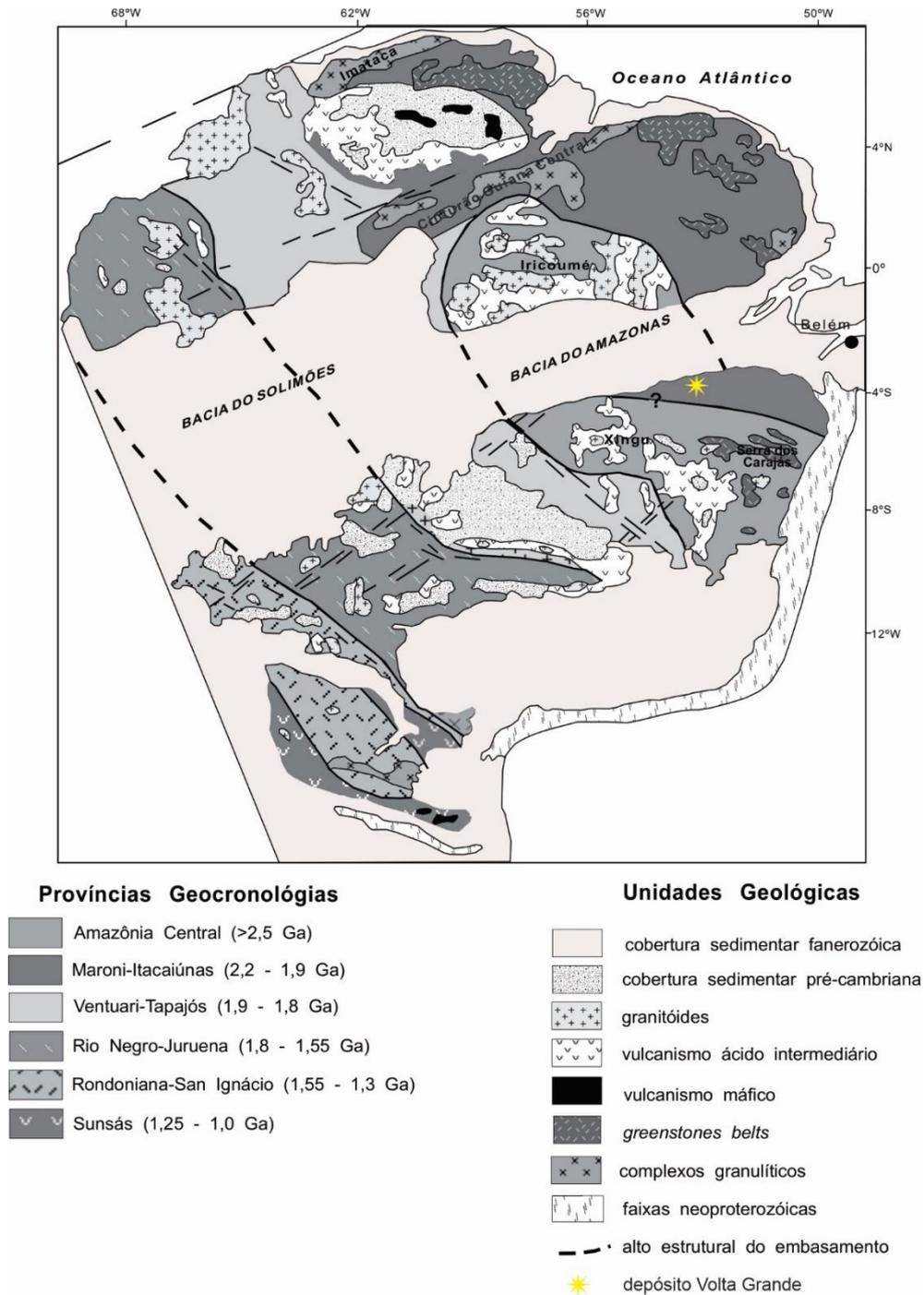


Figura 3- Províncias geocronológicas do Cráton Amazônico (Tassinari & Macambira 2004), com a localização do depósito Volta Grande.

5.2 PROVÍNCIA MARONI-ITACAIÚNAS

A Província Maroni-Itacaiúnas (Fig. 4) corresponde majoritariamente à Província Transamazonas (Santos *et al.* 2003) e, constitui um expressivo orógeno paleoproterozoico que se estende por toda a porção oriental do Cráton Amazônico, sendo composta pelo Bloco Amapá e domínios Bacajá, Carecuru, Lourenço e Santana do Araguaia (Rosa-Costa *et al.* 2003 e 2006, Santos 2003, Vasquez 2006, Vasquez *et al.* 2008). Segundo Tassinari & Macambira (2004), a Província Maroni-Itacaiúnas tem contexto em escala global correlacionável aos terrenos birrimianos do Cráton Oeste Africano, formados durante o evento termo-tectônico Eburneano/Transamazônico, dos continentes africano e América do Sul, respectivamente (Onstott & Hargraves 1981). A gênese da Província Transamazonas está associada às orogênias do Ciclo Transamazônico durante o Riaciano, com *trend* regional segundo a direção WNW–ESE (Faraco *et al.* 2005).

Na América do Sul, o Ciclo Transamazônico (2,26–1,95 Ga) se deu pela aglutinação de massas continentais em regime compressivo, com a formação de cinturões orogênicos e o fechamento do ciclo tectônico do continente (Hasui 2010). O metamorfismo desta colisão atingiu condições de fácies granulito e variações significativas do padrão geocronológico, variando entre domínio simático e ensiálico (Tassinari 1996). O domínio simático constitui a região que se estende desde o rio Oiapoque até a falha de Guri/Venezuela, sendo caracterizada como uma porção juvenil com evolução relativa a processos de acreção e retrabalhamento crustal, durante o paleoproterozoico. Por outro lado, o domínio ensiálico compreende protólitos de rochas arqueanas retrabalhadas durante o Ciclo Transamazônico (Tassinari 1996), como o Domínio Bacajá.

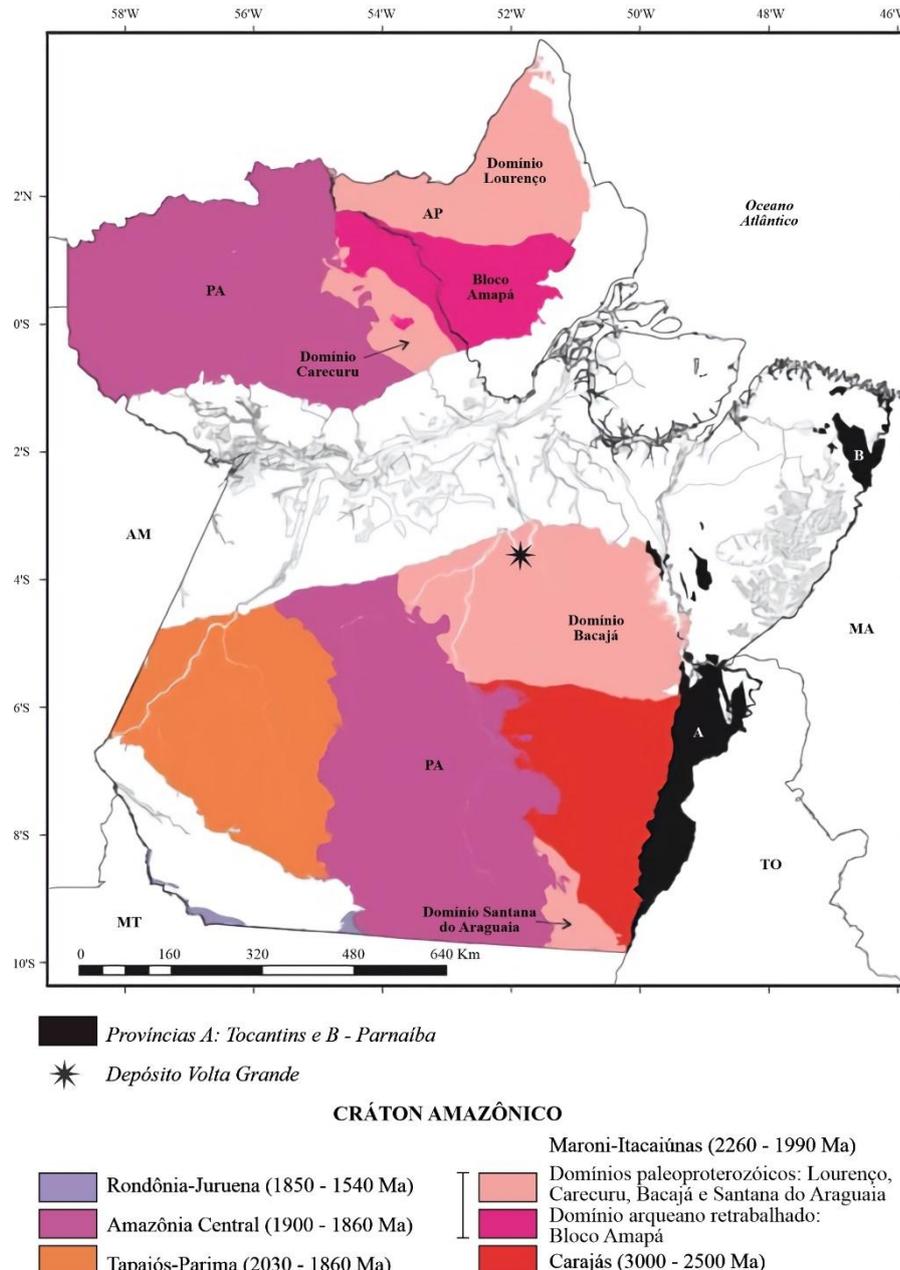


Figura 4- Compartimentação tectônica da Província Maroni-Itacaiúnas, nos estados do Pará e Amapá, com a indicação do depósito Volta Grande (Rosa-Costa *et al* 2014).

5.3 DOMÍNIO BACAJÁ

O Domínio Bacajá (Fig. 5) representa fragmentos arqueanos e siderianos retrabalhados durante o Ciclo Transamazônico, compreendendo granitoides de arcos magmáticos riacianos e granitoides e charnockitos relativos ao clímax e estágios pós-colisionais (Vasquez & Rosa-Costa 2008). Revela rochas de alto grau e supracrustais associadas em ambiente tectônico transcorrente, dado pelas extensas zonas de cisalhamento NW–SE e WNW–ESSE (Ricci *et al.* 2003). Vasquez (2006) descreve o metamorfismo presente no Domínio Bacajá como fácies granulito pela ocorrência de feições migmatíticas e paragêneses minerais características.

Este domínio é composto por granulitos retrometamórficos, gnaisses, charnockitos, migmatitos e granitos, revelando uma unidade tectônica composta por faixas de paragneisses intrudidos por granitoides com diferentes proporções de sódio (Ricci 2006a, b). As unidades geológicas foram divididas em cinco classificações, com base na gênese das rochas, sendo estas formadas anteriormente, durante ou posteriormente ao Ciclo Transamazônico (Vasquez *et al.* 2008). As unidades geológicas formadas anteriormente ao Ciclo Transamazônico são classificadas em Associação Granito-Gnáissico-Migmatítica e Sequência de rochas Supracrustais (*greenstone belts*), ambas de idade entre o Arqueano e Paleoproterozoico. Macambira *et al.* (2009) definiram três estágios orogênicos para o Domínio Bacajá, conforme a idade de colocação de granitoides riacianos. Esses estágios originaram as Suítes Plutônicas Pré-colisionais, Suítes Plutônicas Sin a Tardi-colisionais e Suítes Plutônicas Tardi- a Pós-colisionais, segundo a classificação de Vasquez *et al.* 2008, que além dessas descrevem a Suíte Plutônica Pós-colisional.

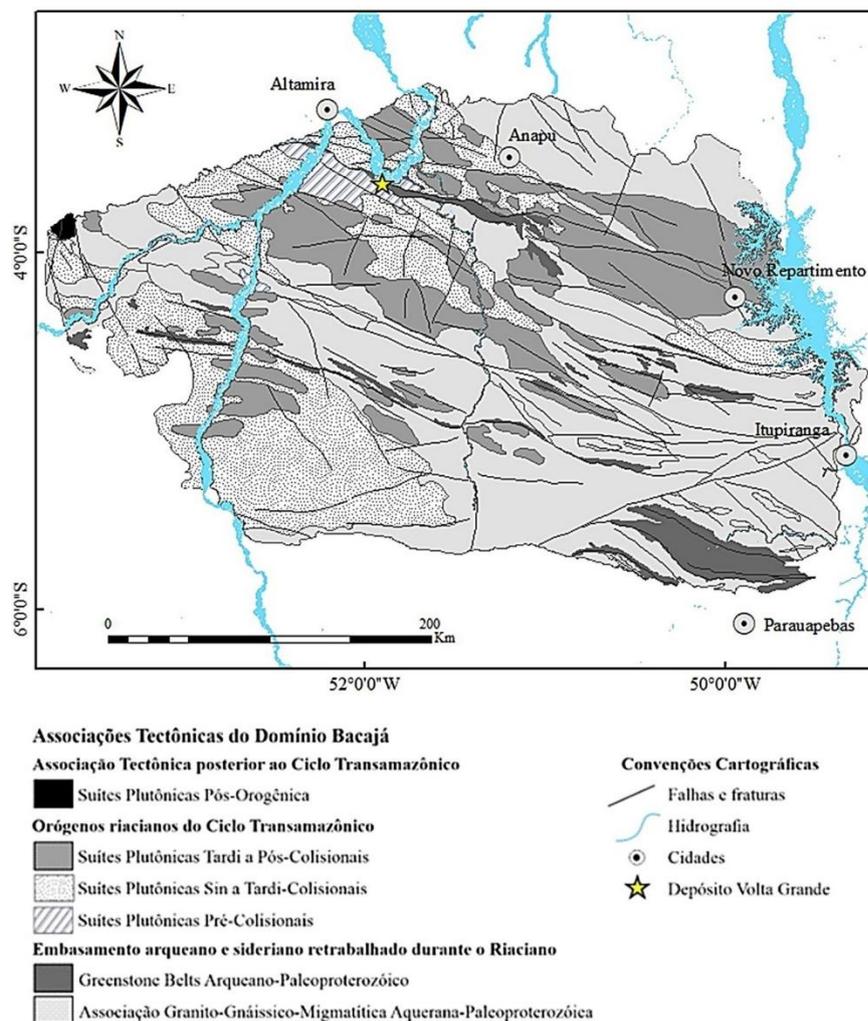


Figura 5- Mapa geológico do Domínio Bacajá com a delimitação das principais unidades e a identificação do depósito Volta Grande (Vasquez *et al.* 2008).

5.3.1 Associação Granito/Gnáissico/Migmatítica do Arqueano e Paleoproterozoico

As rochas mais antigas do Domínio Bacajá (Fig. 5) são gnaisses tonalíticos neoarqueanos (2671 ± 3 Ma), correspondente à parte inicial da formação de crosta (Macambira *et al.* 2009). Esta associação inclui unidades de alto grau, como o Complexo Cajazeiras, Complexo Aruanã, Ortognaisse Pacajá, Ortogranulito máfico Rio Preto, Ortognaisse Uruará, Paragnaisse Ipiaçava, Granulito Novolândia e o Metatonalito Rio Bacajá (Vasquez *et al.* 2008). Essas rochas não apresentam indícios de concentrações anômalas de minério. O Complexo Cajazeiras constitui um segmento de embasamento gnáissico, que aflora entre as bacias dos rios Bacajá e Tocantins (Oliveira *et al.* 1994, Faraco *et al.* 2005, Ricci 2006a). Constitui uma unidade tectono-estratigráfica do Domínio Bacajá que representa o volume infracrustal mais evoluído (Magalhães 2019) e corresponde a parte mais exumada do orógeno (Vasquez *et al.* 2008b). É composta por granulitos ortoderivados, fortemente re-hidratados, tonalíticos a graníticos (Vasquez *et al.* 2008b), bem como corpos máficos boudinados e mobilizados máficos. Estas rochas estão orientadas segundo trend WNW-ESSE (Vasquez *et al.* 2008). Datações Pb-Pb (TIMS) e U-Pb (SHRIMP) em zircão mostram idades de cristalização de 2942 ± 4 Ma (Vasquez *et al.* 2008) e 2074 ± 8 Ma (Macambira *et al.* 2007), respectivamente. Dados sobre a assinatura geoquímica e de isótopos são escassos para essa unidade.

O Complexo Aruanã ocorre na porção setentrional do Domínio Bacajá, como uma larga faixa concordante ao trend WNW-ESE regional (Magalhães 2019). Em geral, constitui ortogranulitos, além de metagranitoides foliados e bandados, ortognaises metamorfisados sob fácies anfíbolito inferior e anfíbolitos (Barros & Besser 2015). Algumas estruturas concordantes como leucossomos sódicos e bandas quartzo-feldspáticas são comuns (Macambira & Ricci 2013, Vasquez *et al.* 2008). Vasquez *et al.* (2008), obtiveram por método de evaporação de Pb em zircão, a idade média de 2606 ± 4 Ma para três cristais de zircão. As rochas dessa unidade indicam uma afinidade cálcio-alcálica dos protólitos ígneos e mostram assinatura de enriquecimento em elementos litófilos de grande raio iônico (LILE) em relação aos de alto potencial iônico (HFSE). Dessa forma, os padrões geoquímicos presentes nessas rochas evidenciam assinatura de magmatismo cálcio-alcálico gerado em arcos vulcânicos em margem continental (Macambira & Ricci 2013).

O Ortognaisse Pacajá é constituído por migmatitos graníticos a tonalíticos e ortognaises migmatizados, com metamorfismo em fácies anfíbolito (Silva *et al.* 1974). Compreende corpos elípticos e/ou faixas reliquiares, com trend WNW-ESE, envolvidas por embasamento granulítico (Vasquez *et al.* 2008). Macambira *et al.* (2004) dataram um ortognaisse dessa

unidade, nas proximidades do Garimpo do Manelão, por Pb-Pb em zircão, obtiveram a idade de 2671 ± 3 Ma para a cristalização magmática do protólito. Dados de isótopos de Nd neste mesmo ortognaisse, revelaram uma idade modelo T_{DM} de 2,67 Ga, com ϵNd de +2,7 (Macambira *et al.* 2004), indicando um caráter juvenil.

O Ortogranulito Máfico Rio Preto é composto por corpos alongados e estreitos, com *trend* WNW–ESSE, que formam forte anomalias aeromagnetométricas, associados ao Complexo Cajazeiras (Vasquez *et al.* 2008). Essa unidade constitui rochas máficas maciças e granulitos máficos migmatizados. Vasquez *et al.* (2008), obtiveram idades de 2628 ± 3 Ma, pelo método de evaporação de Pb em zircão, para um granulito máfico migmatizado. Essa idade foi interpretada como a idade mínima de cristalização do protólito ígneo. Os autores também obtiveram a idade de 2072 ± 3 Ma, pelo mesmo método, sendo atribuída à idade do evento regional de granulitização. Apresentam filiação cálcio-alcalina, que pode representar a fusão parcial de tholeiítos oceânicos, em ambiente de arco de ilha.

O Ortognaisse Uruará compreende metatonalitos e metagranodioritos com hornblenda e biotita, bem como metamonzogranitos e meta-quartzo dioritos subordinados (Vasquez *et al.* 2005, Vasquez *et al.* 2008). Apresentam bandamento gnáissico localmente discordante do *trend* regional NW-SE, orientado segundo $N50^{\circ}$ - 60° E, com eixo de dobra caindo para SW (Vasquez *et al.* 2008). Santos (2003), obteve idade de cristalização de 2506 ± 10 Ma para um protólito de um metatonalito, pelo método U-Pb SHRIMP em zircão. Através do mesmo método, Vasquez *et al.* (2008), obtiveram a idade de cristalização de 2487 ± 13 Ma, com cristais de zircão herdadas entre 2548 e 2151 Ma em um metagranodiorito. Isótopos de Nd apresentaram ampla variação ($\epsilon Nd_{2,5-2,4Ga}$ de +0,46 a -4,68 e TDM de 2,64 e 2,98 Ga – Tabela 2.6) e sugerem um evento de acreção juvenil há aproximadamente 2,55 Ga, com participação de crosta continental de cerca de 3,0 Ga (Vasquez 2006).

O Paragnaisse Ipiaçava ocorre na região de confluência dos rios Xingu e Iriri, constituem rochas paraderivadas de alto grau metamórfico, orientadas segundo o *trend* regional NW-SE (Santos *et al.* 1988, Bizzi *et al.* 2003). Essas rochas são paragnaises pelíticos a psamíticos, geralmente migmatizados, com lentes de silimanita quartzitos e granulitos máficos (Vasquez *et al.* 2008). Segundo Vasquez *et al.* 2005, as paragêneses minerais dessas rochas indicam que foram submetidas ao metamorfismo de fácies anfíbolito superior a granulito, sob baixa pressão (4-6 kbar / 700-800 °C). Datações U-Pb (SHRIMP) e por evaporação de Pb em zircão indicam fontes detríticas, com idades entre 3135 e 2474 Ma, podendo apresentar alguma contribuição de fontes com cerca de 2303 Ma (Vasquez *et al.* 2008). Além dessas, datações U-Pb (SHRIMP)

em monazita e zircão registraram evento de migmatização em 2109 Ma e metamorfismo granulítico em 2070 Ma (Vasquez 2006).

O Granulito Novolândia ocorre na porção centro-leste do Domínio Bacajá. Essa unidade foi primeiramente reconhecida por Ricci (2006b), como gnaisses granulíticos com bandamentos regulares e heterogêneos, que alterna entre faixas contínuas de orto (vulcânicas máficas) e paraderivação (pelíticas, arcoseanas e quartzosas), em caráter repetitivo. O metamorfismo presente nas bandas arcoseanas é granulítico de alta temperatura (com ortopiroxênio), bem como extensas zonas de dobras (Ricci 2006b). Em geral, o Granulito Novolândia é composto por kinzigitos, granulitos máficos, paragnaisses potássicos arcoseanos com ortopiroxênio, granada, cordierita e biotita, bem como paragnaisses quartzosos com cordierita, biotita e granada orientados segundo E–W e NW–SE (Vasquez *et al.* 2008). Datação U-Pb (SHRIMP) em zircão forneceu idade 2064 ± 4 Ma, interpretada como a do metamorfismo regional (Macambira *et al.* 2007). Os eventos granulíticos que originaram o Granulito Novolândia aconteceram no intervalo 2110–2070 Ga (Vasquez 2006).

O Metatonalito Rio Bacajá aflora na região sul do Grupo Três Palmeiras, seguindo um *trend* NW–SE (Vasquez *et al.* 2008). Essa unidade é dada por um conjunto de granitoides bandados, compreendendo metatonalitos a metamonzogranitoides com biotita e hornblenda. Vasquez *et al.* (2008) obtiveram uma idade de cristalização por método U-Pb SHRIMP em zircão de 2338 ± 5 Ma, para um metatonalito porfiroclástico. Segundo os autores, o contato entre o Metatonalito Rio Bacajá com a Sequência Três Palmeiras é tectônico, entretanto, a ocorrência de xenólitos de rochas supracrustais nos metatonalitos, e o pequeno intervalo de tempo entre os eventos, sugerem um contato intrusivo. Dados de isótopos para essas rochas ($\epsilon_{\text{Nd}2,34\text{Ga}}$ de -10,80 e T_{DM} de 3,10 Ga) indicam origem relativa ao retrabalhamento de crosta arqueana (Vasquez 2006).

5.3.2 *Greenstone Belts* do Arqueano e Paleoproterozoico

Os *greenstone belts* arqueanos-paleoproterozoicos contemplam sequências metavulcanossedimentares, subdivididos em Grupo Vila União (Formações Tapirapé e Buritirama), Sequência de Rochas Supracrustais e Sequência Três Palmeiras (Vasquez *et al.* 2008). Essas rochas estão geneticamente associadas a ambiente de arco de ilha ou de assoalho oceânico (Macambira *et al.* 2009), submetidas ao retrabalhamento crustal Riáciano. Em relação ao potencial metalogenético dos terrenos *greenstones* no Domínio Bacajá, a Sequência Três Palmeiras hospeda mineralizações de ouro e sulfetos (Vasquez *et al.* 2008).

O Grupo Vila União é composto pelas formações Tapirapé e Buritirama (DOCEGEO 1988, Oliveira *et al.* 1994). Este grupo tem como embasamento o Complexo Cajazeiras e aflora na região sudeste do Domínio Bacajá (DOCEGEO 1988). A Formação Tapirapé foi interpretada como a seção basal do Grupo Vila União (Vasquez *et al.* 2008), compreende uma faixa metamórfica WNW–ESSE, com o predomínio de metabasaltos foliados (ortoanfibolitos, plagioclásio-actinolita xisto e plagioclásio-clorita xisto) e talco-xistos, sob fácies xisto verde a anfibolito baixo (Oliveira *et al.* 1994). Por outro lado, na porção superior do Grupo Vila União, ocorre a Formação Buritirama, que aflora nos rios Itacaiúnas e Parauapebas, predominantemente, revelando quartzitos micáceos (com a presença de sericita e muscovita), quartzitos ferruginosos (hematíticos), mica xistos carbonatados, quartzo xistos, carbonatos, rochas cálcio-silicáticas e lentes de mármore (DOCEGEO 1988). O metamorfismo presente nessas rochas foi desenvolvido sob fácies xisto verde a anfibolito. Alguns níveis de protominério de manganês ocorrem intercalados nos mica xistos carbonatados da Formação Buritirama, que configura os depósitos de manganês da região (Vasquez & Rosa-Costa 2008).

A Sequência Três Palmeiras é datada de 2359 ± 3 Ma e forma um *greenstone belt* de aproximadamente 70 km de extensão com *trend* NW–SE (Macambira *et al.* 2009). Jorge João *et al.* (2001) descrevem rochas metavulcânicas máficas do Anfibolito Itatá e fluxos de lava máfico e intermediário em associações de rochas metavulcanoclásticas do Micaxisto Bacajá. São descritas ainda *BIF*, xistos pelíticos e quartzito (Agnerian 2005; Chubb *et al.* 2015). Segundo Cristo (2018) existem três unidades no contexto geológico do Grupo Três Palmeiras: i) rochas metavulcânicas máficas com metabasaltos, xistos máficos e corpos de metagabro, ii) meta-andesitos porfiríticos (2417 ± 4 Ma, *TIMS* em zircão) e rochas metavulcanoclásticas ($2410 \pm 4,3$ Ma, *TIMS* em zircão), e iii) quartzo-dioritos e granodioritos que intrudem as unidades anteriores, representada pelo Granodiorito Oca. Esse conjunto metamórfico com intrusões plutônicas foram submetidos ao metamorfismo dinâmico em fácies xisto verde a anfibolito, durante o Ciclo Transamazônico. Isótopos de Nd ($\epsilon_{Nd,36Ga}$ de +1,73 a +1,64 e T_{DM} de 2,47 e 2,49 Ga) correlacionam a origem das rochas da Sequência Três Palmeiras à acreção de crosta juvenil há aproximadamente 2,5 Ga (Vasquez 2006). As jazidas da serra Três Palmeiras estão distribuídas na região de Volta Grande do Xingu, no rio Bacajá e na faixa Parima, extremo sudeste da serra (Vasquez & Rosa-Costa 2008).

5.3.3 Suítes Plutônicas Pré-Colisionais

Vasquez (2006) relacionou essas rochas a arcos magmáticos riacianos, que se instalaram nas bordas de um continente consolidada durante o Sideriano (Fig. 5). Abrangem granitoides com idades que variam entre 2215 ± 2 Ma e 2133 ± 10 Ma, dado pelas unidades: Tonalito Brasil Novo, Granodioritos Oca e Belo Monte, Monzogranito Piranhaquara e Metatonalito Tapiranga (Vasquez & Rosa-Costa 2008). Apresentam assinaturas de isótopos de Nd com assinaturas relativas a fontes variadas, com pouca ($\epsilon\text{Nd}(t)$ de -1,59 e -0,71 e $\text{Nd-T}_{(\text{DM})}$ de 2,47 e 2,49 Ga) a significativa contribuição crustal ($\epsilon\text{Nd}(t)$ de -4,29 a -6,36 e $\text{Nd-T}_{(\text{DM})}$ de 2,74 a 2,93 Ga), segundo Alves (2020).

O Tonalito Brasil Novo apresenta deformação dúctil e aflora desde a foz do rio Iriri até as proximidades da cidade Brasil Novo, que anteriormente englobados no Granodiorito Anapu (Jorge João *et al.* 1987). Santos (2003), adotou a denominação Tonalito Brasil Novo para esses granitoides. Essas rochas constituem tonalito e granodioritos ricos em biotita e hornblenda, bem como monzogranito e sienogranito (Vasquez & Rosa-Costa 2008). Diversos autores dataram essas rochas de magmatismo pré-colisional pelo método Pb-Pb (TIMS) em zircão, onde obtiveram idades 2191 ± 2 Ma (Macambira *et al.* 2009), 2209 ± 2 Ma (Vasquez *et al.* 2008), 2215 ± 2 Ma (Vasquez *et al.* 2005) e 2182 ± 6 Ma (Santos, 2003). Essa unidade apresenta uma predominância de tonalitos e granodioritos com biotita e hornblenda, que indica uma afinidade cálcio-alcalina, relativa a arcos magmáticos (Vasquez & Rosa-Costa 2008). Entretanto, dados de isótopos de Nd ($\epsilon\text{Nd}_{2,2}$ Ga de -4,35 e -6,07 e T_{DM} de 2,93 e 2,71 Ga), denotam uma significativa participação de crosta continental arqueana, que sugere um arco magmático maduro, estabelecido na borda de um continente arqueano (Vasquez 2006).

O Granodiorito Oca ocorre seccionando o pacote metamórfico do Grupo Três Palmeiras (Souza 2021), na região da Volta Grande do Xingu. Essa unidade é composta por granodioritos e tonalitos porfiroclásticos e inequigranulares, além de quartzo monzodioritos inequigranulares (Jorge João *et al.* 1987). Revelam textura ígnea ou faixas miloníticas nas bordas, que recortam os plútons (Vasquez & Rosa-Costa 2008). Jorge João *et al.* (1987) destacaram uma deformação dúctil local, onde as porções mais isotrópicas, estariam relacionadas um estágio diatexítico do processo de migmatização. Estes autores reconheceram uma assinatura geoquímica cálcio-alcalina para as rochas do Granodiorito Oca, além de uma gênese relativa à subducção de litosfera oceânica, com a fusão de rochas metamáficas da Sequência Três Palmeiras (Vasquez & Rosa-Costa 2008). Vasquez (2006) obteve idade de cristalização de 2160 ± 3 Ma, por método U-Pb SHRIMP em zircão, para um quartzo monzodiorito. Dados isotópicos de Nd ($\epsilon\text{Nd}_{2,16\text{Ga}}$

-1,59 e T_{DM} de 2,52 Ga) sugerem que a gênese dessas rochas se deu em ambiente de arco magmático, com assinatura mais juvenil e pouca participação crustal (Vasquez 2006). As rochas do Granodiorito Oca apresentam alterações hidrotermais, que hospedam mineralizações auríferas filonianas e sulfetos, associadas às zonas de cisalhamento instaladas ao início do Ciclo Transamazônico (Vasquez & Rosa-Costa 2008), que afetou a Sequência Três Palmeiras e o Granodiorito Oca. Essa unidade está orientada segundo a direção N60°E, mas também WNW–ESE (Vasquez 2006).

O Granodiorito Belo Monte compreende granodioritos e monzogranitos com biotita, apresentam bandamento gnáissico e feições relativas à deformação dúctil. Afloram nas margens do rio Xingu até cerca de 20 km pela rodovia Transamazônica, na BR-230 (Vasquez & Rosa-Costa 2008). Macambira *et al.* (2001) dataram um granodiorito dessa unidade e obtiveram idade de cristalização Pb-Pb (TIMS) em zircão de 2154 ± 3 Ma. Esses granitoides apresentam uma foliação com direção E-W e mergulho subvertical. Essas rochas hospedam xenólitos métricos de gnaisses melanocráticos, fortemente bandados, de composição tonalítica (Vasquez & Rosa-Costa 2008). Essa unidade não apresenta concentrações anômalas de minério.

O Monzogranito Piranhaquara corresponde a granitoides porfiroclásticos recortados por veios boudinados e bolsões leucograníticos, pegmatoides e micrograníticos. Trata-se de um plúton sigmoidal intrusivo no Paragnaisse Ipiaçava e no Complexo Cajazeiro, com orientação segundo o *trend* regional NW–SE, além de foliação interna com atitude N65°-70°W/70°NE (Vasquez & Rosa-Costa 2008). Vasquez *et al.* (2008) obtiveram idade de cristalização de 2147 ± 5 Ma, por método U-Pb (SHRIMP) em zircão. Isótopos de Nd ($\epsilon Nd_{2,15Ga}$ -4,29 e T_{DM} de 2,74 Ga) indicam uma contribuição crustal neoarqueana para essa unidade (Vasquez 2006). O Monzogranito Babaquara não apresenta concentrações anômalas de minério.

A unidade Metatonalito Tapirapé aflora a cerca de 60 km acima da foz do rio Iriri e compreende um corpo intrusivo irregular e batolítico, orientado seguindo o *trend* NW–SE (Vasquez & Rosa-Costa 2008). Compreende metatonalito e metagranodiorito porfiroclásticos e bandados, que hospedam xenólitos métricos de metavulcânicas máficas. Vasquez (2006) datou essas rochas pelo método U-Pb (SHRIMP) em zircão e obteve idade de cristalização de 2133 ± 10 Ma, para um metatonalito da área-tipo. O autor também identificou uma população de zircão de 2055 ± 6 Ma, interpretada como registros de um evento de alto grau, talvez a migmatização. Este metatonalito apresentou uma assinatura de isótopos de Nd ($\epsilon Nd_{2,13Ga}$ de -0,71 e T_{DM} de 2,45 Ga), que sugere uma fonte juvenil com pouca contribuição crustal, provavelmente relativa a ambiente de arco magmático (Vasquez 2006).

5.3.4 Suítes Plutônicas Sin- a Tardi-Colisionais

Em geral, essas rochas (Fig. 5) não apresentam composições típicas de granitoides sin-colisionais, porém suas idades demonstram que foram formados no clímax da colisão continental (Vasquez & Rosa-Costa 2008). Esse agrupamento reúne o Complexo Bacajaí, Granodiorito Babaquara e Granito Canaã. Essas unidades não foram relacionadas a depósitos ou ocorrências minerais até o presente. Jorge e João *et al.* (1987) definiram uma faixa metamórfica de alto grau composta por granulitos e charnockíticos monzoníticos e enderbíticos como Granulito Bacajaí. Faraco *et al.* (2005) substituíram o termo Granulito por Complexo Charnockítico Bacajaí, mantendo a definição de faixa metamórfica de alto grau. Contudo, Ricci e Costa (2004) classificou essas rochas como charnokitos, ao invés de granulitos. A idade deste magmatismo obtida para essas rochas está entre 2114 Ma e 2094 Ma (Faraco *et al.* 2005, Monteiro 2006), pelos métodos U-Pb SHRIMP e evaporação de Pb em zircão.

O Granito Canaã consiste em plúton granítico aflora na localidade de Canaã, orientado segundo a direção NNW–SSE e intrusivo no Ortognaisse Uruará e no Paragnaisse Ipiaçava e em corpos correlatos ao Granulito Máfico Rio Preto (Vasquez & Rosa-Costa 2008). Constitui monzogranito e granodiorito ricos em biotita, leuco a mesocráticos, com texturas e feições características de deformação submagmática. Vasquez *et al.* (2005) obtiveram idade de 2104 ± 5 Ma, por evaporação de Pb em zircão em um monzogranito da área-tipo, com populações de zircão herdado com idades entre 2,12 e 2,15 Ga. Dados de isótopos de Nd (T_{DM} de 2,54 e $\epsilon_{Nd2,1Ga}$ de -3,40) apontam uma contribuição crustal neoproterozoica. Assim, os zircões herdados sugerem que podem ter sido formados pela fusão de granitoides paleoproterozoicos (Vasquez 2006).

As rochas do Granodiorito Babaquara afloram próximas de Altamira, orientadas segundo o *trend* regional NW–SE e uma foliação incipiente concordante (Vasquez & Rosa-Costa 2008). É composta por granodioritos com biotita e hornblenda, inequigranulares e porfiroclásticos (Jorge João *et al.* 1987, Vasquez *et al.* 2008). A idade de cristalização obtida para essa unidade resultou em 2102 ± 3 Ma, pelo método de evaporação de Pb em zircão, realizada em um granodiorito da área-tipo (Vasquez & Rosa-Costa 2008). Dados isotópicos de Nd (T_{DM} de 2,59 e $\epsilon_{Nd 2,1Ga}$ de -3,45) sugerem contribuição crustal neoproterozoica.

5.3.5 Suítes Plutônicas Tardi- a Pós-Colisionais

O magmatismo tardi a pós-colisional do Domínio Bacajá é representado pelas Suítes Intrusivas Arapari e João Jorge, bem como o Granodiorito San't Ana, que configura a unidade mais jovem do Domínio Bacajá (Vasquez & Rosa-Costa 2008). A Suíte Intrusiva Arapari ocorre como batólitos e *stocks* orogênicos de rochas charnockíticas a charno-enderbíticas, com texturas variando entre isotrópico e levemente foliado (Ricci & Costa, 2004). Datações U-Pb (*SHRIMP*) e Pb-Pb (*TIMS*) em zircão nesses granitoides forneceram idades entre 2086 Ma e 2070 Ma, respectivamente (Santos 2003, Macambira *et al.* 2003). Isótopos de Nd (T_{DM} de 2,46 e 2,47, e ϵNd de -2,40 e -3,12) indicam influência crustal na origem desses granitoides (Vasquez 2006).

A Suíte Intrusiva João Jorge aflora na região centro-norte do Domínio Bacajá e ocorrem como plútons graníticos e batólitos em formato alongado orientados conforme o *trend* regional NW-SE (Vasquez & Rosa-Costa 2008). É composta por monzogranitos, sienogranitos e granodioritos subordinados, apresentam foliação magmática incipiente dada por cristais de feldspato e biotita, por vezes é superposta por foliação milonítica com direção N40°-70°W, relativa às zonas de cisalhamento transcorrentes. Vasquez *et al.* (2005) obtiveram idade de 2077 \pm 2 Ma, pelo método de evaporação de Pb em zircão, para uma amostra de monzogranito coletado no rio Xingu. A assinatura geoquímica de isótopos de Nd é variada nas rochas da Suíte Intrusiva Jorge João, que sugerem que a origem desses granitos se deu a partir da fusão de rochas do embasamento neoarqueano, com a participação local de um componente juvenil paleoproterozoico (Macambira *et al.* 2003, Vasquez 2006, Vasquez & Rosa-Costa 2008).

O Granodiorito Sant'Ana ocorre a oeste da cidade de Uruará e corresponde a um plúton de granitoide intrusivo no Ortognaisse Rio Preto e do Paragnaisse Ipiaçava. Essas rochas constituem granodioritos e tonalitos, com uma foliação magmática incipiente (Vasquez & Rosa-Costa 2008). Vasquez *et al.* (2005) determinaram a idade de 1986 \pm 5 Ma, obtida pelo método Pb-Pb (*TIMS*) em zircão, sendo a unidade mais jovem do Domínio Bacajá. Dados de isótopos de Nd denotam significativa contribuição crustal neoarqueana (Vasquez 2006).

6 MATERIAIS E MÉTODOS

6.1 PESQUISA BIBLIOGRÁFICA

Envolveu a geologia regional do Cráton Amazônico e local do depósito Volta Grande, bem como o embasamento teórico nos diversos tópicos envolvidos nesse projeto, como as análises petrográficas e de espectroscopia. Os materiais foram obtidos a partir de consultas ao Portal de periódicos da CAPES, da biblioteca da UFPA e dos relatórios de pesquisas da empresa.

6.2 AMOSTRAGEM

A empresa cedeu quatro furos de sondagem (Figs. 7 e 8) representativos do bloco sul para o desenvolvimento deste trabalho. Contemplam o maior número de alterações hidrotermais visíveis nas descrições mesoscópicas. Os dados de localização dos furos, teores de minério, bem como dos pontos de afloramentos também foram cedidos. A etapa de campo foi realizada no período de 06 a 13 de agosto de 2019 pelo orientador deste projeto e o então mestrando Hugo Paiva Tavares de Souza (PPGG/IGUFPA).

Pequi VVD - 156				Grande VVDG - 443			
Amostra	Profundidade (m)	Petrografia Macroscópica e Espectroscopia	Petrografia Microscópica	Amostra	Profundidade (m)	Petrografia Macroscópica e Espectroscopia	Petrografia Microscópica
M06 - 01	60,8	furo de sondagem	1 lâmina polida	M07 - 01	44,1	furo de sondagem	1 lâmina polida
M06 - 02	62,8	furo de sondagem	2 lâminas polidas	M07 - 02	49,6	furo de sondagem	2 lâminas polidas
M06 - 03	65,3	furo de sondagem	1 lâmina polida	M07 - 03	66,4	furo de sondagem	1 lâmina polida
M06 - 04	69,2	furo de sondagem	1 lâmina polida	M07 - 04	72,3	furo de sondagem	1 lâmina polida
M06 - 05	79,5	furo de sondagem	2 lâminas polidas	M07 - 05	95,1	furo de sondagem	1 lâmina polida
M06 - 06	83,7	furo de sondagem	1 lâmina polida	M07 - 06	102,7	furo de sondagem	1 lâmina polida
M06 - 07	89,8	furo de sondagem	1 lâmina polida	M07 - 07	119,6	furo de sondagem	1 lâmina polida
M06 - 08	98,4	furo de sondagem	1 lâmina polida	M07 - 08	128,8	furo de sondagem	1 lâmina polida
M06 - 09	101,4	furo de sondagem	1 lâmina polida	M07 - 09	136,1	furo de sondagem	1 lâmina polida
M06 - 10	110,3	furo de sondagem	1 lâmina polida	M07 - 10	141,6	furo de sondagem	1 lâmina polida
M06 - 11	121,5	furo de sondagem	1 lâmina polida	M07 - 11	157	furo de sondagem	2 lâminas polidas
M06 - 12	130,7	furo de sondagem	1 lâmina polida	M07 - 12	178	furo de sondagem	1 lâmina polida
M06 - 13	139,3	furo de sondagem	2 lâminas polidas	M07 - 13	193,1	furo de sondagem	1 lâmina polida
M06 - 14	152	furo de sondagem	1 lâmina polida	M07 - 14	209,2	furo de sondagem	1 lâmina polida
M06 - 15	152	furo de sondagem	1 lâmina polida	M07 - 15	231,4	furo de sondagem	1 lâmina polida
M06 - 16	164,8	furo de sondagem	1 lâmina polida	M07 - 16	257,1	furo de sondagem	1 lâmina polida
M06 - 17	165,2	furo de sondagem	1 lâmina polida	M07 - 17	266,2	furo de sondagem	1 lâmina polida
M06 - 18	197,4	furo de sondagem	1 lâmina polida	M07 - 18	274	furo de sondagem	1 lâmina polida
M06 - 19	200	furo de sondagem	1 lâmina polida				
TOTAL		19 segmentos de furo de sondagem	22 lâminas polidas			18 segmentos de furo de sondagem	20 lâminas polidas

Figura 6- Materiais utilizados no presente trabalho, em relação aos alvos Pequi e Grande.

Itatá VVGD - 699				Itatá VVGD - 688			
Amostra	Profundidade (m)	Petrografia Macroscópica e Espectroscopia	Petrografia Microscópica	Amostra	Profundidade (m)	Petrografia Macroscópica e Espectroscopia	Petrografia Microscópica
M08 - 01	33,6	furo de sondagem	1 lâmina polida	M09 - 01	297,1	furo de sondagem	1 lâmina polida
M08 - 02	49,1	furo de sondagem	1 lâmina polida	M09 - 02	298,4	furo de sondagem	1 lâmina polida
M08 - 03	54,6	furo de sondagem	1 lâmina polida	M09 - 03	301,2	furo de sondagem	1 lâmina polida
M08 - 04	66,8	furo de sondagem	2 lâminas polidas	M09 - 04	306	furo de sondagem	1 lâmina polida
M08 - 05	88,1	furo de sondagem	2 lâminas polidas	M09 - 05	310	furo de sondagem	1 lâmina polida
M08 - 06	110,5	furo de sondagem	1 lâmina polida			5 segmentos de furo de sondagem	5 lâminas polidas
M08 - 07	129,4	furo de sondagem	1 lâmina polida				
M08 - 08	143	furo de sondagem	1 lâmina polida				
M08 - 09	151,4	furo de sondagem	1 lâmina polida				
M08 - 10	168	furo de sondagem	1 lâmina polida				
M08 - 11	185,1	furo de sondagem	1 lâmina polida				
M08 - 12	191	furo de sondagem	1 lâmina polida				
TOTAL		12 segmentos de furo de sondagem	14 lâminas polidas				

Figura 7- Materiais utilizados no presente trabalho, em relação ao alvo Itatá.

6.3 PETROGRAFIA DE ROCHAS E DE MINÉRIO

As análises petrográficas envolveram descrições de seções polidas das amostras sob luz transmitida e refletida. Elas foram realizadas no Laboratório de Inclusões Fluidas do Instituto de Geociências (IG/UFGA) em microscópio petrográfico *Olympus Bx51*. O estudo sob luz transmitida teve como principal objetivo o sequenciamento temporal das alterações hidrotermais e de suas paragêneses minerais. E, sob luz refletida, a disposição das partículas de ouro e dos sulfetos associados.

6.4 ESPECTROSCOPIA POR INFRAVERMELHO DE LUZ VISÍVEL PRÓXIMO (VNIR) E ONDAS CURTAS (SWIR)

Espectroscopia é o estudo da interação entre energia como radiação eletromagnética e matéria e vem sendo empregada em pesquisas geológicas desde a década de 1970 em solos, minerais e rochas (Paresqui 2024). Espectroscopia de reflectância pode ser definida como a técnica que utiliza a energia do espectro eletromagnético visível (0,4–0,7 μm), infravermelho próximo (0,7–1,0 μm) e infravermelho de ondas curtas (1,0–2,5 μm) (Hunt 1977; Hunt & Ashley 1979; Goetz *et al.* 1985; Hauff 2008). A ciência e tecnologia de espectroscopia de reflectância são baseadas nas propriedades espectrais dos materiais (Hunt 1977; Goetz *et al.* 1985), onde os átomos e moléculas absorvem energia e respondem a essa radiação, gerando fenômenos físicos observáveis como absorção, reflexão e transmissão. A região do VNIR é dada pela faixa espectral do visível e infravermelho próximo (Hunt 1970, 1977), e o campo do SWIR

relativo ao infravermelho de ondas curtas (Clark *et al.* 1990). O conjunto dessas faixas espectrais constituem a metodologia *VNIR-SWIR* (Fig. 9). Na região do visível, o processo eletrônico controla a natureza das trocas de absorção nos minerais, em função da liberação de energia proveniente da mudança de elétrons entre os níveis energéticos em um átomo (Hauff 2008).

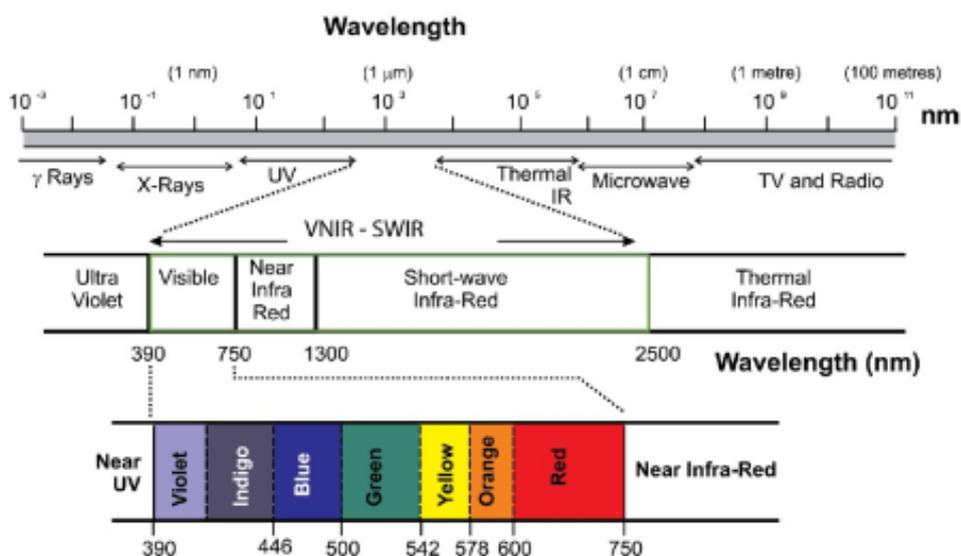


Figura 8- Espectro eletromagnético com as regiões visível e infravermelho próximo (VNIR) e o infravermelho de ondas curtas (SWIR) segundo Assiri (2016).

As características de absorção na região *SWIR* variam segundo a composição do mineral e são uma manifestação da energia absorvida na trama interna do cristal a partir de estados de transição vibracional. Esses estados vibracionais correspondem a distintos níveis de energia e suas características de absorção ocorrem em comprimentos de onda bem definidos (Paresqui 2024). Os níveis de energia que definem essas ondas variam em função do tamanho do raio iônico desses cátions que se ligam às moléculas. Tais ligações vibram em diferentes comprimentos de ondas conforme o comprimento da ligação. Pelo fato de essas ligações iônicas entre átomos e moléculas serem de significativa consistência, é possível prever as composições e as variações composicionais em um mineral a partir do comprimento de cada onda identificada (Hauff 2008; Fang *et al.* 2018). Os processos vibracionais são, em geral, resultantes da presença dos íons hidroxila (OH^-), carbonato (CO_3^{2-}), água (H_2O), amônia (NH_4) e outros compostos (Hunt 1977).

Desse modo, a partir das transições entre os níveis energéticos e as diferenças composicionais são gerados comprimentos de onda definidos e específicos para as fases minerais e compostos orgânicos. As informações captadas pelo equipamento constituirão

espectros de reflectância (Fig. 10) que serão comparados com a assinatura espectral de minerais e misturas que compõem várias bibliotecas espectrais disponíveis na literatura. A biblioteca espectral da *USGS*, a mais utilizada pela indústria mineral, constitui um banco de dados sobre respostas espectrais de minerais, rochas, solo, plantas e outras superfícies, onde cada objeto ou substância apresenta um padrão espectral único (Badura & Dabski 2022).

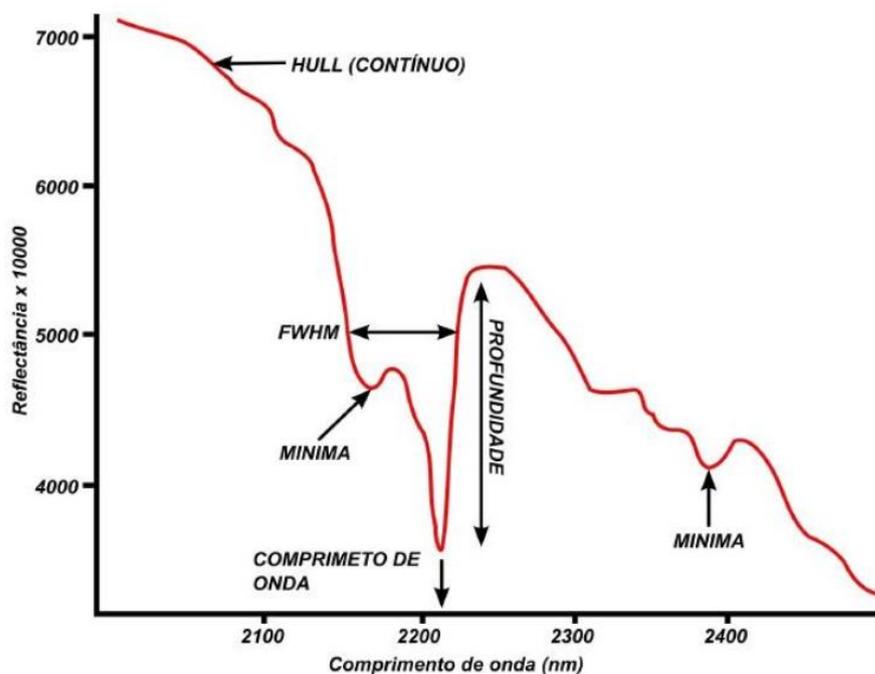


Figura 9- Espectro de absorção hipotética (Hauff 2008). Eixo vertical: percentual de reflectância (relativa ou absoluta). Eixo horizontal: comprimento de onda.

A técnica conta com o posicionamento da fonte de luz visível em ambiente escuro, onde o branco absoluto de calibração é empregado a cada troca de amostra e consiste em um painel circular de fluoropolímero (*Spectralon*). As análises de espectroscopia de infravermelho em rochas hidrotermalizadas foram realizadas no ITVale (Belém-PA), com a colaboração do Prof. Pedro Walfir Martins e Souza Filho. Os dados foram obtidos por meio de espectrorradiômetro portátil *FieldSpec 4 Hi-Res* (Fig. 11). Após a leitura realizada pelo equipamento os dados brutos foram convertidos em reflectância absoluta a partir da correção do branco absoluto no *software ViewSpecpro 6.2*. Com a correção dos dados, estes foram então processados no *software Spectragryph 1.2* com a utilização do banco de espectros de referência para minerais ou mistura de minerais da *USGS* em sua versão 7 (Kokaly *et al.* 2017). O *software* comparou os espectros gerados neste trabalho com a biblioteca espectral, fornecendo a identificação de minerais e misturas.

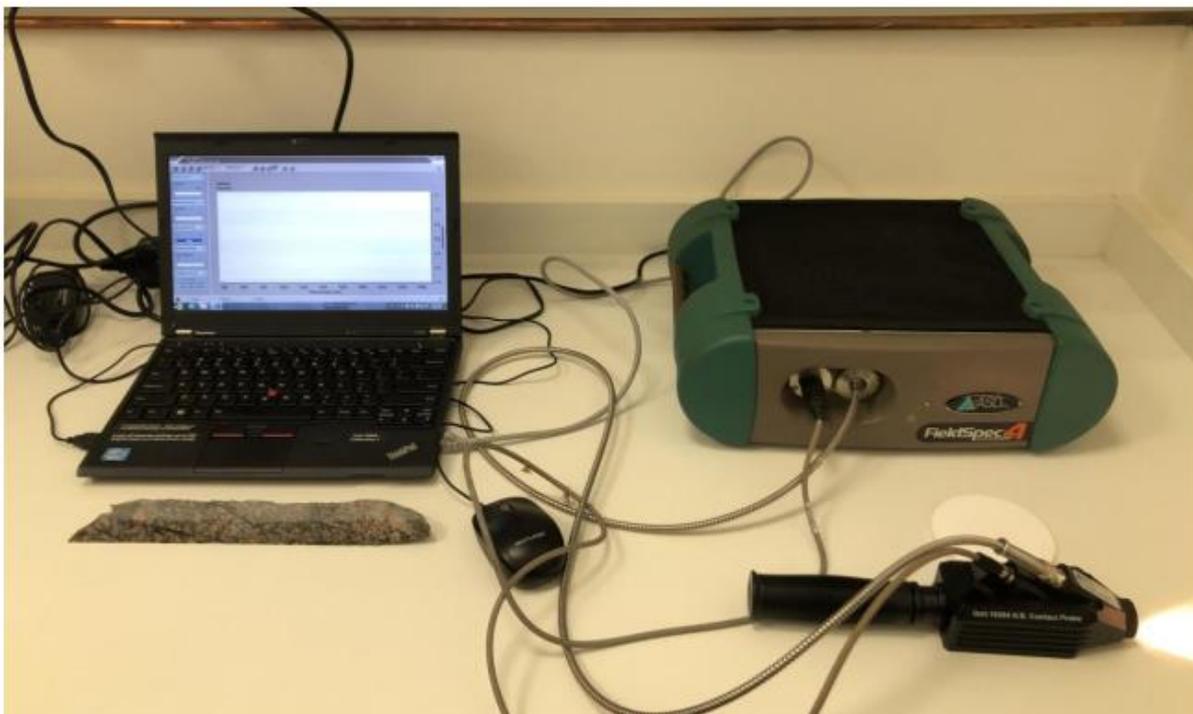
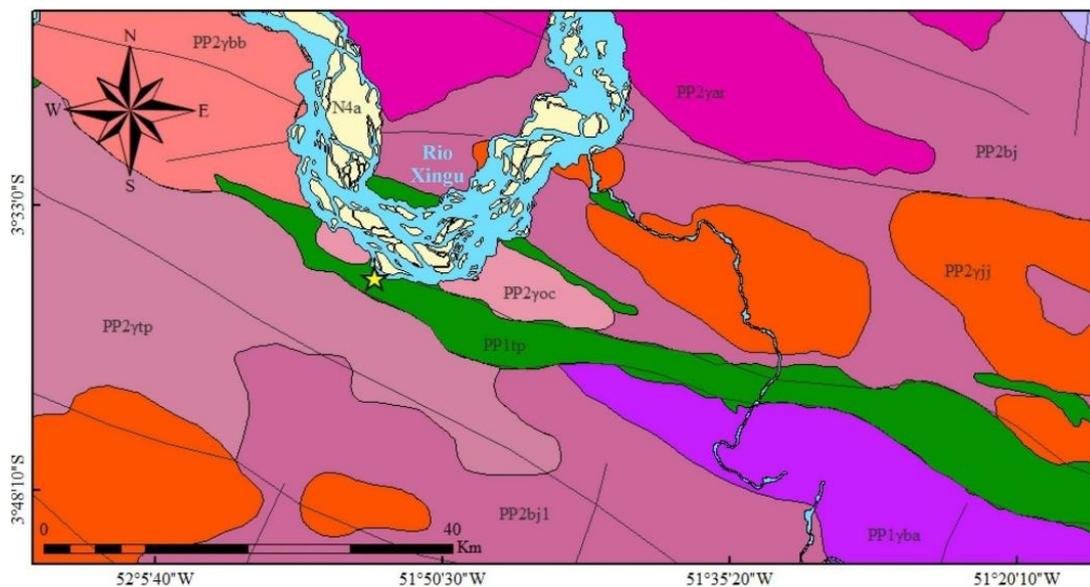


Figura 10- Espectrorradiômetro *FieldSpec 4 Hi-Res* da marca *ASD* do ITVale (Belém-PA).

Foram utilizados neste trabalho os primeiros cinco minerais ou misturas com compatibilidade maior que 80%, valor considerado ótimo para pesquisa mineral. Ao todo, foram identificados 124 minerais distribuídos ao longo de 884 espectros produzidos. Assim foi possível estabelecer conexão com as descrições petrográficas, onde as alterações hidrotermais visualizadas em petrografia foram confirmadas pela espectroscopia, com a identificação de minerais e grupos mineralógicos importantes para estabelecer as paragêneses minerais. Além disso, em alguns segmentos de amostras a identificação do litotipo somente foi possível com, em função de misturas de litotipos e sobreposição de alterações hidrotermais. Esta técnica é amplamente utilizada pela indústria mineral por ser prática, rápida e extremamente versátil no campo ou em laboratório.

7 GEOLOGIA DO DEPÓSITO VOLTA GRANDE DO XINGU

O depósito Volta Grande (Fig. 11) está enquadrado no contexto geológico do Domínio Bacajá e tem sua metalogênese associada a percolação de fluidos hidrotermais aquecidos, ao longo de fissuras, em regime de metamorfismo dinâmico ao durante a colisão continental. As rochas hospedeiras de parte dessas mineralizações auríferas constituem os litotipos do Grupo Três Palmeiras e do Granodiorito Oca (Vasquez & Rosa-Costa 2008), onde este último ocorre seccionando o Grupo Três Palmeiras (Fig. 12). Adicionalmente, estudos recentes no bloco norte do depósito identificaram rochas vulcânicas e plutônicas isotrópicas que hospedam parte da mineralização de alto teor (Souza 2021, Souza *et al.* 2024).



Depósitos Cenozóicos

N4a Depósitos Aluvionares

Magmatismo Pós-Orogênico (Ciclo Transamazônico)

PP2yj Granodiotiro Sat'Ana

Magmatismo Orogênico Tardi a Pós-Colisional (Ciclo Transamazônico)

PP2yj Suíte Intrusiva João Jorge

PP2ya Suíte Intrusiva Arapari

Magmatismo Orogênico Sin a Tardi-Colisional (Ciclo Transamazônico)

PP2ybb Granodiorito Babaquara

PP2bj Complexo Bacajá

Magmatismo Orogênico Pré-Colisional (Ciclo Transamazônico)

PP2ytp Metatonalito Tapiranga

PP2yoc Granodiorito Oca

Embasamento arqueano e sideriano retrabalhado durante o Riáciano

Greenstones Belts

PP1tp Sequencia Três Palmeiras

Complexos Metamórficos

PP1yba Metatonalito Rio Bacajá

Convenções Cartográficas

Falhas e fraturas

Hidrografia

Cidades

★ Depósito Volta Grande

Figura 11- Mapa geológico de detalhe das rochas encaixantes do depósito Volta Grande.

7.1 GEOLOGIA LOCAL DO BLOCO SUL DO DEPÓSITO VOLTA GRANDE DO XINGU

O Grupo Três Palmeiras é formado pelo Anfibolito Itatá e Micaxisto Bacajá, constituídos por rochas metavulcânicas máficas e rochas metavulcanoclásticas, metavulcânicas félsicas a intermediárias e metassedimentares químicas e clásticas, respectivamente (Jorge João *et al.* 2001). O Granodiorito Oca é composto por dois plútons granitoides que invadem a Sequência Três Palmeiras, representado por granodiorito, tonalito porfiroclástico inequigranular e quartzo monzodiorito inequigranular (Vasquez & Rosa-Costa 2008). Durante o Ciclo Transamazônico (2,26–1,95 Ga), esse pacote de rochas foi deformado sob diferentes intensidades, a partir da instalação de zonas de cisalhamento transcorrentes. A relação geológica e estrutural entre essas duas unidades é fundamental para o depósito, já que as principais mineralizações auríferas da região estão associadas, de modo disseminado, a esse conjunto de rochas metamórficas pós-orogênicos.

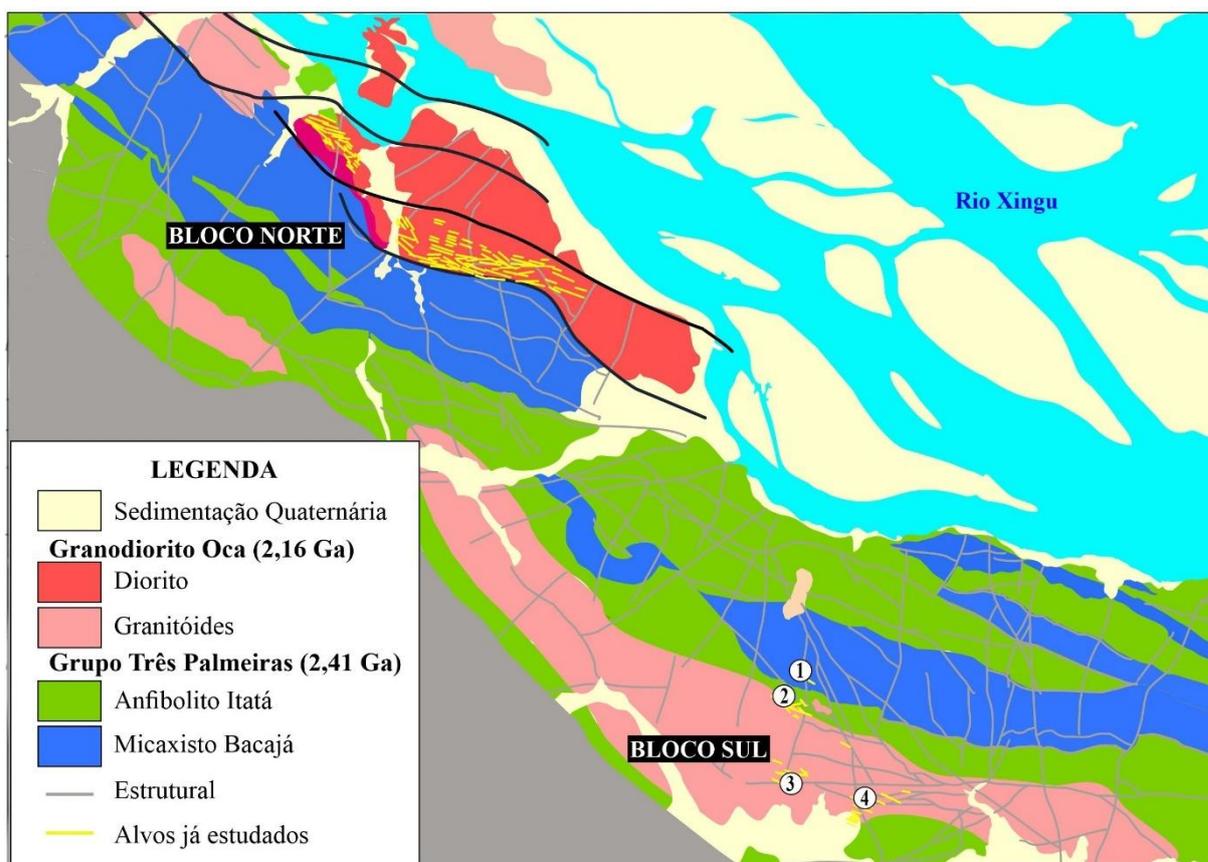


Figura 12- Mapa geológico local do bloco sul do depósito Volta Grande, com a indicação dos dois blocos exploratórios e dos alvos estudados nesse trabalho, onde 1 e 2 são referentes aos alvos Itatá, 3 ao alvo Grande e 4 ao Alvo Pequi (modificado de Chubb *et al.* 2005).

Estudos petrográficos direcionados nas rochas do bloco norte atestaram a existência de rochas vulcânicas e plutônicas isotrópicas tardias (Souza 2021, Souza *et al.* 2024). Segundo os autores, essas rochas hospedam tipos e estilos variados de alterações hidrotermais, bem como parte da mineralização aurífera de alto teor. No geral, todos os furos descritos no bloco sul do depósito mostram maior volume de rochas vulcânicas e plutônicas isotrópicas, em relação às rochas metamórficas, quando comparado com o bloco norte (Souza *et al.* 2024).

O principal litotipo metamórfico do bloco sul é um granodiorito fortemente milonítico (Fig. 13a) que ocorre em várias profundidades, usualmente atribuído ao Granodiorito Oca. Esse conjunto está em contato com anfibolito extremamente fino e cisalhado relativo ao Grupo Três Palmeiras. Esses litotipos são seccionados em diferentes profundidades por veios de quartzo ricos em hematita e/ou feldspato potássico que representam o principal sítio de precipitação de ouro no pacote metamórfico, embora também ocorram partículas ao longo da foliação milonítica. Em todos os furos descritos é comum alteração propilítica fissural e seletiva, bem como potássica pervasiva. Ocorre ainda um conjunto de veios félsicos, bolsões pegmatíticos e granitoides isotrópicos que localmente revelam um sistema com veios e vênulas milimétricas e centimétricas de quartzo em padrão *stockwork* similar à *silica cap* de sistemas epitermais. Em zonas mais profundas esse sistema de veios contém forte sulfetação (calcopirita e pirita). Usualmente essas rochas tardias revelam alterações propilítica, potássica e hematítica em diferentes estilos ao longo do perfil estratigráfico (Fig. 13).



Figura 13- Feições representativas do bloco sul do depósito Volta Grande. A: rocha hospedeira classificada como granodiorito milonítico B: alteração potássica pervasiva superposta por propilítica fissural em granitoide isotrópico com veios centimétricos de quartzo com mineralizações. C: rocha vulcânica félsica isotrópica com bolsão de calcita placoide, quartzo e subordinada hematita. D: alteração propilítica fissural sobreposta à alteração potássica pervasiva em granodiorito milonítico.

8 PETROGRAFIA DO BLOCO SUL DO DEPÓSITO VOLTA GRANDE

8.1 ROCHAS CORRELACIONADAS AO CONJUNTO METAMÓRFICO

8.1.1 Gnaiss granodiorítico milonítico

Esse grupo revela gnaiss de composição granodiorítica submetido à deformação dinâmica ao longo de amplas zonas de cisalhamento regionais (Vasquez *et al.* 2008, Souza *et al.* 2024). A relação percentual entre porfiroclastos e matriz varia entre 60 e 80%, típico de rochas miloníticas (Sibson 1977). Essa rocha possui cor entre o cinza claro a escuro, quando preservadas, mas sob atuação hidrotermal, podem apresentar tons avermelhados, esverdeados e marrons (Fig. 13). Em contraste com as rochas granodioríticas do bloco norte, dominadas pela textura granoblástica (Souza *et al.* 2024), as rochas do bloco sul apresentam textura porfiroclástica (Fig. 14a) predominante, com porfiroclastos de feldspatos rotacionados e associados à recristalização dinâmica de quartzo. Os minerais essenciais incluem plagioclásio, quartzo e feldspato potássico, onde os feldspatos ocorrem ainda na matriz quartzo-feldspática. Biotita marrom e hornblenda verde são varietais. Os acessórios primários são apatita, titanita, zircão e opacos. A titanita ocorre como cristais euédricos com faces bem definidas (Fig. 14b) ou em substituição a magnetita. As fases secundárias incluem actinolita, epidoto, sericita, muscovita, clorita, argilominerais, biotita, feldspato potássico, quartzo e carbonato. A trama metamórfica é marcada pela orientação dos minerais, principalmente biotita, anfibólio e quartzo estirado.

A primeira geração de plagioclásio (Pl-1) é porfiroclasto subédrico (2–7 mm) em contatos retos com os outros minerais. Mostra usualmente geminação albita. O plagioclásio 2 (Pl-2) ocorre como parte da matriz, é anédrico, com granulação de 0,2 a 1 mm, tem contatos ovalados a irregulares com os outros minerais. Revela alterações argílica (Fig. 14c) e carbonática moderada à intensa (Fig. 14d). O plagioclásio presente nessas rochas ocorre deformado, dificultando a determinação do índice de anortita por petrografia convencional.

O quartzo 1 (Qtz-1) tem granulação de 0,5 a 1 mm, é anédrico e possui contatos ovalados a serrilhados entre si e com os outros minerais. Quartzo 2 (Qtz-2) forma agregados de cristais com granulação de 0,1 mm, contatos suturados e ocorre como parte da matriz milonítica (Fig. 14e). Ambas gerações mostram extinção ondulante, evidências de recristalização e são concordantes com a trama milonítica. Quartzo hidrotermal (Qtz-3) é resultante de silicificação

e ocorre ao longo de vênulas e veios, usualmente associada à alteração argílica avançada e representam sítios importantes de precipitação de minério.

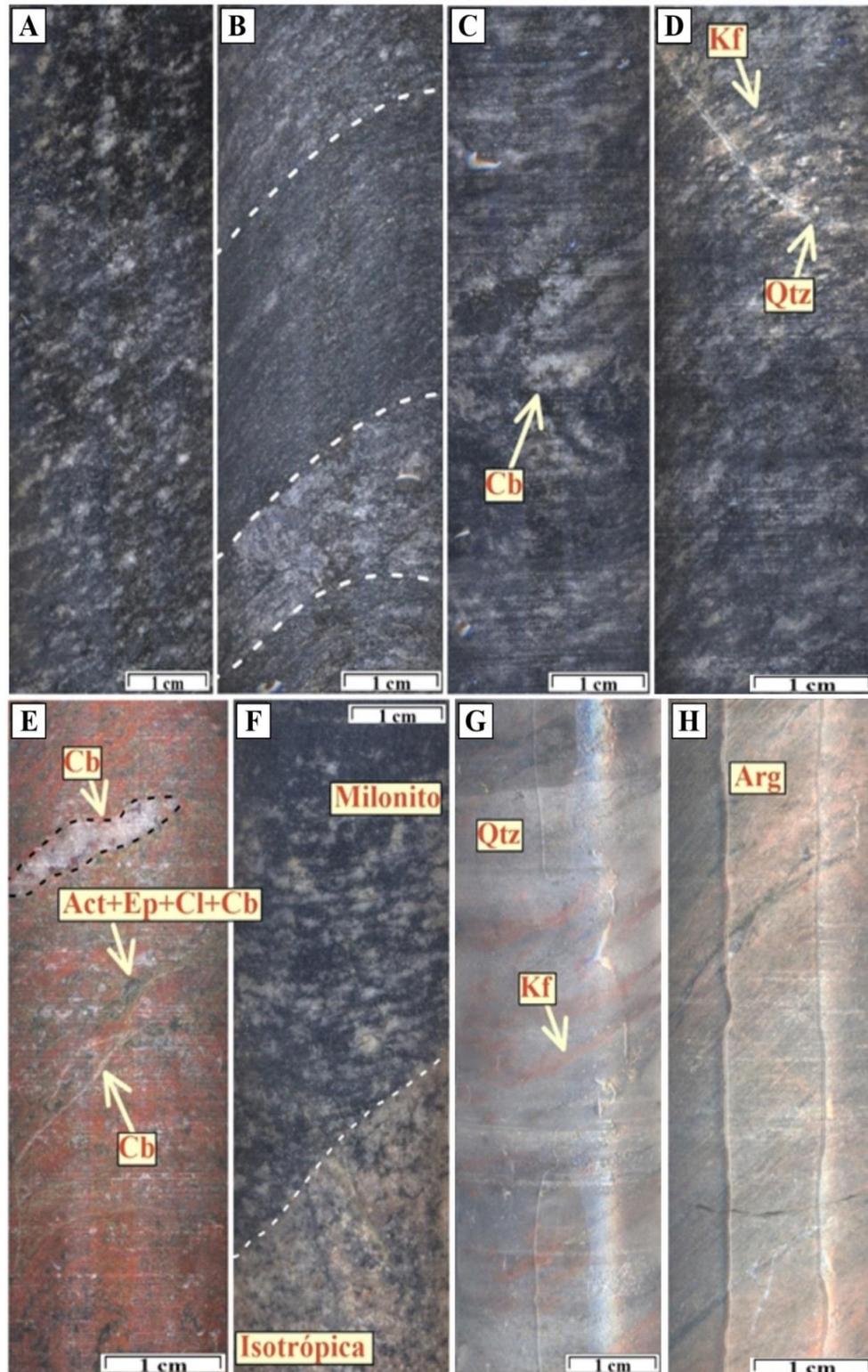


Figura 14- Feições mesoscópicas representativas de gnaiss granodiorítico milonítico. A: trama milonítica dada pelo arranjo de minerais recristalizados. B: bandamento gnáissico em granodiorítico milonítico. C: carbonatação pervasiva incipiente. E: alteração potássica pervasiva, propilítica fissural e bolsão de carbonato. F: contato entre granodiorito milonítico e rocha plutônica isotrópica. G: alteração potássica fissural sobreposta por silicificação. H: alteração argílica pervasiva. (Act-actinolita, Arg-argilominerais, Cb-carbonato, Cl-clorita, Ep-epídoto, Qtz-quartzo, Kf-feldspato potássico).

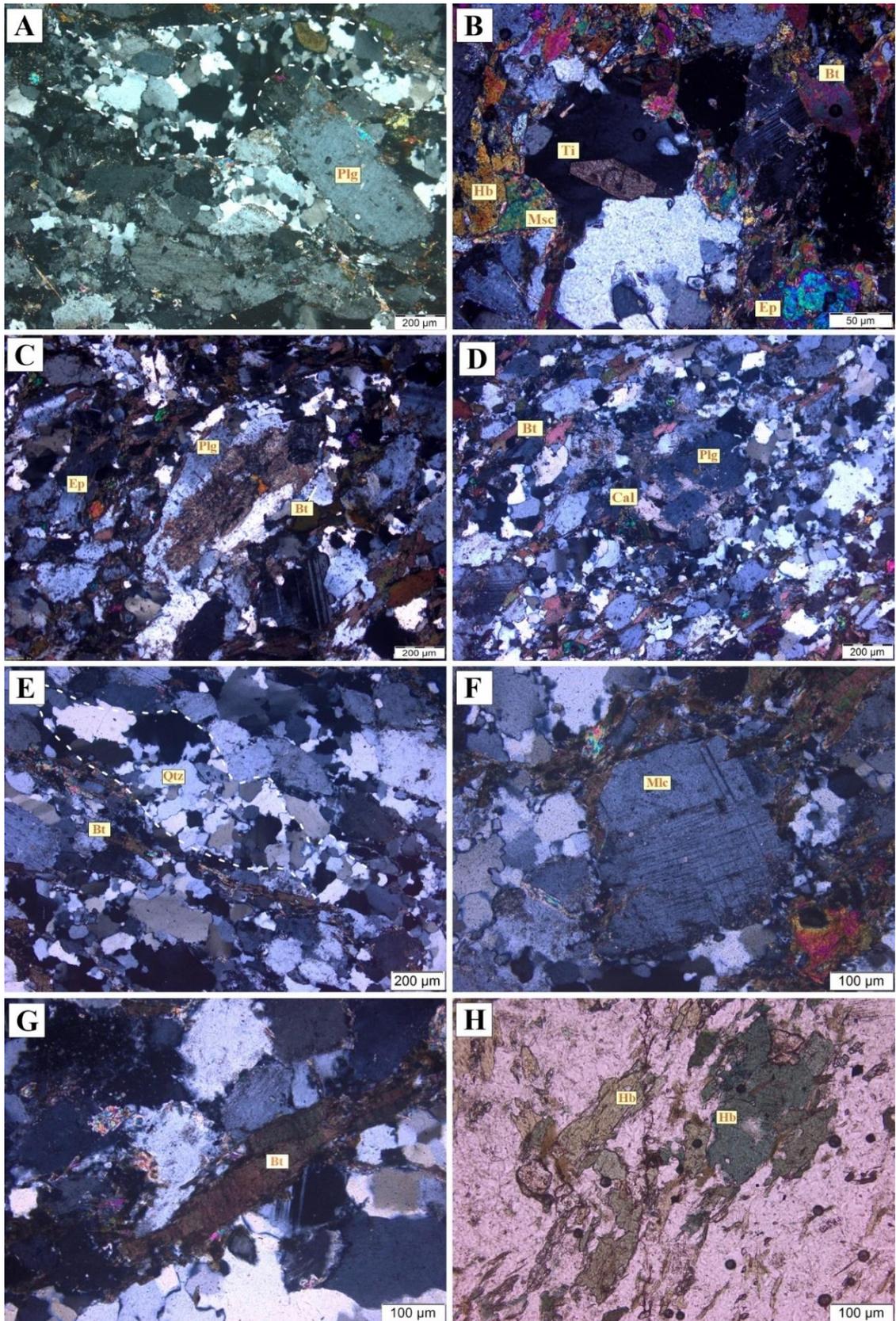


Figura 15- Aspectos petrográficos microscópicos representativos do gnaise granodiorítico milonítico. A: textura porfiroclástica e recristalização de quartzo. B: titanita com faces bem formadas, como cristal acessório em ambiente de formação com condições favoráveis. C: substituição de plagioclásio por argilominerais. D: alteração carbonática pervasiva, com a geração de calcita, em plagioclásio, nas bordas e centro. E: cristais de quartzo recristalizados em ambiente dinâmico. F: porfiroclasto de microclínio, com geminação xadrez parcialmente preservada. G: biotita orientada segundo a foliação milonítica

S1. H: cristais de hornblenda orientados, com diferentes direções cristalográficas e intensidades de pleocroísmo. (Bt–biotita, Cal–calcita, Ep–epídoto, Hb–hornblenda, Msc–muscovita, Plg–plagioclásio, Qtz–quartzo).

O feldspato potássico (0,5–1,0 mm), representado por microclina (Fig. 14f), exibe indícios de recristalização e constitui porfiroclastos subédricos a anédricos. Apresenta contatos irregulares ou suturados com os outros minerais e geminação xadrez ou tartan incompleta. Também ocorre como parte integrante da matriz (Mcl2) como cristais anédricos com contatos suturados. Ocorre alteração argílica do centro para a borda desses minerais.

A foliação milonítica (S1) é caracterizada pela orientação de biotita e anfibólio. A biotita (Fig. 14g) possui hábito lamelar, granulação fina (0,2 mm), anédrica a subédrica. Mostra pleocroísmo moderado que varia do marrom (XY) ao amarelo pálido (Y) e é geralmente alterada para clorita ou para argilominerais, mas também ocorre como alterada para argilominerais. O anfibólio é hornblenda (Fig. 14h) com pleocroísmo variando de verde-amarelado (Z) a verde oliva intenso (XY). Apresentam granulação fina (0,5 mm) e hábito subédrico.

8.1.2 metamáfica

Esse grupo mostra anfibolito (Fig. 16) de médio grau metamórfico. Tem cor cinza-escuro, textura nematoblástica (Fig. 17a, b) de granulação fina a média e aspecto holocristalino, com ocorrência local de textura porfiroclástica. Os minerais essenciais são plagioclásio e hornblenda, ao passo que piroxênio, titanita (Fig. 17c) e apatita são acessórios primários. Os secundários incluem epídoto, clorita, sericita, carbonato e quartzo que seccionam a textura nematoblástica, dada pela orientação de hornblenda e plagioclásio.

A hornblenda constitui parte essencial da trama nematoblástica da rocha. Comumente é média (0,2–0,7 mm), subédrica, com hábito prismático e pleocroísmo forte de verde-claro a verde oliva intenso. O plagioclásio (0,2–0,5 mm) é prismático, subédrico e moderadamente alterado para sericita. A geminação presente nesses cristais é raramente completa (Fig. 17b), dificultando a definição do índice de anortita por petrografia convencional. Apresentam contatos majoritariamente suturados, embora também ocorram contatos retos subordinados, indicando variações na intensidade de deformação cisalhante. Por vezes essas rochas são seccionadas por alterações hidrotermais pervasivas ou fissurais (Fig. 17d), que serão melhor abordadas no tópico posterior.

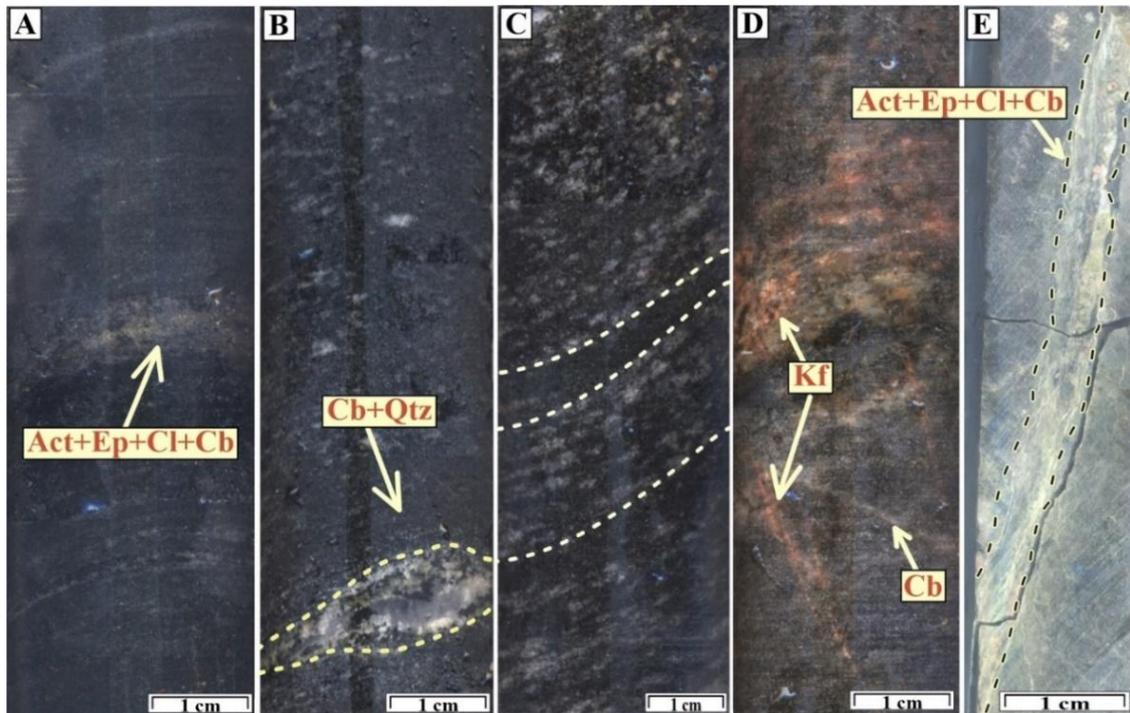


Figura 16- Feições mesoscópicas representativas de anfibolito. A: bolsões levemente esverdeados referentes à alteração propilítica fissural. B: bolsão centimétrico de carbonato e quartzo associados. C: anfibolito com evidência de trama milonítica relativa ao cisalhamento. D: alteração potássica pervasiva e fissural, além de carbonática fissural. E: anfibolito com coloração esverdeada, resultante da alteração propilítica fissural e pervasiva. (Act–actinolita, Cb–carbonato, Cl–clorita, Ep–epídoto, Qtz–quartzo, Kf–feldspato potássico).

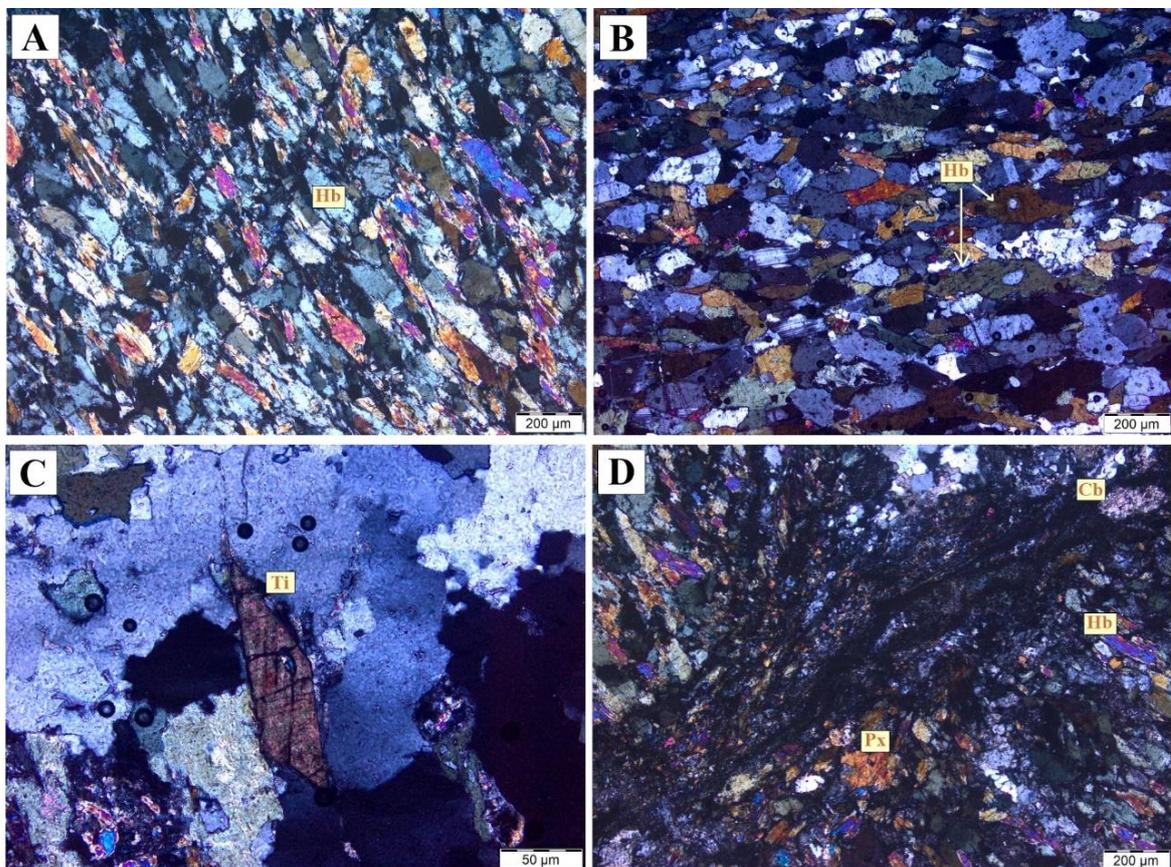


Figura 17- Aspectos petrográficos microscópicos representativos do anfibolito. A e B: textura nematoblástica formada pela orientação de plagioclásios e anfibólio. C: titanita com faces bem formadas em associação com quartzo hidrotermal, característico de silicificação. D: anfibolito afetado por alterações hidrotermais carbonática e argílica. (Cb–carbonato, Hb–hornblenda, Px–piroxênio, Ti–titanita).

8.1.3 Alteração hidrotermal presente nas rochas metamórficas

As rochas metamórficas presentes no bloco sul exibem tipos e estilos variados de alterações hidrotermais que usualmente estão associados aos estágios prógrado e retrógrado do metamorfismo, bem como mostram superposição de alterações hidrotermais oriundas das rochas vulcânicas e plutônicas tardias que serão discutidas nos tópicos seguintes. O gnaiss granodiorítico milonítico tem volume maior de alterações e mineralização em comparação ao anfibolito. O primeiro evento hidrotermal conta com as alterações potássica, propilítica, sericítica e silicificação (Fig. 18a-d). A superposição de alterações associadas às rochas vulcânicas e plutônicas isotrópicas mostra os tipos propilítica, sericítica, silicificação, argílica intermediária e avançada, além de carbonatação (Fig. 18e-j).

A alteração potássica ocorre de modo pervasivo e fissural somente no gnaiss granodiorito milonítico. Apresenta cristais de microclínio e biotita (Fig. 19a), onde os microclínios constituem cristais subdiomórficos, de granulação fina, com contatos suturados entre si e com os outros minerais presentes na rocha e geminação do tipo xadrez ou tartan. As biotitas ocorrem como cristais xenomórficos, de granulação fina e apresentam contatos irregulares ou suturados.

Ainda no gnaiss granodiorito milonítico ocorrem duas gerações de alteração propilítica (Fig. 18b, e), referentes ao primeiro e segundo evento hidrotermal, respectivamente. Enquanto o anfibolito conta somente com a primeira geração de alteração propilítica (Fig. 18b), relativa à percolação de fluidos hidrotermais ao longo de zonas de cisalhamento. As duas gerações de alteração propilítica ocorrem de modo pervasivo e fissural. A principal diferença entre as alterações propilíticas associadas aos dois eventos se dá pela intensidade e forma de deposição da assembleia mineral, dada por actinolita, epidoto, clorita e carbonato. Em relação ao primeiro evento, a alteração propilítica ocorre de modo pervasivo e fissural, com a colocação de cristais de epidoto de granulação fina, xenomórficos, espaçados e dispostos ao longo de fissuras na rocha (Fig. 19 b). Em contraste, os epidotos relativos ao segundo evento, ocorrem como agregados de cristais bem desenvolvidos (Fig. 19c). Os demais minerais, tais quais actinolita, clorita e carbonato, ocorrem semelhantemente em relação aos dois eventos, com cristais finos, xenomórficos, dispostos principalmente nas bordas de plagioclásios pretéritos. O halo de alteração propilítica relativo ao segundo evento hidrotermal ocorre de modo pervasivo e fissural, com cristais de magnetita (Fig. 18e).

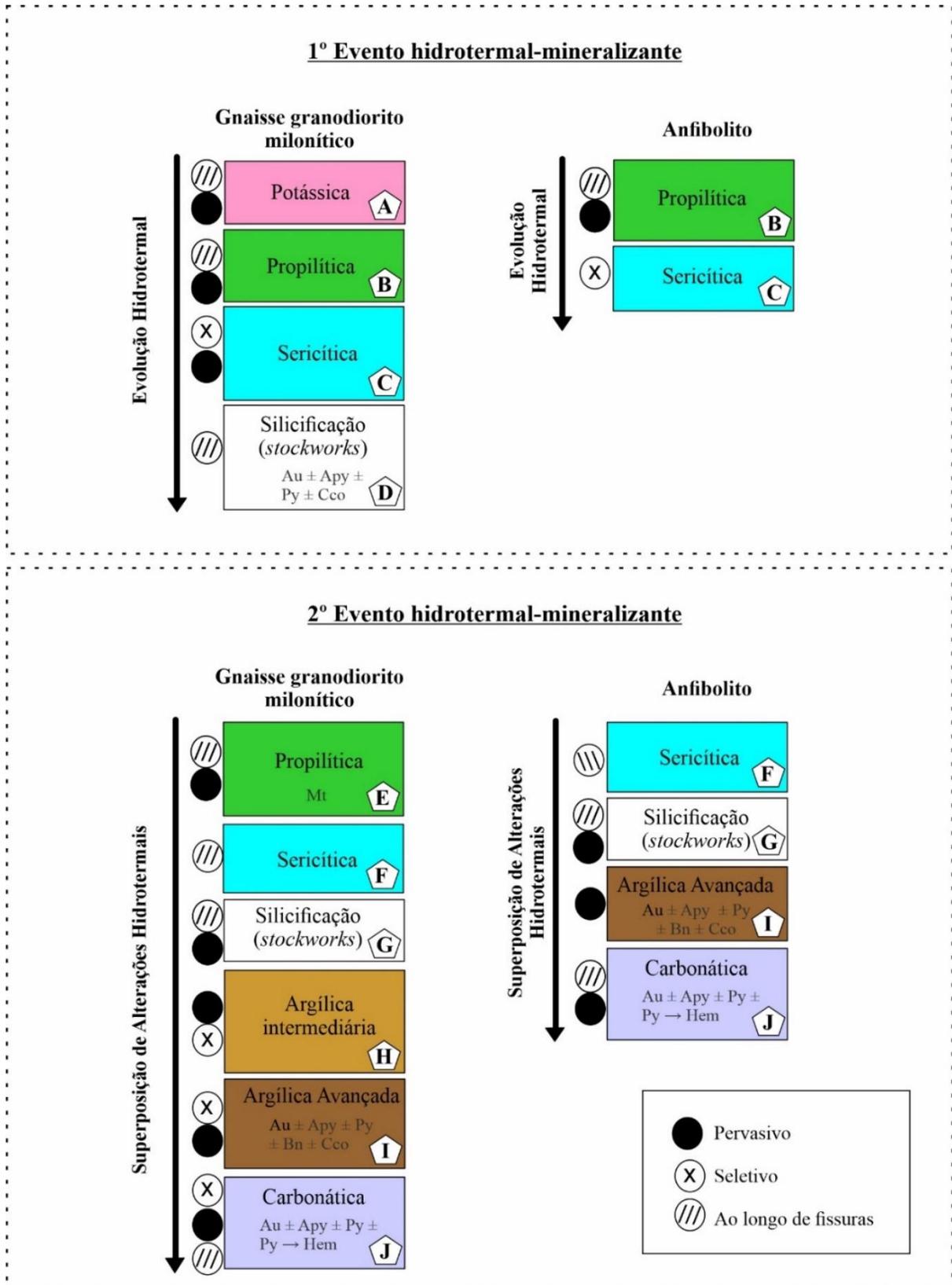


Figura 18- Esquema representativo das alterações hidrotermais presentes nas rochas metamórficas do bloco sul. (Siglas: Apy- arsenopirita, Au -ouro, Bn – bornita, Cco – calcopirita, Hem – hematita, Mt – magnetita, Py – pirita, Ti – titanita).

As rochas metamórficas do bloco sul mostram ambas gerações da alteração sericítica, relativa aos dois eventos hidrotermal-mineralizantes (Figs. 18c,f). A primeira geração de sericita ocorre de modo pervasivo em rocha e pervasivo seletivo em plagioclásio. Ao passo que a segunda conta com o preenchimento fissural de muscovita e carbonato associados, onde ambos ocorrem como cristais xenomórficos de granulação fina (Figs. 19d,e). Por vezes, a alteração sericítica ocorre concordante com a foliação milonítica e conta com ripas de muscovita com cores de interferência alta e granulação fina (Fig. 19f).

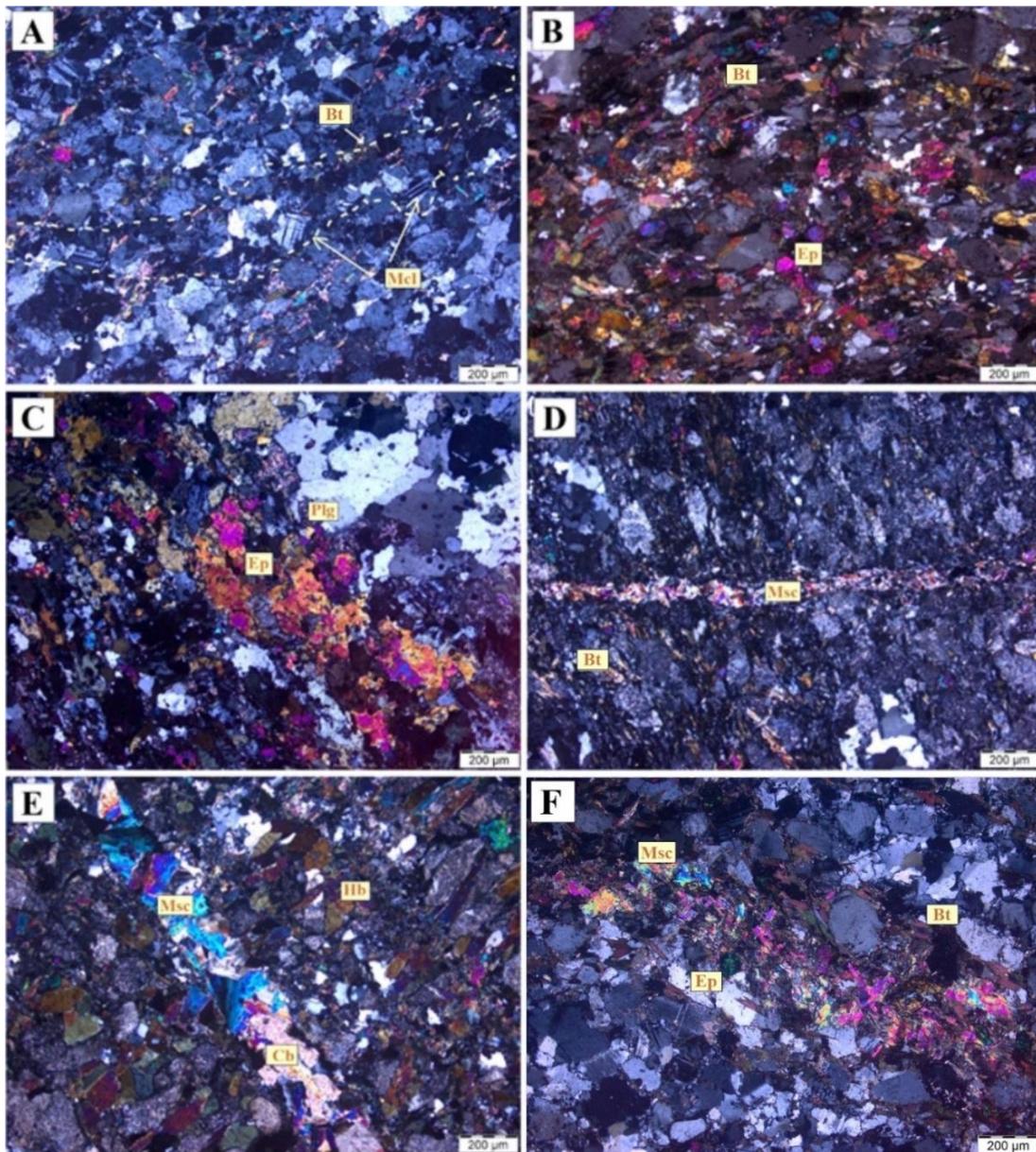


Figura 19- Alterações hidrotermais presentes nas rochas metamórficas. A: alteração potássica em gnaiss granodiorítico milonítico, com cristais de microclínio e finas lamelas de biotita. B: alteração propilítica em gnaiss granodiorito milonítico, com finos cristais de epídoto dispostos nos espaços fissurais da rocha. C: alteração propilítica em anfibolito, com o desenvolvimento de agregados de epídotos. D e E: alteração sericítica pervasiva seletiva em plagioclásio (1º evento) e fissural (2º evento) em gnaiss granodiorito milonítico e anfibolito, respectivamente. F: alteração sericítica concordante com a foliação em gnaiss granodiorito milonítico. (Cb-carbonato, Bt-biotita, Ep-epídoto, Hb-hornblenda, Mcl-microclínio, Msc-muscovita, Plg-plagioclásio).

O halo de silicificação (Fig. 20) ocorre nos dois eventos hidrotermais-mineralizantes. Essa alteração foi essencial para a precipitação de minério ao desenvolver veios e vênulas em padrão *stockwork* em ambos os eventos. As porções recristalizadas das rochas metamórficas, relativas ao primeiro evento contam com mineralizações de ouro, arsenopirita, pirita e calcopirita, que ocorrem disseminadas ao longo da foliação milonítica (Fig. 18d). Em relação à silicificação relativa ao segundo evento hidrotermal, somente apresentam mineralizações quando as porções silicificadas estão sobrepostas pela alteração argílica avançada, que produz mineralizações de ouro, arsenopirita, pirita, bornita e calcopirita (Fig. 18g, i). Ambas gerações de silicificação apresentam mineralogia dada por quartzo e sílica criptocrystalina que ocorrem como agregados microcristalinos (Fig. 20a). Os cristais de quartzo apresentam granulção fina e contatos variando entre irregular e reto (Fig. 20b).

As demais alterações presentes nas rochas metamórficas são restritas ao segundo evento hidrotermal. O halo de alteração argílica intermediária é dada pelo aspecto “sujo” dos minerais, impondo-lhes cor marrom (Figs. 20c, d). Na petrografia, o critério de separação da alteração argílica intermediária e avançada é relativo à intensidade de transformação e natureza dos argilominerais formados. Assim, a alteração argílica avançada exibe um aspecto empoeirado mais intenso (Fig. 20e, f). Ambas as alterações argílicas ocorrem em estilo pervasivo em rocha e pervasivo seletivo em cristais de plagioclásio (Fig. 18h, i). Em relação às mineralizações, quando há a sobreposição de silicificação por alteração argílica avançada, ocorre a precipitação de ouro, arsenopirita, bornita, calcopirita e pirita, além da alteração de magnetita para titanita. O ouro resultante dessa sobreposição de alterações hidrotermais constitui minério de alto teor (até 39,4 g/t nos intervalos analisados). Assim, as zonas de *stockwork* são excelentes sítios de precipitação e mostram a eficiência da superposição de eventos mineralizantes.

A alteração carbonática (Figs. 20a, b) ocorre no estilo pervasivo, pervasivo seletivo em cristais de plagioclásio e fissural. A carbonatização ocorre pela associação de carbonato e clorita nessas rochas, sendo o primeiro predominante. Nesse halo de alteração hidrotermal ocorre ouro, arsenopirita e pirita, além da transformação de pirita para hematita (Fig. 18j).

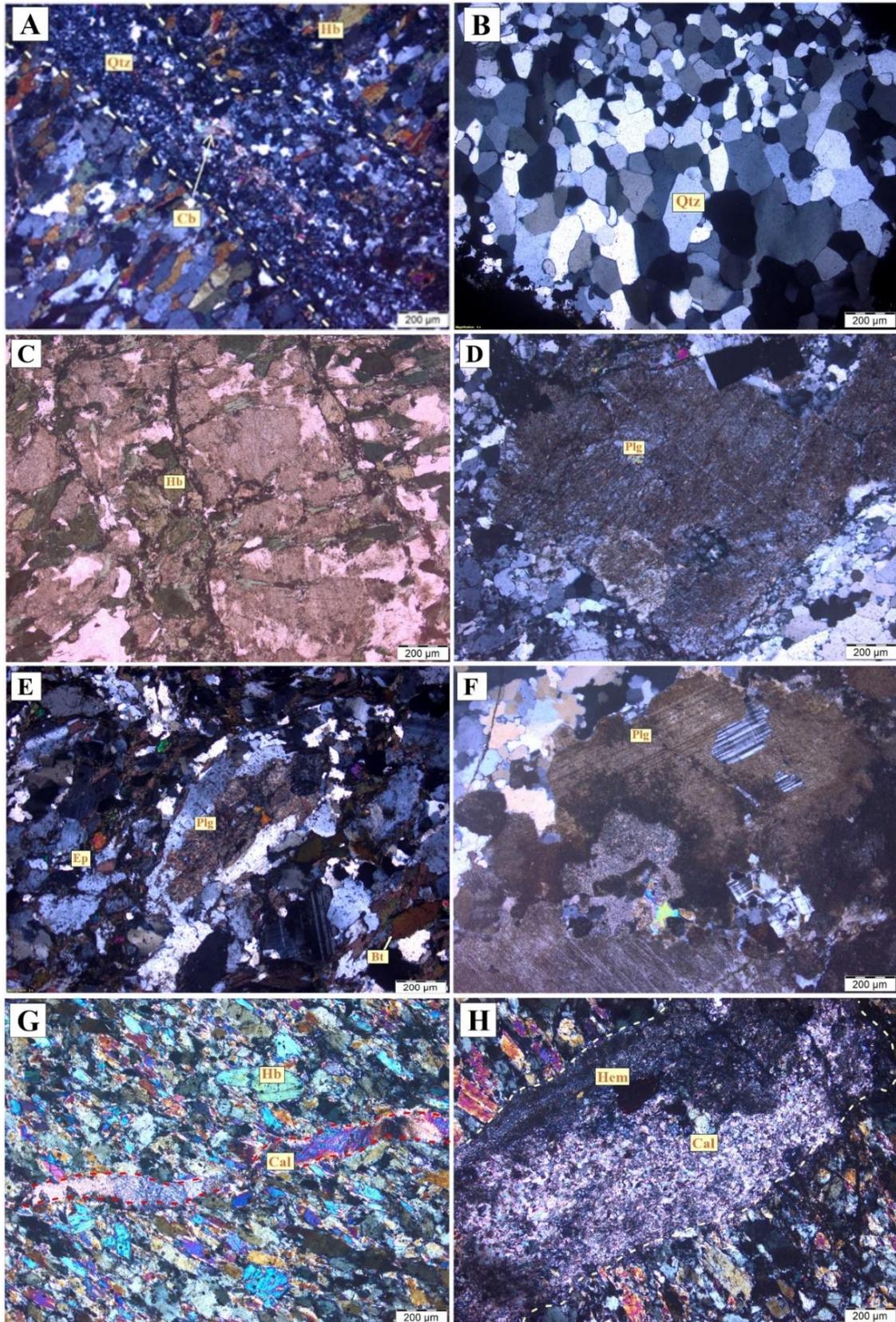


Figura 20- Alterações hidrotermais presentes nas rochas metamórficas do bloco sul. A: sílica criptocristalina com carbonatação no centro, em anfíbolito. B: zona de *stockwork* com cristais de quartzo bem desenvolvidos e de contatos retos. C: alteração argílica intermediária pervasiva em anfíbolito. D: alteração argílica intermediária pervasiva em gnaisse granodiorito milonítico. E: alteração argílica avançada pervasiva seletiva em plagioclásio, dada em gnaisse granodiorítico milonítico. F: alteração argílica intermediária pervasiva. A: alteração carbonática em estilo fissural, discordante à trama nematoblástica, dada em anfíbolito. B: alteração carbonática pervasiva, com cristais de hematita associados. (Bt–biotita, Cb–carbonato, Cal–calcita, Ep–epidoto, Hb–hornblenda, Hem–hematita, Plg–plagioclásio).

8.1.4 Microscopia do minério contido nas rochas metamórficas

As mineralizações presentes nas rochas metamórficas ocorrem em zonas com alterações dos tipos silicificação, argílica avançada e carbonática (Fig. 18). No bloco sul, a superposição das alterações hidrotermais atesta para a existência de ao menos dois eventos hidrotermais, onde as mineralizações formadas durante o primeiro evento estariam vinculadas ao halo de alteração de silicificação (Fig. 18d) e, durante o segundo, aos halos de alteração propilítica, argílica avançada e carbonática (Figs. 18e,i, j).

A primeira atividade hidrotermal-mineralizante contou com a formação de ouro, arsenopirita, pirita e calcopirita. Ela ocorre em estilo disseminado ao longo da foliação milonítica (S1) e em porções com interferência de silicificação (Figs. 21a,b). Em geral, forma cristais xenomórficos, de granulação submilimétrica (0,1 mm) e dispostos ao longo das porções silicificadas.

Em relação às mineralizações referentes ao segundo evento hidrotermal, o halo de alteração propilítica contou com a formação de magnetita nas rochas metamórficas (Fig. 18e). Posteriormente, houve percolação de fluidos hidrotermais que originaram alteração argílica avançada (Fig. 18i, Fig. 20c). Ela constitui uma das alterações de maior importância para essas rochas com a formação de porções silicificadas que é um excelente sítio para a precipitação de ouro de alto teor (até 10,1 g/t nos intervalos analisados), além de arsenopirita, pirita, bornita, calcopirita e da substituição de magnetita por titanita. O ouro presente nesse contexto tem cor amarelo-dourado, reflectância alta e granulação fina (0,1 mm), além de ocorrer como filetes alongados e irregulares (Figs. 20d,e). A arsenopirita ocorre como cristais de cor branca, com granulação fina (0,2–1,5 mm), geralmente associada com ouro, apresenta faces planas e hábito colunar (Fig. 21c). Os cristais de calcopirita, bornita e pirita revelam texturas de substituição, apresentando diversas cavidades decorrentes da percolação de fluidos posteriores (Fig. 21f). A calcopirita tem dimensão de 0,2 mm e ocorre com indícios de oxidação na superfície. A bornita possui cor rosa-claro e granulação entre 0,1 e 0,5 mm. Esses sulfetos ocorrem associados ao longo das alterações hidrotermais. Por fim, a pirita ocorre intensamente substituída, com cavidades em toda a superfície mineral, possui granulação variando entre 0,2 e 0,5 mm e cor amarela.

A interferência da alteração argílica avançada também foi responsável pela precipitação de ouro e arsenopirita, em processos de substituição de hornblenda pretérita (Figs. 21g,h).

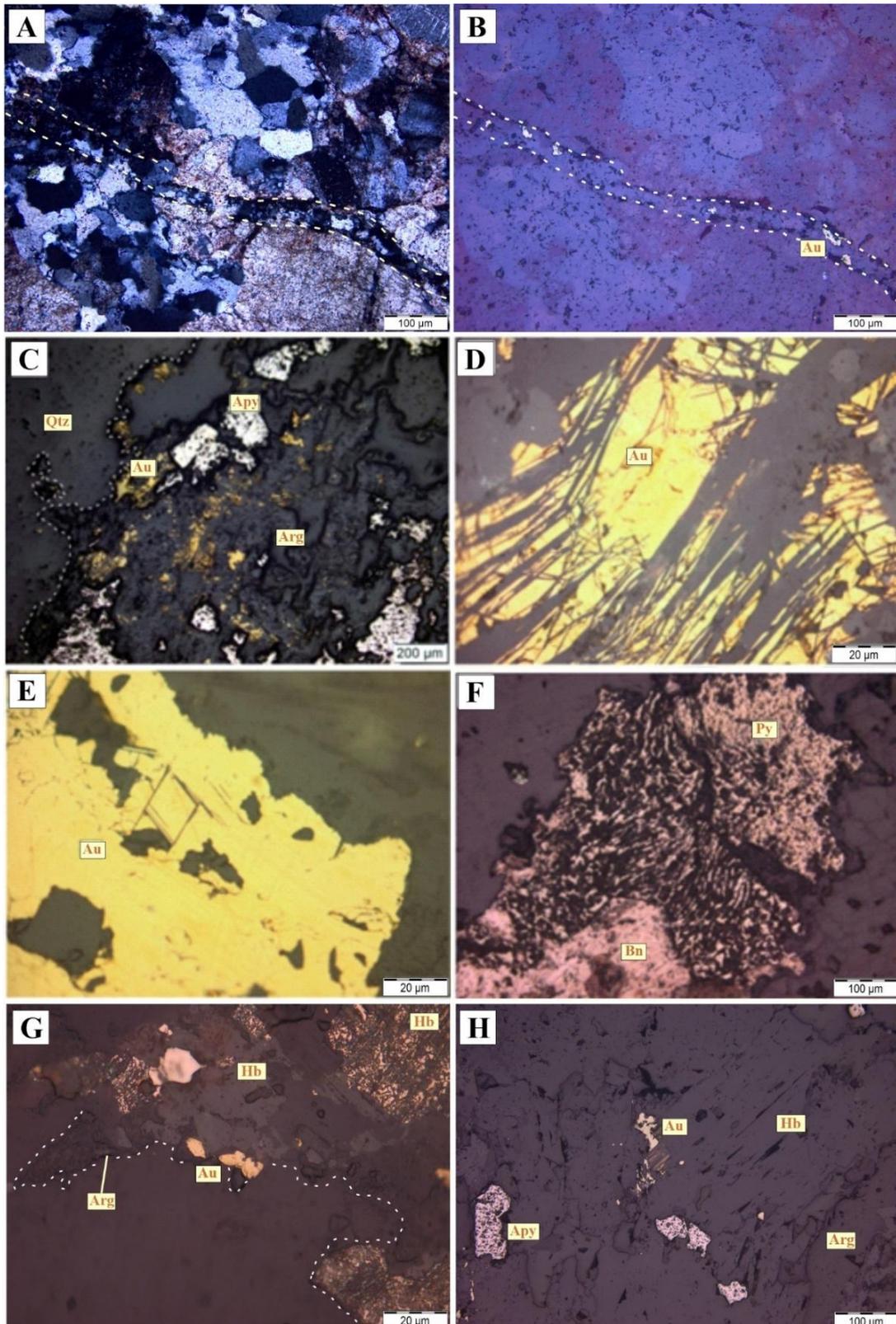


Figura 21- Mineralizações presentes nas rochas metamórficas do bloco sul, imagens sob luz refletida, exceto a primeira. A: vênula de sílica criptocristalina em gnaiss granodiorito milonítico. B: mineralizações auríferas ao longo de vênula com alteração de silicificação. C: alteração argílica avançada em veio de quartzo tipo *stockwork*, com mineralizações de ouro e arsenopirita. D: mineralizações com formato alongado e irregular, que constituem filetes de ouro em halo de alteração argílica avançada sobrepondo veio de quartzo. E: ouro nativo. F: mineralizações em veio de quartzo com sobreposição de alteração argílica avançada, constituem bornita e pirita com texturas de substituição intensas. G: halo de alteração argílica avançada com ouro resultantes da substituição de hornblendas. H: precipitação de ouro e arsenopirita em hornblendas, dada em halo de alteração argílica avançada. (Arg–argilominerais, Apy–arsenopirita, Bn–bornita, Hb–hornblenda, Qtz–quartzo, Py–pirita).

Outra zona de alteração importante nessas rochas é referente à carbonatização, que mostra ouro, arsenopirita, pirita e a substituição de pirita por hematita (Fig. 18j). O ouro presente nesse halo de alteração é submilimétrico (0,1 mm), de cor amarelo dourado e hábito xenomórfico (Fig. 22a). Os cristais de arsenopirita são tabulares, xenomórficos e dispostos ao longo de veios e bolsões de carbonato (Fig. 22b). A pirita (0,2–0,5 mm) apresenta cor branco creme, hábito cúbico, reflectância média e está frequentemente oxidada para hematita, no halo de alteração carbonática (Fig. 22c, d). A hematitização da pirita é frequentemente pervasiva, com a formação de cristais de hematita de cor cinza amarelado (sob luz refletida), de reflectância baixa, birreflectância fraca e extinção anisotrópica. Exibe cor vermelho sob luz natural (Fig. 22d). Nas rochas metamórficas mais afetadas por essa alteração houve a precipitação de ouro com teores que variam de 0,016 a 0,513 g/t.

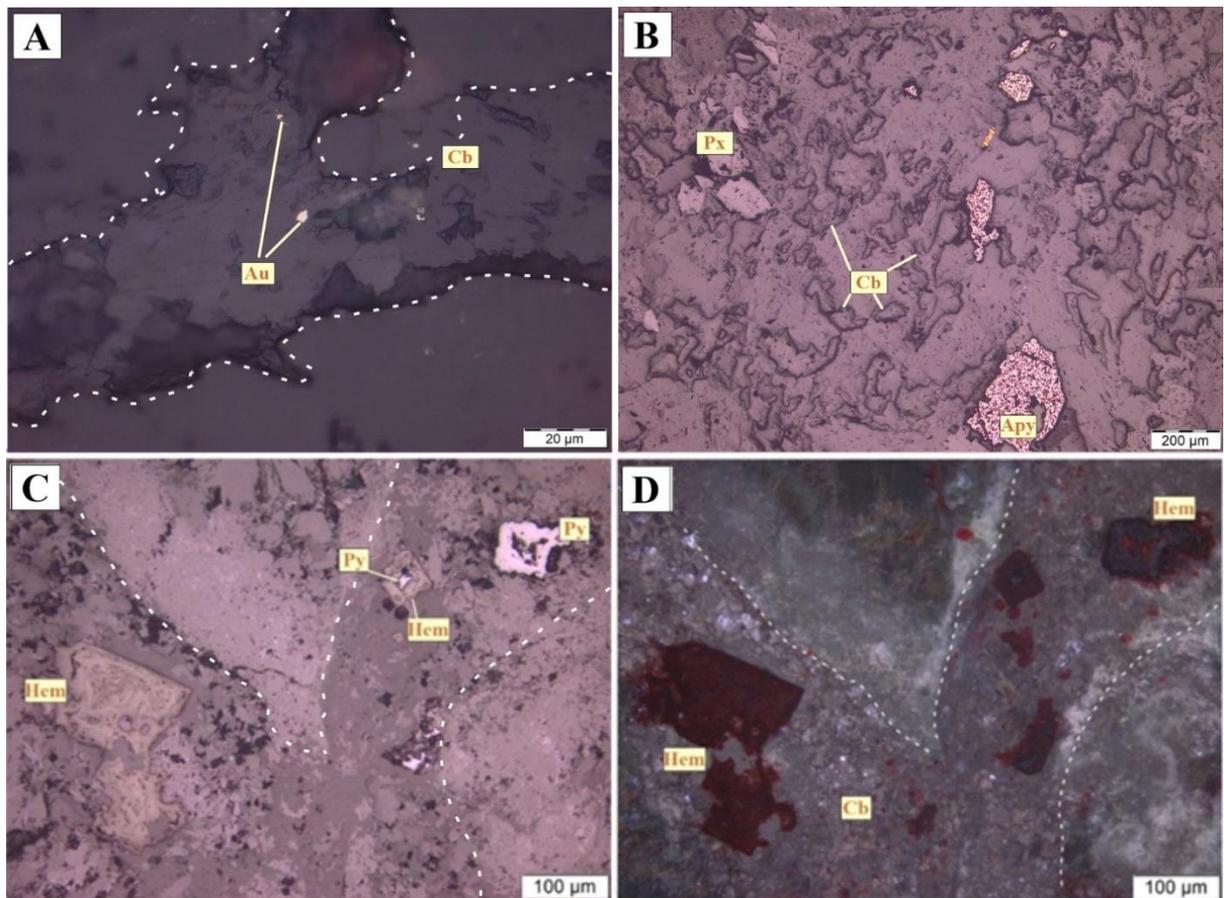


Figura 22- Mineralizações presentes nas rochas metamórficas do bloco sul, imagens sob luz refletida, exceto a última, que está sob luz natural. A: micropartículas de ouro em meio a veio de carbonato hidrotermal. B: cristais de arsenopirita em meio a alteração carbonática. C e D: halo de alteração carbonática com cristais de pirita substituídos por hematita. (Apy–arsenopirita, Cb–carbonato, Hem–hematita, Px–piroxênio).

8.2 ROCHAS VULCÂNICAS E PLUTÔNICAS ISOTRÓPICAS

O conjunto de rochas vulcânicas e plutônicas isotrópicas presentes no bloco sul apresenta sobreposição de oito alterações hidrotermais distintas, tais quais: potássica, propilítica, sericítica, clorítica, silicificação, argílica intermediária, argílica avançada e carbonática. Assim, em relação à classificação dessas rochas, foi resgatada a análise modal de Souza (2021) para as rochas do bloco norte do depósito Volta Grande. Segundo o autor, essas rochas compreendem fluxos de lava e diques de dacito, riodacito e riolito, associados a quartzo monzonito, granodiorito, monzodiorito e subordinado microgranito. Em geral, as rochas do bloco sul apresentam uma sequência completa de alterações hidrotermais, que ocorrem em diversos estilos e contém mineralizações auríferas de teor superior ao das rochas metamórficas (de 0,008 a 38,2 g/t nos intervalos analisados).

8.2.1 Rochas plutônicas

Os granitoides descritos para o bloco norte (Souza 2021) apresentam granulação média a grossa, com textura local porfirítica, cor variável entre cinza-médio e cinza-escuro. A análise composicional atestou para quartzo monzonito, granodiorito, monzodiorito e subordinado microgranito (Fig. 23). São rochas holocristalinas, com índice de minerais máficos variando de 15 a 27%, constituídos por hornblenda (2,9–29,4%) e biotita (0,2–9%). Em geral, as rochas vulcânicas e plutônicas isotrópicas presentes no bloco sul do depósito, apresentam maior intensidade de alterações hidrotermais.

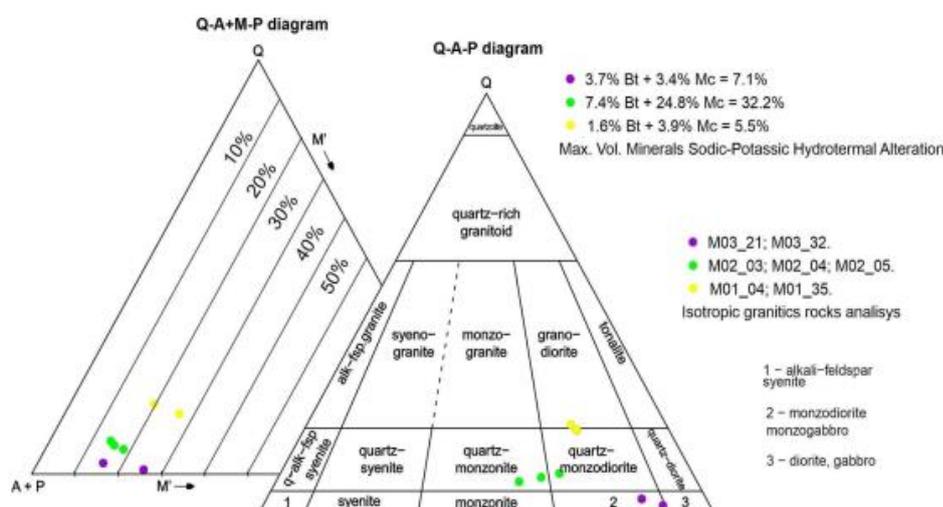


Figura 23- Diagramas Q-A-P com os dados das análises modais nos granitoides isotrópicos representativos dos furos de sondagem do bloco norte do depósito Volta Grande. Diagrama Q-(A+P)-M contendo a variação de minerais máficos nas rochas granitoides isotrópicas (Souza 2021). (Bt–biotita, Mc–microclínio)

No bloco sul do depósito, as rochas plutônicas isotrópicas apresentam cores rosa, vermelho, verde, marrom e branco (Fig. 24), decorrentes das alterações hidrotermais aqui presentes. Ao microscópico raramente apresentam minerais essenciais primários, porém quando presentes revelam cristais parcialmente preservados de plagioclásio e feldspato potássico associados a quartzo. As alterações hidrotermais aqui presentes serão abordadas nos tópicos seguintes.

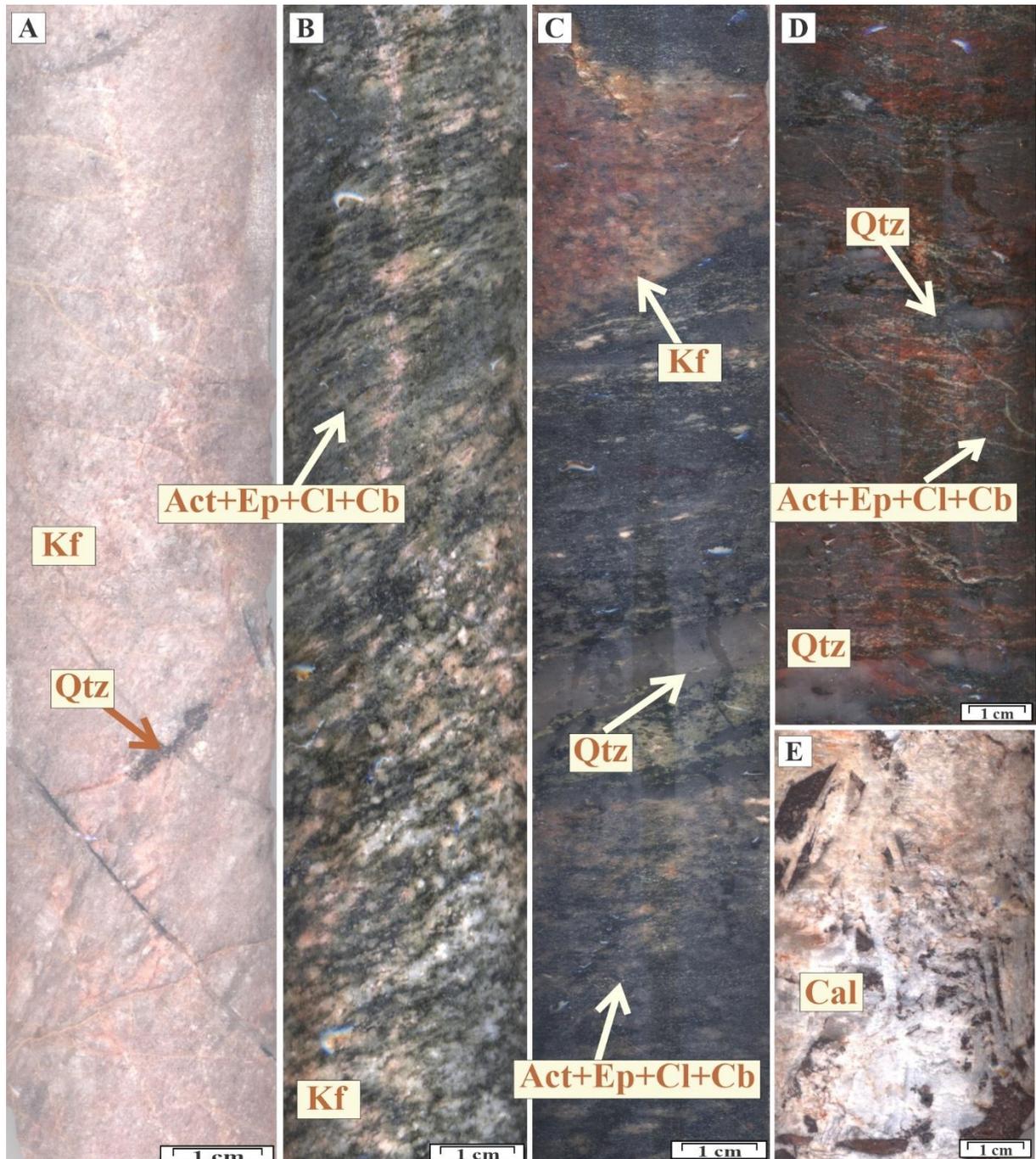


Figura 24- Rochas plutônicas isotrópicas representativas do bloco sul do depósito Volta Grande. A: granitoide com intensa alteração potássica pervasiva e fissural. B: alterações potássica, propilítica e carbonática em rocha plutônica. C: alterações potássica, propilítica e silicificação em rocha plutônica isotrópica. D: associações intensas de alterações hidrotermais dos tipos potássica pervasiva, propilítica fissural e argílica avançada pervasiva. E: bolsão de calcita plaçoide e hematita. (Act–actinolita, Cal–calcita, Cb–carbonato, Cl–clorita, Ep–epídoto, Kf–microclínio, Qtz–quartzo).

8.2.2 Rochas vulcânicas

Segundo Souza (2021), as rochas vulcânicas isotrópicas descritas no bloco norte constituem fluxos de lava de composições dacítica, riodacítica e riolítica. São rochas holocristalinas de cor variável entre cinza claro, preto a vermelho claro. Revelam textura porfirítica e matriz microlítica (Figs. 25a, b), dada por finos cristais tabulares de plagioclásio, ou felsofírica, formada pelo intercrescimento de finos cristais anedrais de feldspato potássico e quartzo.

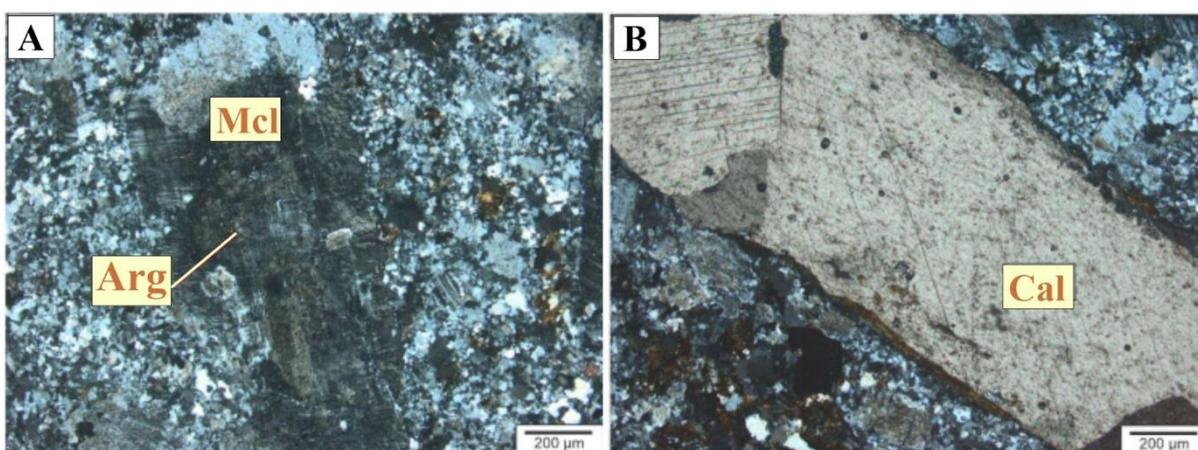


Figura 25- Aspectos texturais microscópicos representativos das rochas vulcânicas presentes no bloco norte do depósito aurífero Volta Grande. A: riodacito porfirítico com matriz microlítica quartzo-feldspática parcialmente preservado. B: carbonatização em riodacito porfirítico. (Arg–argilominerais, Cal–calcita, Mcl–microclínio)

No bloco sul, devido aos sucessivos fluxos hidrotermais, a cor dessas rochas é alterada para rosa, bege, cinza e vermelho (Fig. 26). As alterações hidrotermais presentes nas rochas vulcânicas foram responsáveis pela modificação completa da mineralogia primária. Nas análises microscópicas, essas rochas apresentam somente a superposição de alterações, como exemplos (Fig. 27): a superposição de alterações carbonática em alteração sericítica; a carbonatização sobrepondo a alteração argílica avançada; a relação de superposição dada por propilitização e carbonatização; bem como a superposição de alteração carbonática em potássica. Os exemplos citados aqui, correspondem a um conjunto de variedades de superposições de alterações hidrotermais. As particularidades dessas alterações hidrotermais e sua íntima relação com as mineralizações de ouro e sulfeto estão descritas nos tópicos seguintes.

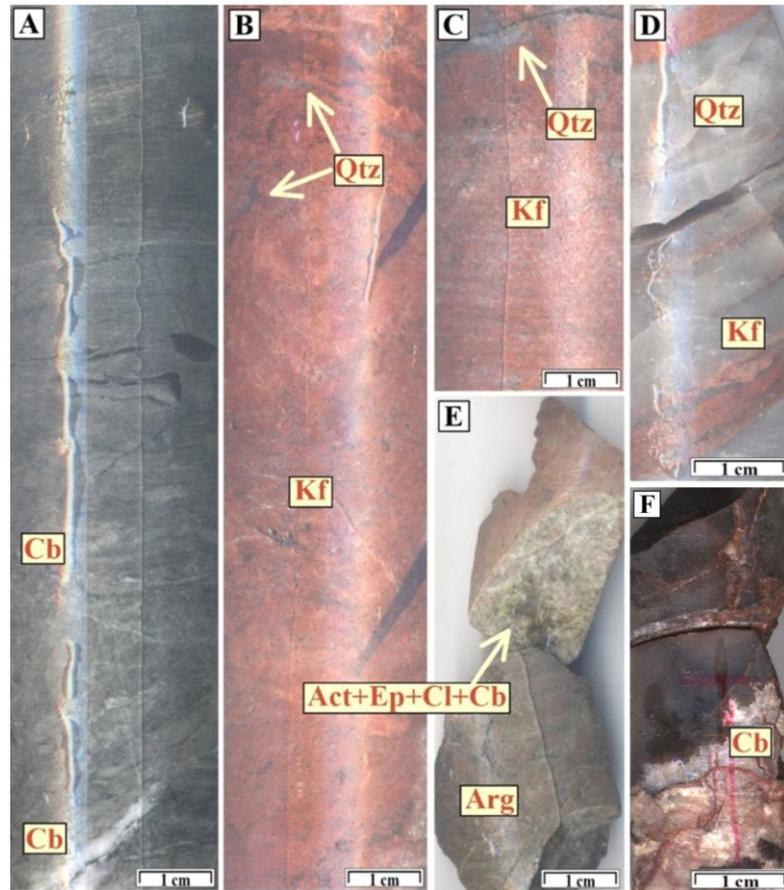


Figura 26- Vulcânicas isotrópicas representativas do bloco sul do depósito Volta Grande. A: alteração carbonática fissural em dacito. B e C: alteração potássica pervasiva e silicificação fissural em vulcânica porfírica. D: alteração potássica fissural e associada a veio de quartzo centimétrico. E: alteração argílica pervasiva seccionada por propilítica fissural em vulcânica afânica. F: calcita placóide em vulcânica intermediária. (Act–actinolita, Arg–argilominerais, Cb–carbonato, Cl–clorita, Ep–epídoto, Kf–microclínio, Qtz–quartzo)

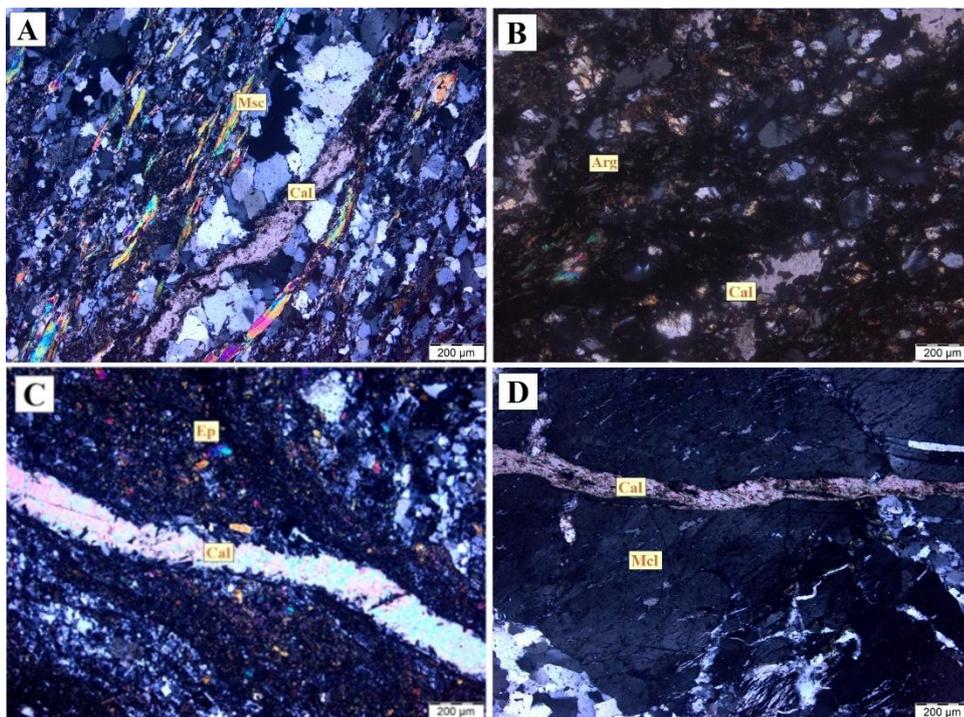


Figura 27- Sobreposições de alterações hidrotermais nas rochas vulcânicas presentes no bloco sul. A: sericitização → carbonatação. B: argílica avançada → carbonatação. C: propilítica → carbonatação. D: potássica → carbonatação. (Arg–argilominerais, Cal–calcita, Ep–epídoto, Mcl–microclínio, Msc–muscovita).

8.2.3 Alteração hidrotermal

As rochas plutônicas e vulcânicas exibem diversos tipos e estilos de alteração hidrotermal. Apresentam sequência que inicia com alteração potássica e finaliza com a carbonatação que foram responsáveis pela precipitação de ouro e sulfetos em diferentes estágios hidrotermais (Fig. 28).

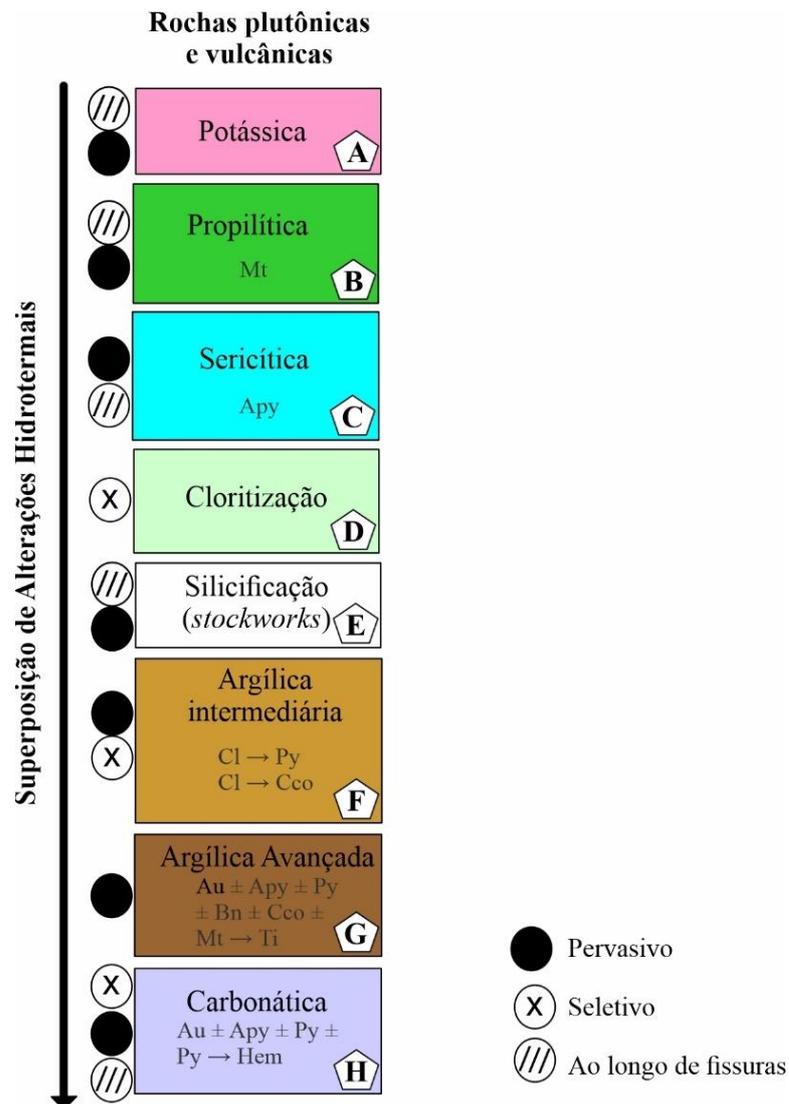


Figura 28- Esquema representativo das alterações hidrotermais presentes nas rochas plutônicas e vulcânicas do bloco sul. (Apy–arsenopirita, Bn–bornita, Cco–calcopirita, Cl–clorita, Hem–hematita, Mt–magnetita, Py–pirita, Ti–titanita).

A sequência hidrotermal mineralizante inicia com a alteração potássica, que forma cristais de microclínio xenomórficos, de granulação fina, por vezes porfíricos e ocorrem geralmente com geminação *tartan* descontínuo ou ausente (Fig. 29a, b). A alteração propilítica (Fig. 28b) é formada pela associação de epidoto, clorita e carbonato nessas rochas. Esse halo de alteração hidrotermal apresenta cristais bem desenvolvidos, com ocorrência de modo

pervasivo e fissural (Fig. 29c). Os cristais de epidoto (Fig. 29d, e) presentes nesse halo de alteração apresentam relevo moderado, cor amarelo pálido e granulação fina (0,3 mm), porém formam agregados em porções de maior intensidade hidrotermal. As cloritas ocorrem como cristais de coloração azulada, hábito lamelar, localmente alongado (Fig. 28f).

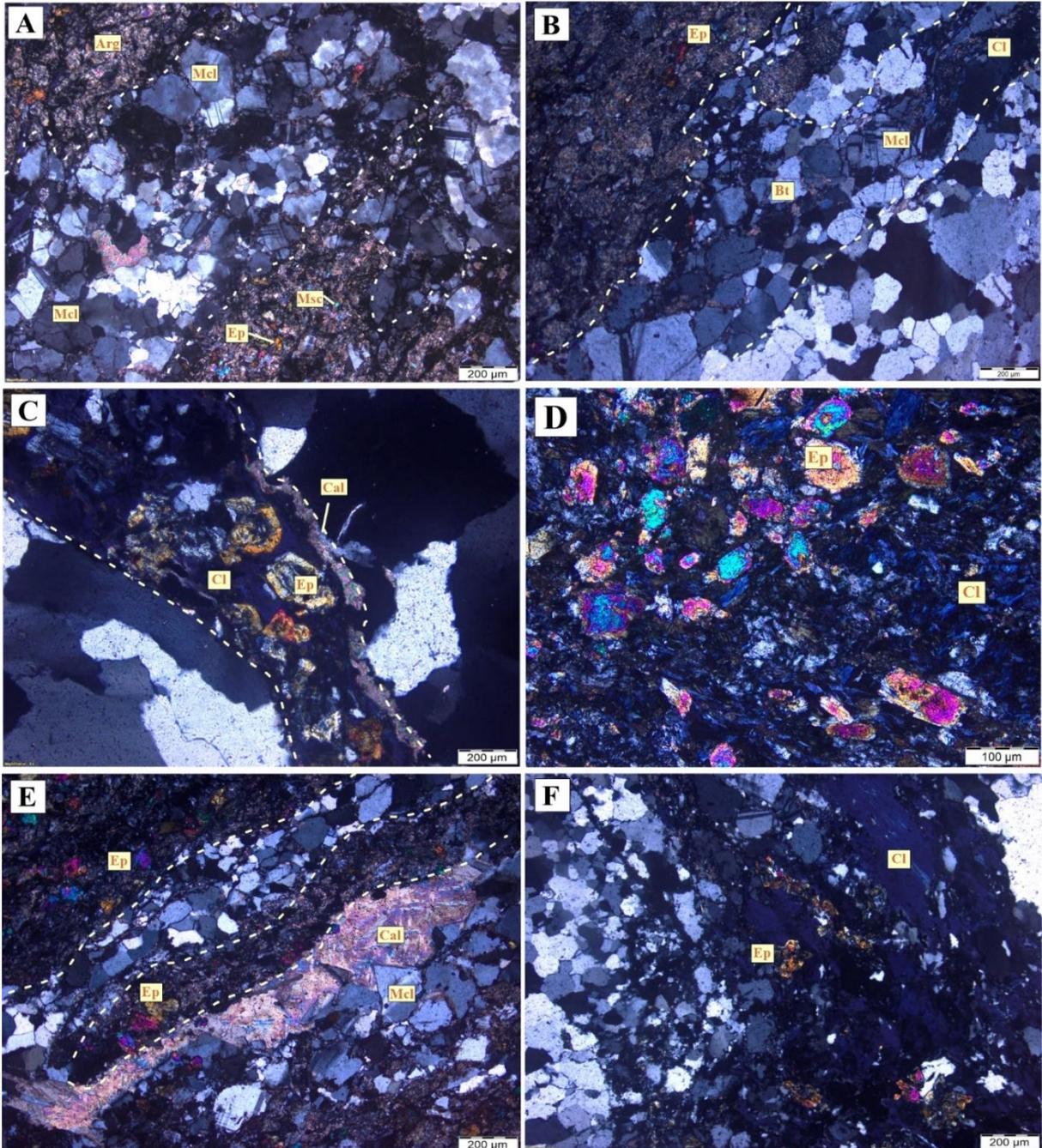


Figura 29- Alterações hidrotermais presentes nas rochas isotrópicas do bloco sul do depósito Volta Grande. A: alteração potássica pervasiva sobreposta por sericitítica. B: alteração potássica sobreposta por propilítica e argílica avançada. C: alteração propilítica fissural, com o desenvolvimento de cristais bem desenvolvidos ao longo de condutos na rocha. D: alteração propilítica pervasiva, com o predomínio de epidoto em relação às cloritas. E: alteração propilítica pervasiva e fissural, com carbonatação posterior. F: alteração propilítica pervasiva, com a formação de “massas” de clorita azul com epidotos. (Arg–argilominerais, Bt–biotita, Cal–calcita, Cl–clorita, Ep–epidoto, Mcl–microclínio, Msc–muscovita)

A sericitização (Fig. 28c) constitui uma alteração hidrotermal intensa para as rochas desse grupo, onde podem ocorrer de modo pervasivo, fissural e pervasivo seletivo em feldspatos. Esse halo de alteração hidrotermal é definido pela associação de carbonato e micas brancas, neste caso muscovita. Sob nicóis cruzados, apresentam cores de interferência altas, variando em tons de azul e verde (Fig. 30 a-d). Quando essa alteração se faz presente de modo pervasivo total em rocha, ocorre a formação de agregados minerais extensos (Fig. 30b). Fissuralmente, essa alteração ocorre seccionando minerais pretéritos, como os cristais de microclínio resultante da alteração potássica já descrita (Fig. 30d).

A cloritização esteve presente nessas rochas de modo pervasivo seletivo em cristais de microclínio e plagioclásios anteriores (Fig. 28d). O processo de cloritização inicia das bordas para o centro, substituindo feldspatos por clorita verde (Fig. 30e). Essa alteração se configura como uma etapa importante do processo mineralizante presente nessas rochas, uma vez que, constitui um halo de alteração hidrotermal, que quando sobreposto pela alteração argílica intermediária (Fig. 28f), apresenta substituição das cloritas por ouro, arsenopirita e calcopirita (Fig. 30g, h). Dessa forma, a cloritização constitui parte de um importante sítio para a precipitação de mineralizações. A silicificação ocorre nessas rochas como veios e vênulas hidrotermais e, em geral, é constituída por quartzo e sílica criptocristalina, com indícios visíveis de intensa recristalização (Fig. 30b).

Alteração argílica avançada (Fig. 28g) ocorre no estilo pervasivo e se caracteriza como uma alteração intensa que obliterou totalmente os minerais pretéritos por onde seus fluidos formadores percolaram (Fig. 31a-d). A alteração argílica avançada possui grande importância para mineralizações de ouro e sulfetos nessas rochas, uma vez que, o contato desse halo de alteração com porções silicificadas, dadas predominantemente por vênulas e veios de quartzo em padrão *stockwork*, resulta na precipitação de ouro de alto teor e sulfetos. Por fim, a alteração carbonática (Fig. 28f) constitui a última fase do hidrotermalismo relativo ao segundo evento, onde sobrepõe todas as mineralizações descritas anteriormente. Em geral, pode ocorrer desde agregados mais finos até grandes placas de carbonato, além de apresentar variações quanto o grau de cristalização desses minerais. A carbonatação é pervasiva, pervasiva seletiva em plagioclásio, fissural e como placas de calcita (Figs. 31e-h). Em relação à mineralização presente nesse halo de alteração, ocorrem calcita e clorita. O halo de alteração carbonática representa grande importância para a precipitação de ouro, pirita e arsenopirita, além da substituição de pirita para hematita.

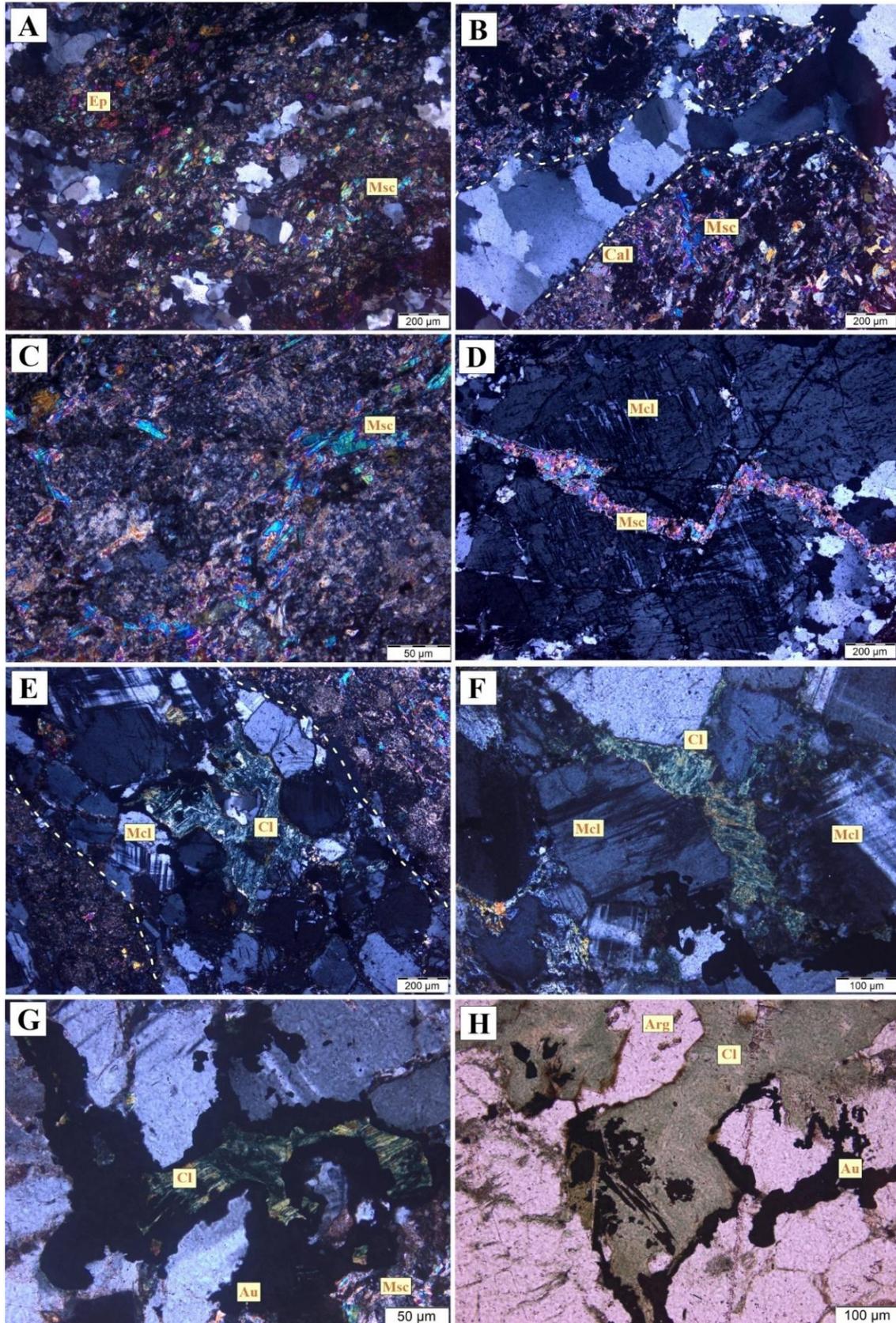


Figura 30- Alterações hidrotermais presentes no conjunto de rochas vulcânicas e plutônicas do depósito Volta Grande. A: sericitização e propilitização pervasivas. B: alteração sericítica e silicificação pervasivas. C: sericitização pervasiva. D: alteração sericítica fissural seccionando cristais de microclínio. E: alteração carbonática sobreposta por alteração sericítica, ambas pervasivas, bem como a gênese de cloritas a partir dos feldspatos. F: cloritização pervasiva. G e H: mineralizações em clorita hidrotermal devido à percolação de alteração argílica intermediária. (Arg–argilominerais, Cal–calcita, Cb–carbonato, Cl–clorita, Ep–epídoto, Mcl–microclínio, Msc–muscovita).

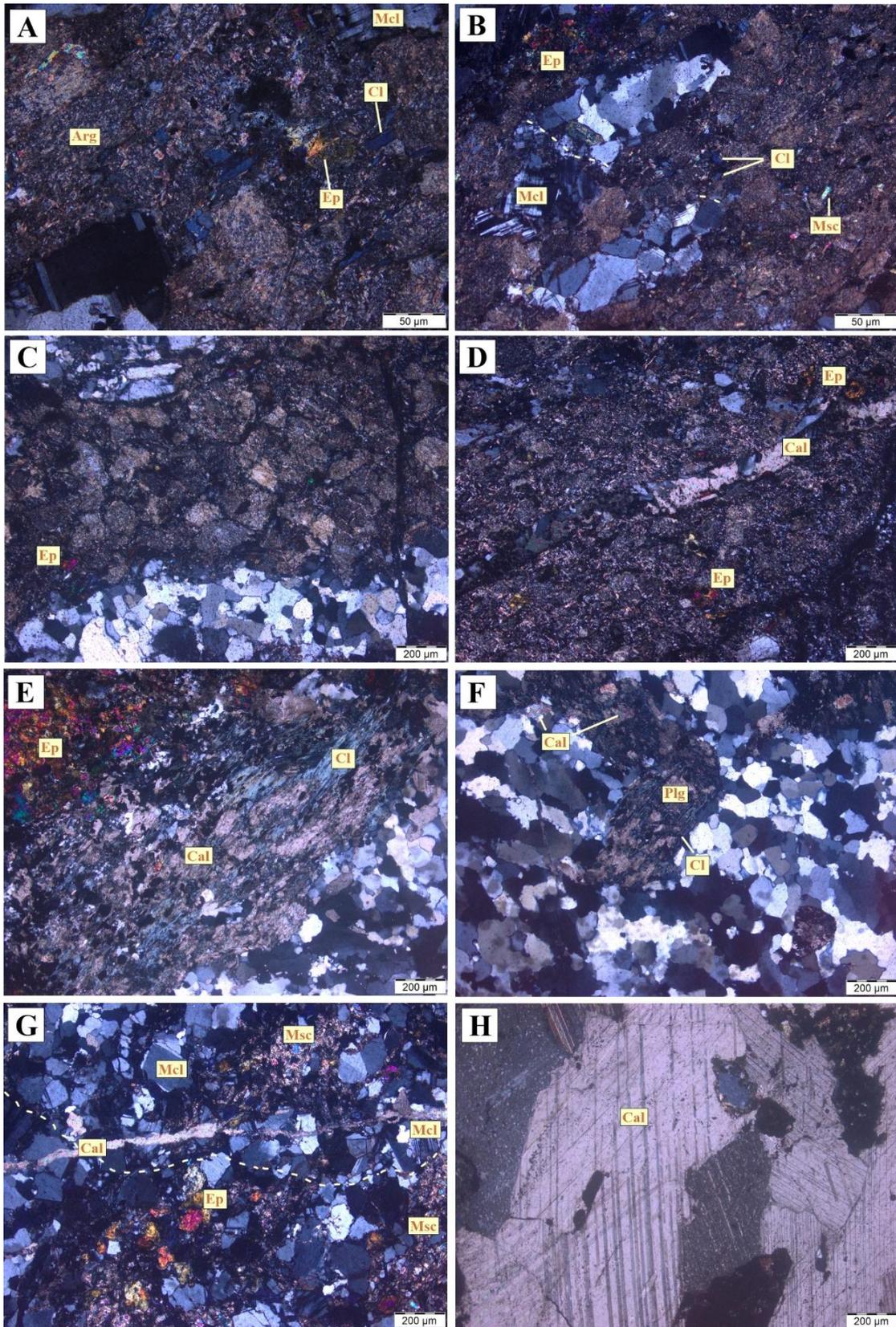


Figura 31- Alterações hidrotermais presentes no conjunto de rochas vulcânicas e plutônicas do depósito Volta Grande. A: argílica avançada sobrepondo alterações hidrotermais pretéritas, com resquícios de epidoto, clorita e muscovita. B: argílica avançada sobrepondo alteração potássica. C: faixas de cristais totalmente obliterados por alteração argílica avançada. D: alteração carbonática fissural sobrepondo alteração argílica avançada. E: propilítica e carbonatização pervasiva. F: carbonatação pervasiva seletiva de cristais de plagioclásio, com associação de cristais de clorita e carbonato. G: alteração carbonática fissural, propilítica e sericitica pervasivas. (Arg–argilominerais, Cal–calcita, Cl–clorita, Cb–carbonato, Ep–epidoto, Mcl–microclínio, Msc–muscovita).

8.2.4 Microscopia de minérios

As mineralizações presentes nas vulcânicas e plutônicas isotrópicas são relativas aos halos de alteração propilítica, sericítica, argílica intermediária, argílica avançada e carbonatação (Fig. 28). As magnetitas formadas durante a alteração propilítica ocorrem como grãos arredondados, de granulação fina (0,2 mm) e com substituição em coroa de titanitas (Fig. 32a, b). No halo de sericitização as muscovitas ocorrem como cristais grossos (3 mm), com cores de interferência altas e hospedam arsenopirita (Fig. 32c). Sob luz refletida, a arsenopirita ocorre como cristais finos (0,7 mm), de hábito tabular, de cor creme com “manchas” amareladas (Fig. 32d). Esses minerais apresentam texturas de substituição, provavelmente referente à percolação de fluidos posteriores que promoveram a desestabilização mineral.

As mineralizações referentes ao halo de alteração argílica intermediária (Fig. 28f) precipitam quando em interação com cloritas hidrotermais (Fig. 28d). Nesse contato, a clorita é substituída, das bordas para o centro, por ouro e calcopirita (Fig. 32e). A alteração argílica avançada (Fig. 28g, Fig. 32f) se mostrou eficiente para a precipitação de ouro, pirita, arsenopirita, bornita e calcopirita, em rochas anteriormente submetidas ao processo de silicificação.

A alteração carbonática constitui um halo de alteração hidrotermal essencial para a precipitação de ouro, arsenopirita, pirita, bem como a substituição de pirita para hematita (Fig. 28h). As cloritas presentes nesse halo de alteração ocorrem com processo de substituição para pirita coloidal (Fig. 32g). Por sua vez, a pirita coloidal apresenta substituição para hematita (Fig. 32h).

No bloco sul do depósito Volta Grande foram estudados quatro furos de sondagem denominados VVD 156, VVGD443, VVGD 699 e VVGD 688, referentes aos alvos Grande, Pequi e Itatá. A seção esquemática desses perfis está representada na Figura 33. Em geral, os alvos estudados apresentaram misturas de tipos de rochas e sobreposição de alterações hidrotermais. O contato das rochas metamórficas com as rochas isotrópicas ocorre em várias profundidades, sendo os intervalos analisados raramente compostos por uma única litologia.

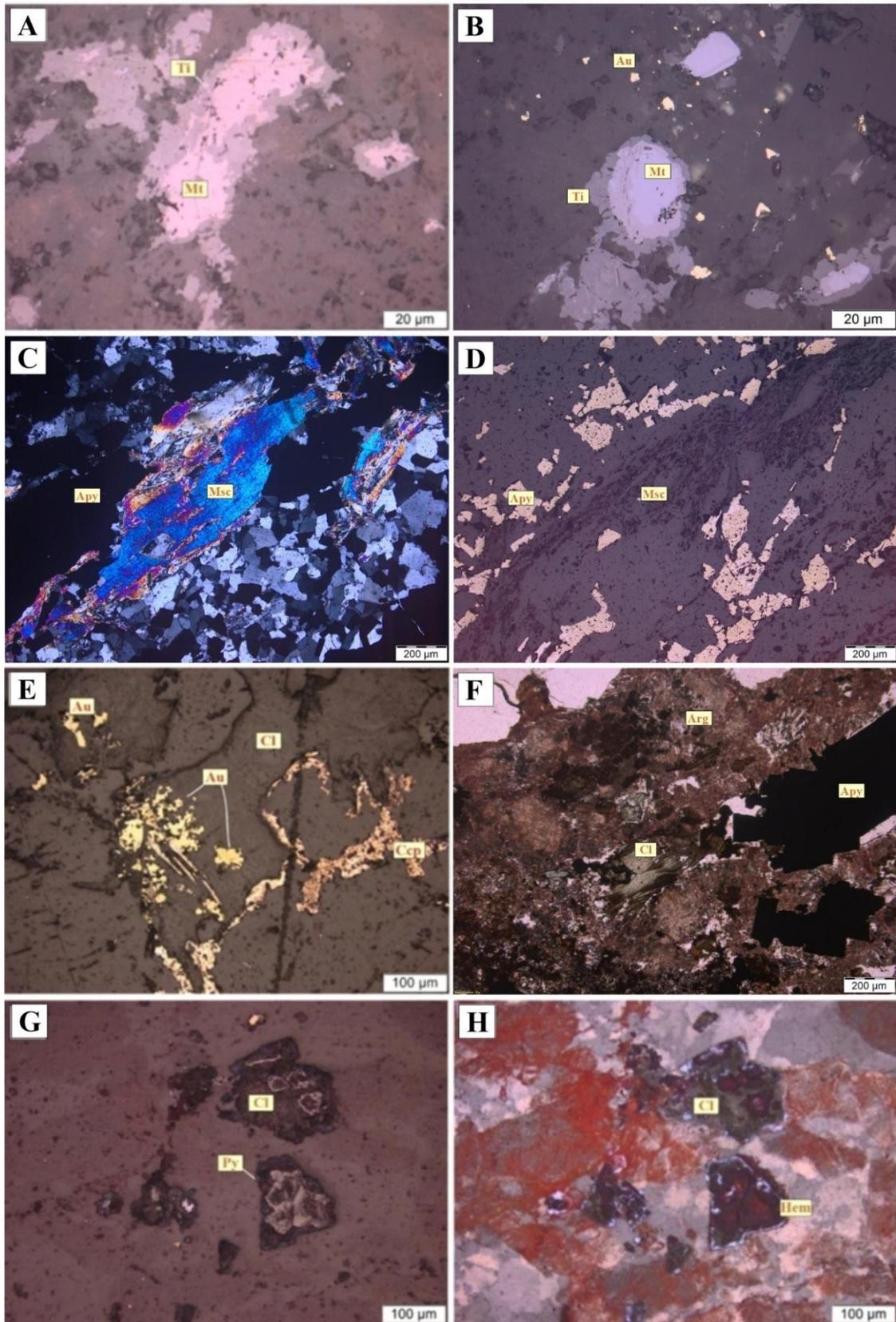


Figura 32- Mineralizações presentes nas rochas vulcânicas e plutônicas do bloco sul do depósito Volta Grande. A e B: processo de substituição de magnetita para titanita com ouro associado. C: lamelas de muscovitas e arsenopiritas associadas em halo de alteração sericítica (luz transmitida). D: arsenopiritas com indícios de destabilização mineral. E: mineralizações de ouro e calcopirita resultantes da interferência entre cloritas hidrotermais e alteração argílica intermediária. F: halo de alteração argílica avançada com arsenopiritas bem desenvolvidas. G: substituição de clorita hidrotermal para pirita coloidal. H: substituição de pirita coloidal para hematita. (Apy–arsenopirita, Arg–argilominerais, Cl–clorita, Hem–hematita, Mt–magnetita, Msc–muscovita).

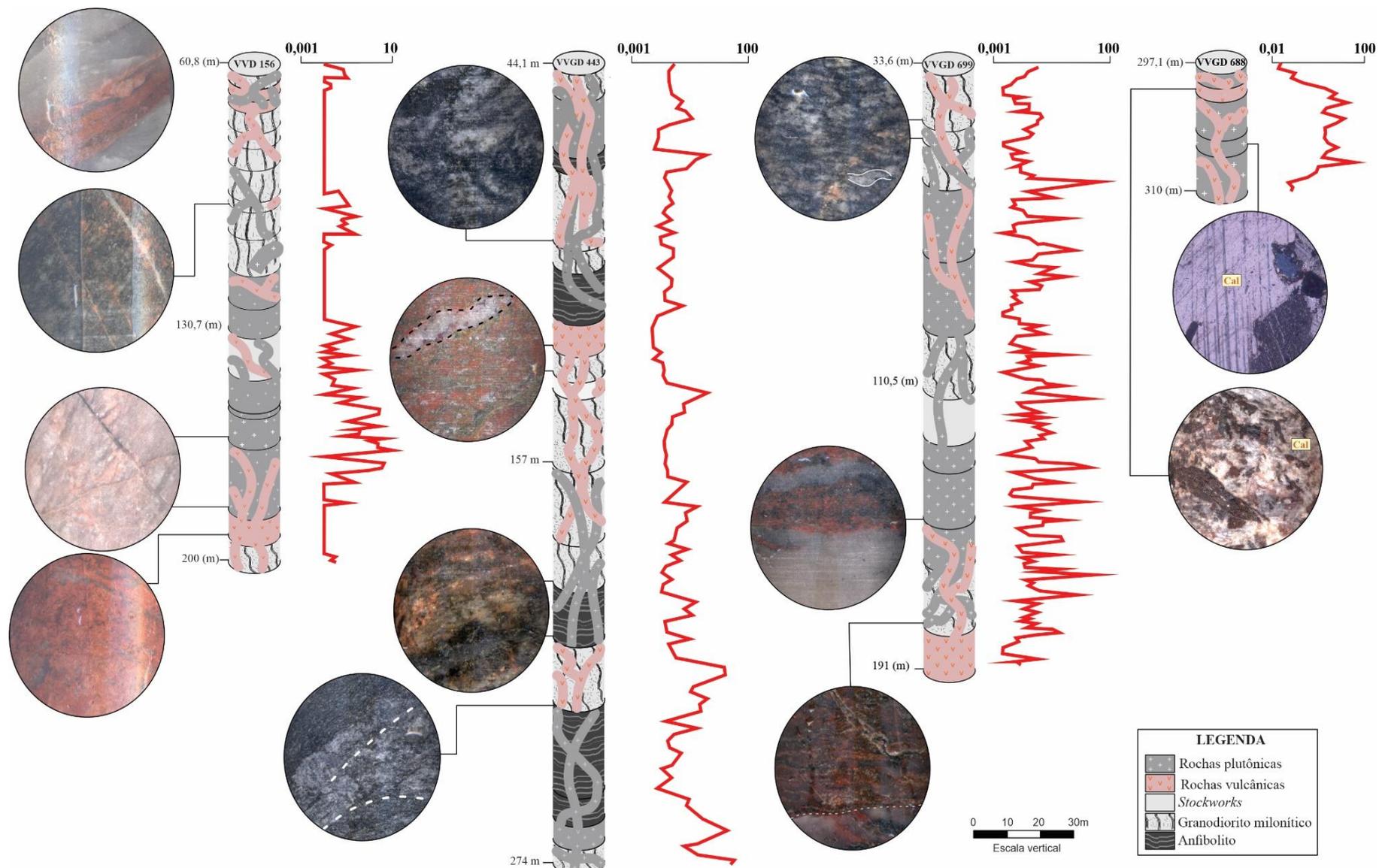


Figura 33- Integração dos perfis estratigráficos (VVD-156, VVGD-443, VVGD-699 e VVGD-688) relativos aos alvos Pequi, Grande e Itatá, estudados no bloco sul do depósito Volta Grande. A maioria dos segmentos de furo de sondagem apresentam mistura de litologias metamórficas e isotrópicas.

9 ESPECTROSCOPIA POR INFRAVERMELHO VNIR–SWIR

A espectroscopia por infravermelho permitiu a identificação dos minerais e misturas de minerais que constituem as paragêneses dos diferentes processos metamórficos e magmático-hidrotermais atuantes no bloco sul do depósito Volta Grande. Parte da mineralogia aqui identificada também foi registrada no bloco norte (Paresqui 2024), porém com menor variedade mineralógica. Nas rochas do bloco norte há 57 fases minerais, enquanto no bloco sul ocorrem ao menos 102 fases. Em geral, foram definidas paragêneses minerais referentes ao metamorfismo prógrado e retrógrado, além de fases secundárias oriundas da percolação de fluidos hidrotermais atuantes nas rochas metamórficas e isotrópicas tardias. As fases relacionadas a eventos intempéricos são diminutas e não foram abordadas na discussão.

9.1 INTERPRETAÇÃO DOS ESPECTROS DE ACORDO COM LITOLOGIA

9.1.1 Metamórficas

9.1.1.1 gnaiss granodiorítico milonítico

Essas rochas são produtos de diferentes fases de metamorfismo e de alterações hidrotermais, ocorre inicialmente recristalização dinâmica em fácies de anfibolito (Souza *et al.* 2024), seguida pela superposição de alterações hidrotermais associadas a um segundo evento mineralizante. Essa litologia ocorre nos alvos VVD-156, VVGD-699 e VVGD-443. A espectroscopia VNIR–SWIR nessas amostras foi direcionada para observar os espectros com as respostas mais recorrentes, cujos resultados foram organizados em tabelas e empilhados para ilustrar as fases e a cristalinidade dos minerais com compatibilidade superior a 80%.

9.1.1.1.1 Alvo VVD-156

O alvo VVD-156 (Tabela 1) teve um mineral de cada espectro empilhado, iniciando com a comparação do espectro de referência caulinita (CM9), com espectro M06-01. O espectro M06-04 foi comparado com o da alunita (HS295) e o M06-05 com o mineral montmorillonita (CM20), como observado na Figura 34.

Tabela 1- Fases minerais de amostras de gnaiss granodiorítico milonítico do alvo VVD-156 identificados no *Spectragryph 1.2*, com a utilização dos padrões de Kokaly *et al.* (2017).

Amostra/Espectro	Mineralogia	Classificação
M06-01	<i>Antigorite</i>	gnaiss granodiorítico milonítico
	<i>Glaucophane</i>	
	<i>Halloysite</i>	
	<i>Kaolinite</i>	
	<i>Opal</i>	
M06-04	<i>Alunite</i>	gnaiss granodiorítico milonítico
	<i>Chlorite</i>	
	<i>Clinochlore</i>	
	<i>Fassaite</i>	
	<i>Glaucophane</i>	
M06-05	<i>Aragonite</i>	gnaiss granodiorítico milonítico
	<i>Chert</i>	
	<i>Montmorillonite</i>	
	<i>Nontronite</i>	
	<i>Phlogopite</i>	
M06-06	<i>Antigorite</i>	gnaiss granodiorítico milonítico
	<i>Calcite</i>	
	<i>Clinochlore</i>	
	<i>Glaucophane</i>	
	<i>Ulexite</i>	
M06-07	<i>Almandine</i>	gnaiss granodiorítico milonítico
	<i>Arsenopyrite</i>	
	<i>Chert</i>	
	<i>Lizardite</i>	
	<i>Serpentine</i>	
M06-08	<i>Chalcopyrite</i>	gnaiss granodiorítico milonítico
	<i>Chert</i>	
	<i>Chlorite</i>	
	<i>Muscovite</i>	
	<i>Phlogopite</i>	
M06-09	<i>Almandine</i>	gnaiss granodiorítico milonítico
	<i>Chlorite</i>	
	<i>Clinochlore</i>	
	<i>Epidote</i>	
	<i>Glaucophane</i>	
M06-10	<i>Almandine</i>	gnaiss granodiorítico milonítico
	<i>Clinochlore</i>	
	<i>Fassaite</i>	
	<i>Grossular</i>	
	<i>Wollastonite</i>	
M06-19	<i>Antigorite</i>	gnaiss granodiorítico milonítico
	<i>Chlorite</i>	
	<i>Clinochlore</i>	
	<i>Glaucophane</i>	
	<i>Jadeite</i>	

Em geral, os espectros apresentaram absorções no campo do *SWIR*. O mineral caulinita (*Kaolinite_CM9*) foi correlacionado com a amostra M06-01, onde apresentou absorções em torno de ~1400, ~1900 nm e em ~2150 nm, nos campos OH, H₂O e AlOH, respectivamente, além de uma sutil absorção em CO₃. A alunita (*Alunite_HS295*) foi correlacionada com o espectro M06-04 e apresenta quatro pontos distintivos para a sua determinação. O primeiro é dado pela dupla absorção em OH, entre os comprimentos de onda ~1420 e ~1460 nm, bem como a sutil absorção em torno de 1875 nm, que indica água estrutural (H₂O) no retículo cristalino. Outra absorção é vista em torno de ~2150 nm (AlOH). A amostra M06-05 foi correlacionada com o mineral montmorillonita (*Montmorillonite_CM20*) e apresenta feições diagnósticas, como absorções assimétricas em ~1420 nm (próximo a OH) e em ~1910 nm na região da água cristalina.

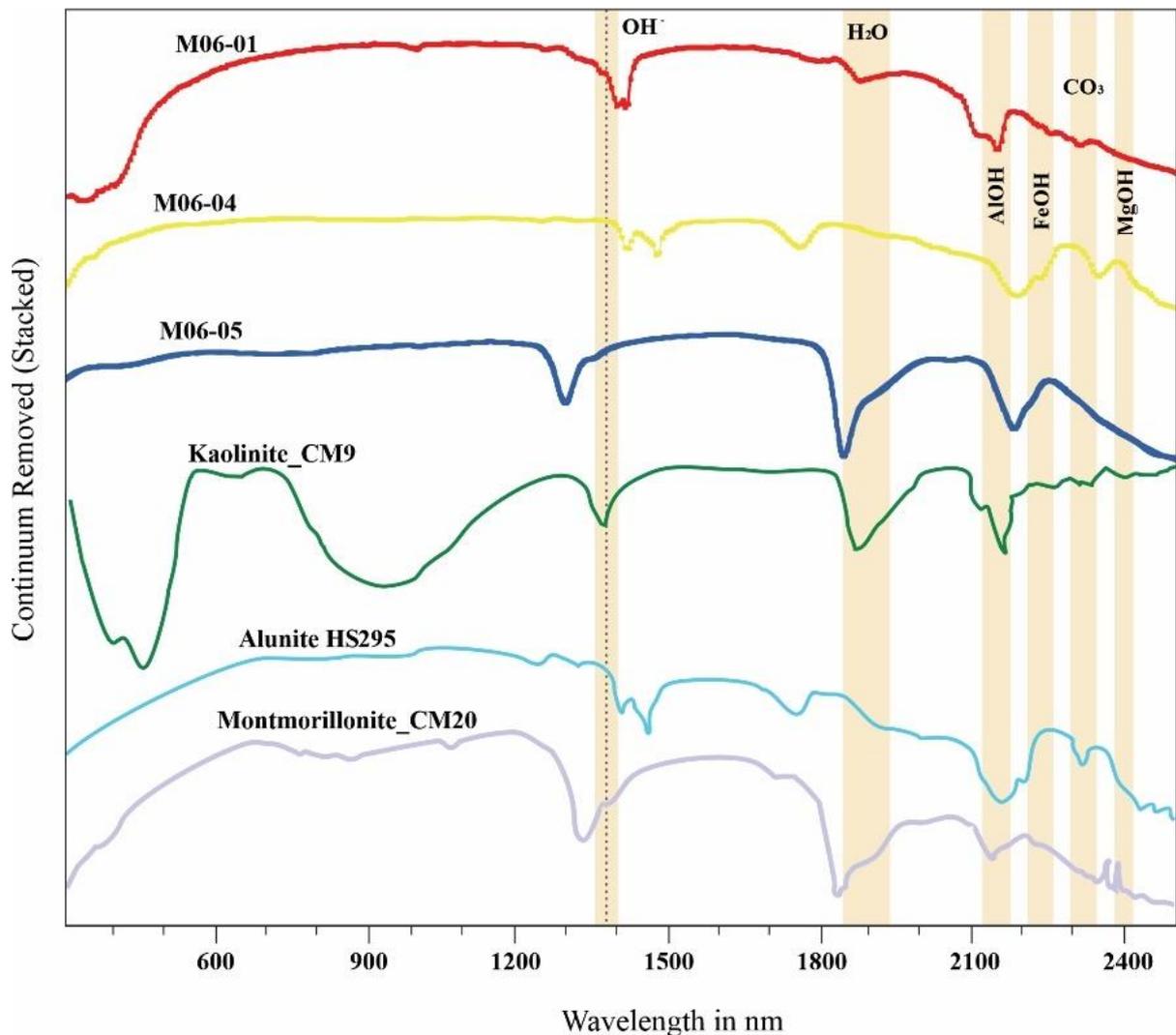


Figura 34- Espectros obtidos para o gnaiss granodiorito milonítico do alvo VVD-156, com as absorções características da caulinita, alunita e montmorillonita, assim como os íons e elementos que influenciam as respostas espectrais obtidas. Os padrões espectrais foram retirados da biblioteca espectral de Kokaly *et al.* (2017).

A calcita (*Calcite_WS272*) foi atrelada ao espectro M06-06 (Fig. 35), revelando absorção diagnóstica de CO_3 . A serpentina (*Serpentine_HS328.6*) foi relacionada ao espectro M06-07 e mostrou absorções em torno de ~ 1400 nm e ~ 2300 nm, na região de OH e CO_3 , respectivamente (Fig. 35).

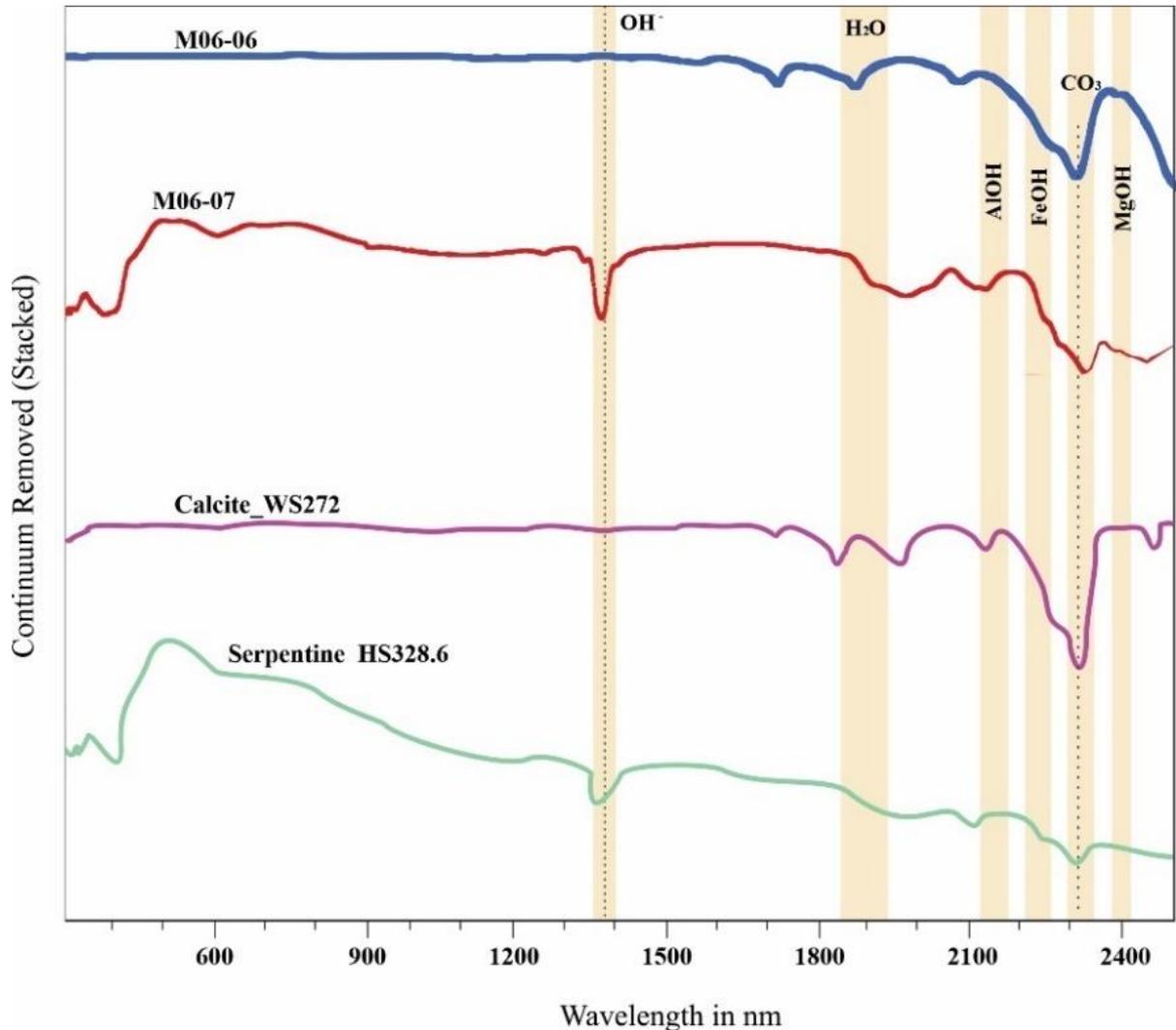


Figura 35- Espectros empilhados obtidos para o gnaíse granodiorito milonítico do alvo VVD-156, com as absorções características da serpentina e calcita assim como os íons e elementos que influenciam as respostas espectrais obtidas. Os padrões espectrais foram retirados da biblioteca espectral de Kokaly *et al.* (2017).

O espectro M06-08, M06-09, M06-10 e M06-19 representam os minerais clorita, muscovita, flogopita e goethita (Fig. 36). A clorita (*Chlorita_AusSpec*) apresenta feições de absorção em ~ 1400 nm (OH), ~ 1900 (H_2O) e MgOH, diagnósticas desse mineral (Pontual *et al.* 2008). A muscovita (*Muscovite_HS146_4B*) tem feições de absorção em ~ 1400 nm (OH), em ~ 2180 – 2228 nm (AlOH) e típicas misturas em ~ 2200 nm. Flogopita (*Phlogopite_WS496*) mostra absorção ~ 1390 nm (OH), ~ 2220 – 2250 nm (FeOH) e ~ 2300 nm (CO_3). Além da

absorção em 2400 nm, indicando que a flogopita é rica em Mg (Pontual *et al.* 2008). A goethita (*Goethite_WS220*) apresentou fracas absorções na região do *SWIR* para OH e H₂O.

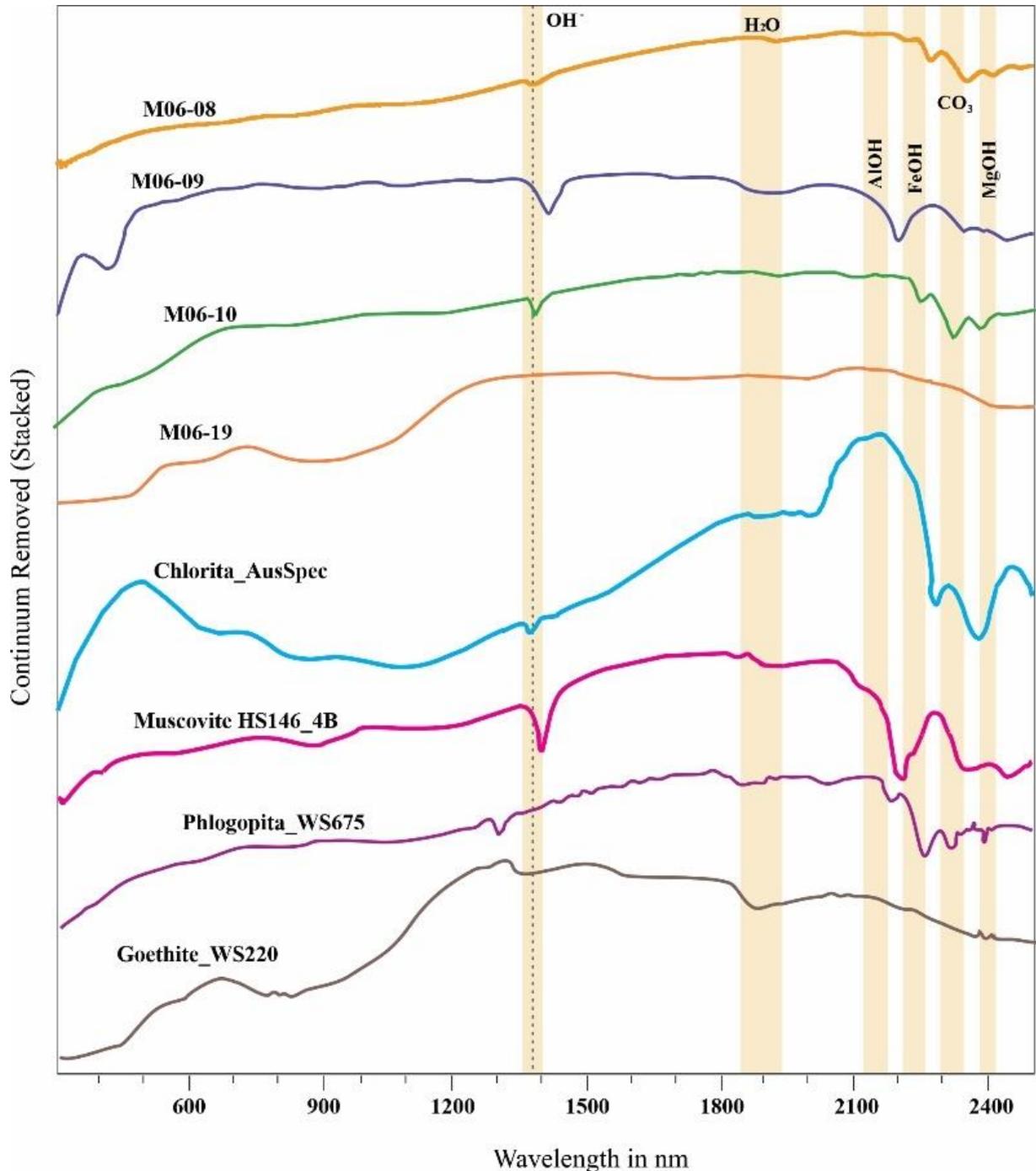


Figura 36- Espectros obtidos para o gnaiss granodiorito milonítico do alvo VVD-156, com as absorções características da clorita, flogopita e goethita, assim como os íons e elementos que influenciam as respostas espectrais. Os padrões espectrais são de Kokaly *et al.* (2017).

9.1.1.1.2 Alvo VVGD-699

Nesse alvo (Tabela 2), o gnaiss granodiorítico milonítico teve seus espectros comparados com M08-01 (illita), M08-02 (biotita), M08-03 (thuringita), M08-06 (hematita) e M08-11 (saponita).

Tabela 2- Fases minerais de amostras de gnaiss granodiorítico milonítico do alvo VVGD-699 identificados no *Spectragryph 1.2*, com a utilização dos padrões de Kokaly *et al.* (2017).

Amostra/Espectro	Mineralogia	Classificação
M08-01	<i>Almandine</i>	gnaiss granodiorítico milonítico
	<i>Arsenopyrite</i>	
	<i>Bytownite</i>	
	<i>Illite</i>	
M08-02	<i>Serpentine</i>	gnaiss granodiorítico milonítico
	<i>Almandine</i>	
	<i>Bytownite</i>	
	<i>Galena</i>	
	<i>Grossular</i>	
M08-03	<i>Serpentine</i>	gnaiss granodiorítico milonítico
	<i>Anorthite</i>	
	<i>Clinochlore</i>	
	<i>Grossular</i>	
	<i>Prochlorite</i>	
M08-06	<i>Thuringite</i>	gnaiss granodiorítico milonítico
	<i>Arsenopyrite</i>	
	<i>Bytownite</i>	
	<i>Clinochlore</i>	
	<i>Hematite</i>	
M08-11	<i>Serpentine</i>	gnaiss granodiorítico milonítico
	<i>Clinochlore</i>	
	<i>Lizardite</i>	
	<i>Margarite</i>	
	<i>Montmorillonite</i>	
	<i>Saponite</i>	

Os minerais relativos aos espectros de M08-01 a M08-03 são representados na figura 36. A illita (*Illite_IMt-1.a*) apresentou leve absorção em ~1391 nm e absorções mais acentuadas em ~1900 nm e ~2230, relativas a OH, H₂O e FeOH, respectivamente (Fig. 37), além de um pico de absorção em torno de ~2320 nm. A biotita (*Biotite AusSpec*) ocorreu com leves absorções diagnósticas em ~2120 nm (FeOH), ~2320 nm (CO₃) e ~2400 nm (MgOH). Thuringita (*Thuringite_SMR-15.a*) ocorre com absorções características em ~1900 nm referente à água estrutural e ~2150 nm para FeOH. O espectro M08-06 (Fig. 38) foi comparado com o da hematita (*Hematite AusSpec*) com absorção em ~860 nm, típica de mineral de óxido de ferro (Pontual *et al.* 2008). A saponita (*Saponite_SapCa-1*) ocorreu com absorções intensas próximas a ~1390 nm para OH e ~1900 nm para H₂O.

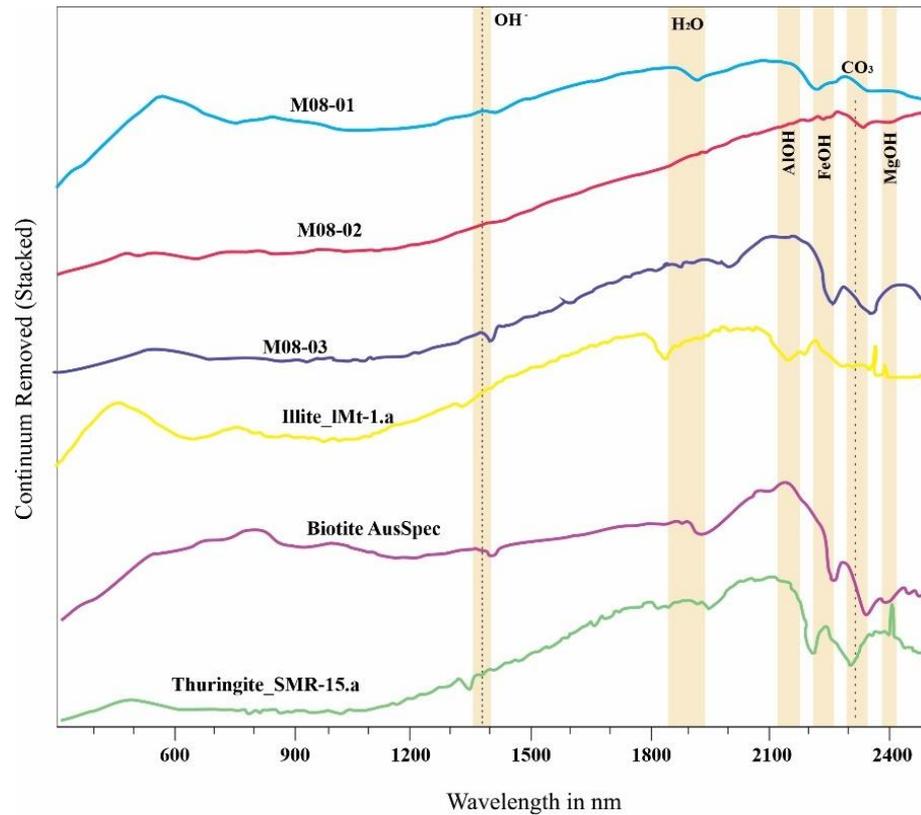


Figura 37- Espectros empilhados do gnaiss granodiorito milonítico do alvo VVGD-699, com as absorções da illita, biotita e thuringita, assim como os íons e elementos que influenciam as respostas espectrais obtidas. Os padrões espectrais são da biblioteca espectral de Kokaly *et al.* (2017) e GMEX *et al.* (2008).

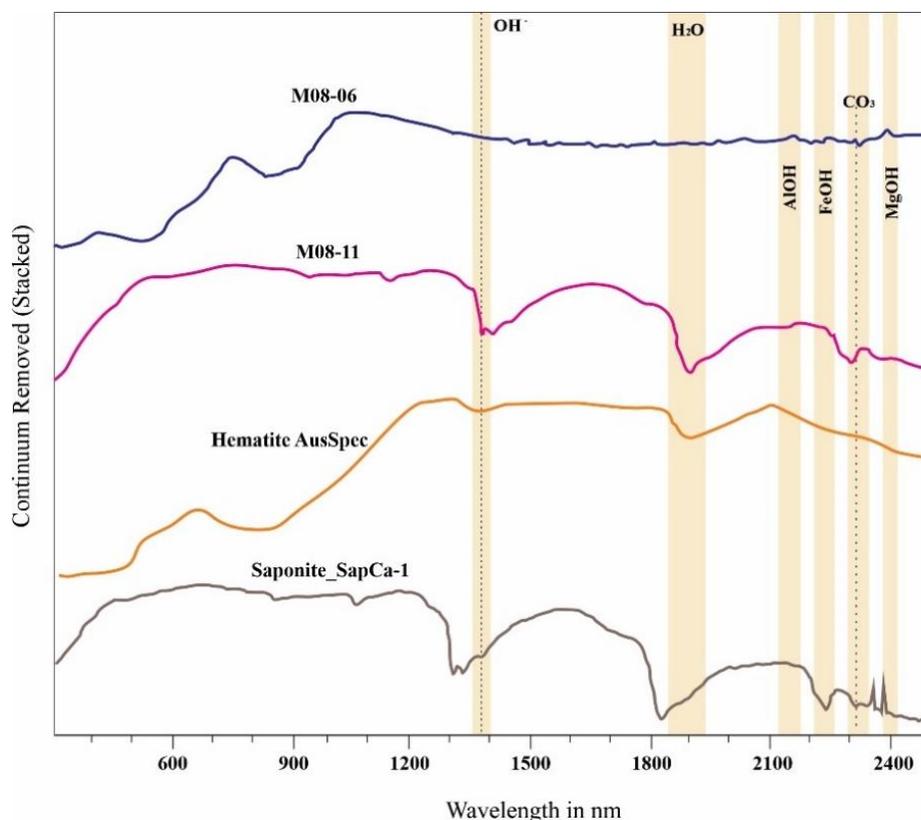


Figura 38- Espectros empilhados do gnaiss granodiorito milonítico do alvo VVGD-699, com as absorções características da hematita e saponita, assim como os íons e elementos que influenciam as respostas espectrais obtidas. Os padrões espectrais são da biblioteca espectral de Kokaly *et al.* (2017) e GMEX *et al.* (2008).

9.1.1.1.3 Alvo VVGD-443

Essa litologia conta com nove segmentos do alvo em questão (Tabela 3), onde M07-01, M07-04 e M07-05 foram associados aos minerais ilmenita, nontronita e wollastonita, respectivamente (Fig. 39). A ilmenita (*Ilmenite_HS321.3B*) ocorre com pouca absorção, sendo o pico mais representativo dado pelo conteúdo de Fe^{+2} em ~ 550 nm. A nontronita (*Nontronite_NG-1.b*) apresenta picos de absorção característicos em torno de ~ 1400 nm para OH^- , ~ 1900 nm para H_2O , além dos picos próximos a ~ 2150 nm e ~ 2400 nm para FeOH e MgOH , respectivamente.

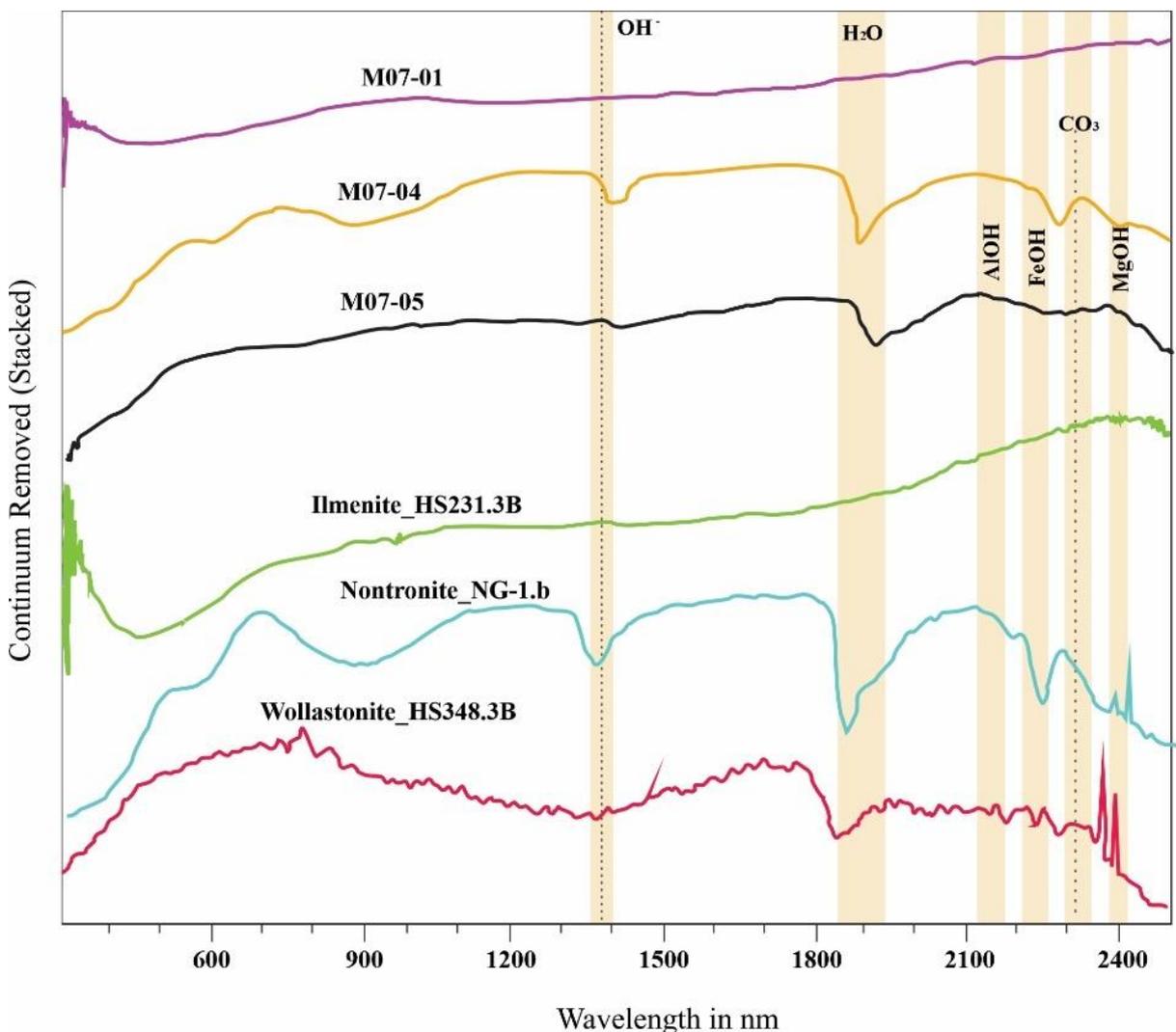


Figura 39- Espectros empilhados obtidos para o gnaisse granodiorito milonítico do alvo VVGD-443, com as absorções características da ilmenita, nontronita e wollastonita, assim como os íons e elementos que influenciam as respostas espectrais obtidas. Os padrões espectrais foram retirados da biblioteca espectral de Kokaly *et al.* (2017).

A siderita (*Siderite_HS271.4B*) apresentou discreta absorção em H_2O (~ 1900 nm) e em CO_3 (~ 2320 nm), diagnósticas para essa fase (Fig. 40). Vermiculita

(*Vermiculite_WS681_NIC4cc*) apresentou absorção em torno de ~1400 nm (OH), próximo a ~1900 nm (H₂O) e em ~2320 nm (CO₃). O clinoclóro (*Clinochlore_GDS159_NIC4bb*) revelou absorções para água estrutural (~1400 nm), FeOH (~2200 nm) e CO₃ (~2320 nm).

Tabela 3- Fases minerais de amostras de gnaiss granodiorítico milonítico do alvo VVGD 443 identificados no *Spectragryph 1.2*, com a utilização dos padrões de Kokaly *et al.* (2017).

Amostra/Espectro	Mineralogia	Classificação
M07-01	<i>Arsenopyrite</i>	gnaiss granodiorítico milonítico
	<i>Bytownite</i>	
	<i>Fassaite</i>	
	<i>Grossular</i> <i>Ilmenite</i>	
M07-04	<i>Clinochlore</i>	gnaiss granodiorítico milonítico
	<i>Fassaite</i>	
	<i>Grossular</i>	
	<i>Nontronite</i> <i>Prehnite</i>	
M07-05	<i>Bytownite</i>	gnaiss granodiorítico milonítico
	<i>Fassaite</i>	
	<i>Grossular</i>	
	<i>Ilmenite</i> <i>Serpentine</i>	
M07-08	<i>Chlorite</i>	gnaiss granodiorítico milonítico
	<i>Clinochlore</i>	
	<i>Fassaite</i>	
	<i>Siderite</i> <i>Wollastonite</i>	
M07-10	<i>Anorthite</i>	gnaiss granodiorítico milonítico
	<i>Chlorite</i>	
	<i>Fassaite</i>	
	<i>Grossular</i> <i>Vermiculite</i>	
M07-11	<i>Clinochlore</i>	gnaiss granodiorítico milonítico
	<i>Lizardite</i>	
	<i>Nephrite</i>	
	<i>Serpentine</i> <i>Wollastonite</i>	
M07-12	<i>Arsenopyrite</i>	gnaiss granodiorítico milonítico
	<i>Bytownite</i>	
	<i>Clinochlore</i>	
	<i>Epidote</i> <i>Serpentine</i>	
M07-14	<i>Antigorite</i>	gnaiss granodiorítico milonítico
	<i>Fassaite</i>	
	<i>Jadeita</i>	
	<i>Nephrite</i> <i>Strontianite</i>	
M07-18	<i>Arsenopyrite</i>	gnaiss granodiorítico milonítico
	<i>Dolomite</i>	
	<i>Grossular</i>	
	<i>Ilmenite</i> <i>Staurolite</i>	

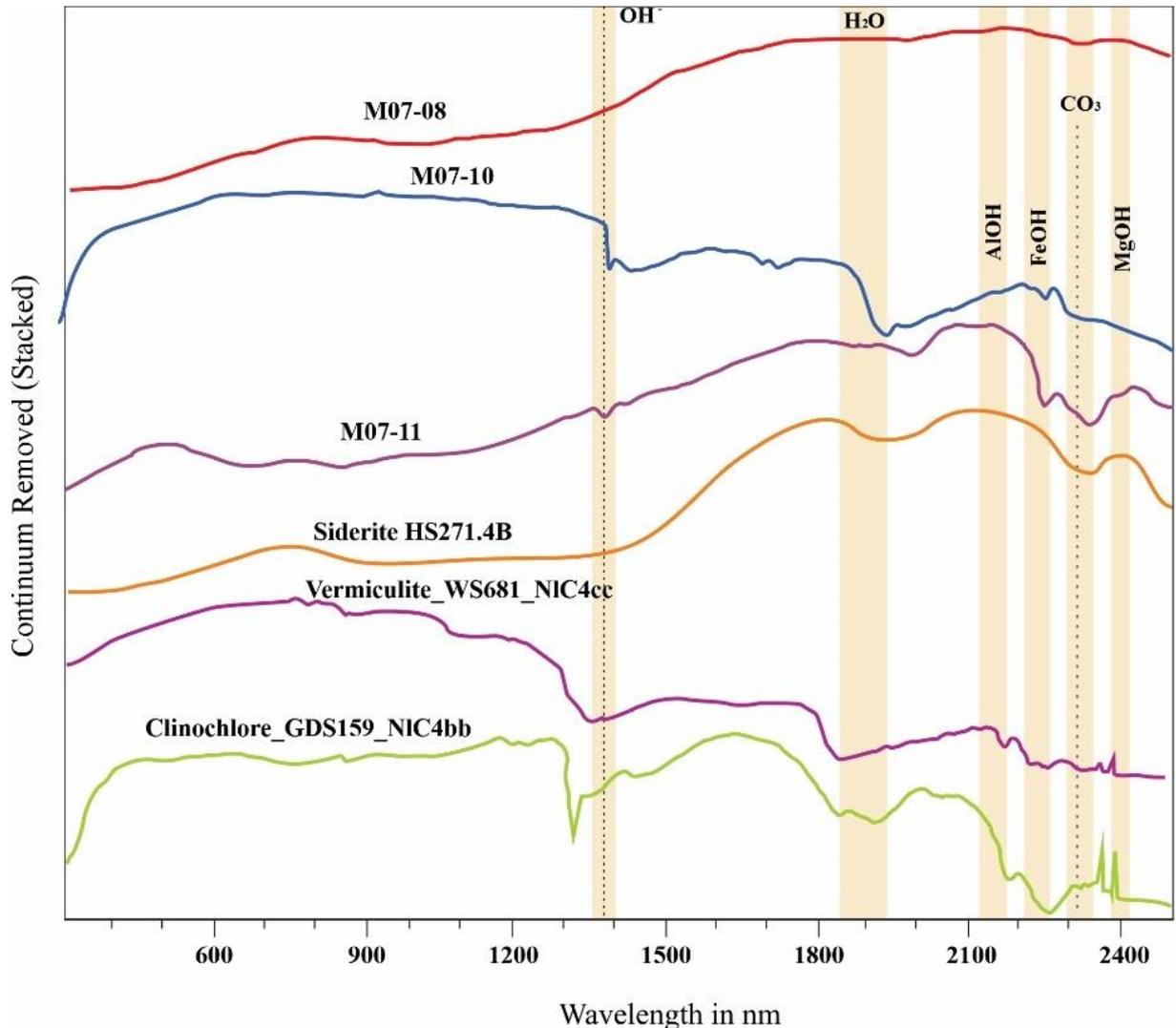


Figura 40- Espectros obtidos para o gnaiss granodiorito milonítico do alvo VVGD-443, com as absorções características da siderita, vermiculita e clinocllore, assim como os íons e elementos que influenciam as respostas espectrais obtidas. Os padrões espectrais foram retirados da biblioteca espectral de Kokaly *et al.* (2017).

O mineral epidoto (*Epidote HS328.3B*) ocorreu com absorções próximas a ~1450 nm, ~2100 nm, ~2320 nm e ~2400 nm, para a OH, AlOH, CO₃ e MgOH, respectivamente. A estroncianita ou carbonato de estrôncio (*Strontianite HS271.4B*) ocorre com picos de absorção característicos em ~2320 nm (CO₃). A dolomita (*ML97-3*) é dada pelos picos de absorção em ~1400 nm (OH), ~ 1900 nm (H₂O), ~2120 nm (AlOH) e ~2320 nm (CO₃). Esses espectros minerais são representados na Figura 41.

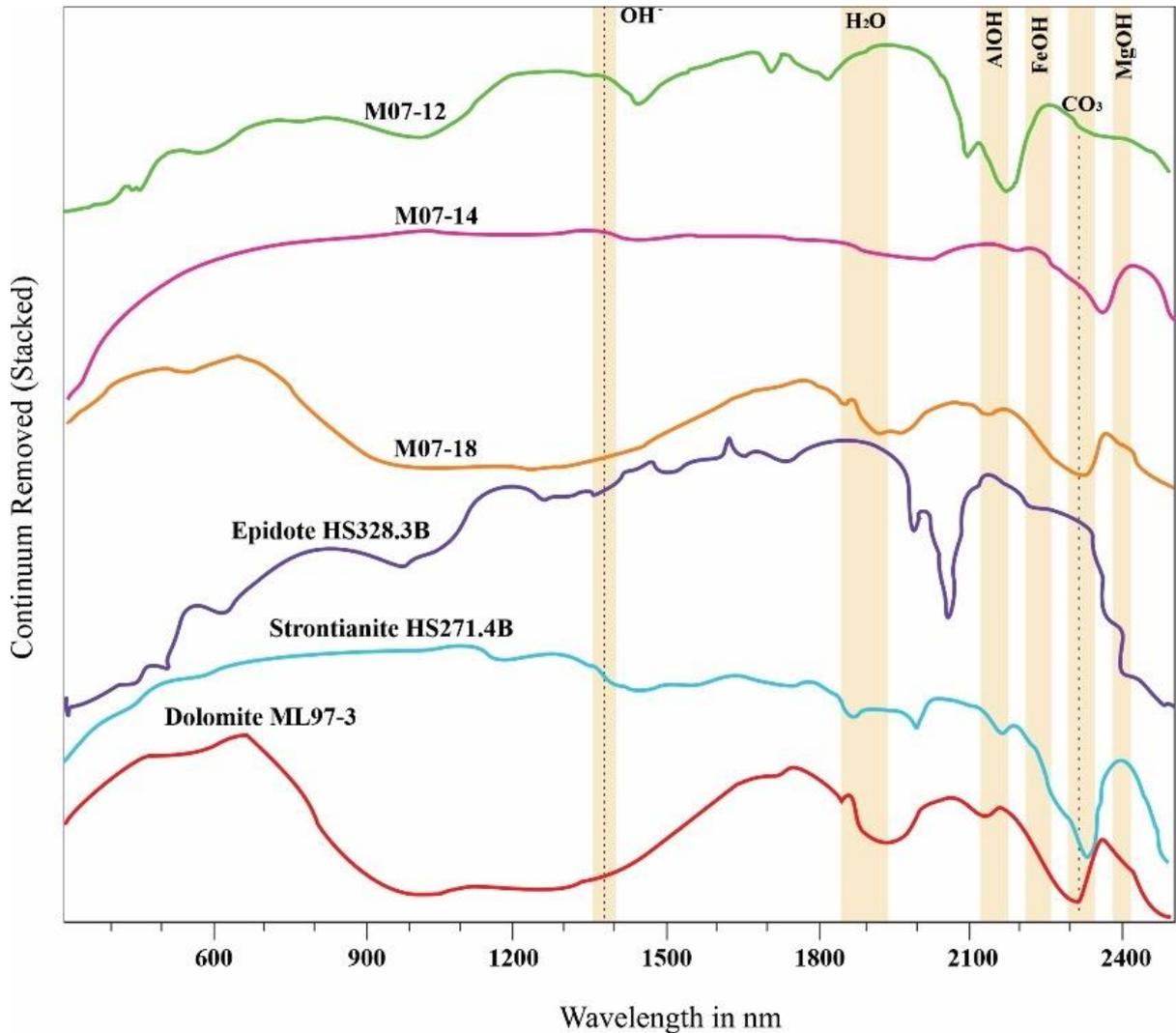


Figura 41- Espectros obtidos para o gnaiss granodiorito milonítico do alvo VVGD-443, com as absorções características de epidoto, estroncianita e dolomita, assim como os íons e elementos que influenciam as respostas espectrais obtidas. Os padrões espectrais foram retirados da biblioteca espectral de Kokaly *et al.* (2017).

9.1.1.2 anfíbolito

O anfíbolito ocorre restrito ao alvo VVGD-443, onde cinco minerais de cada segmento espectral com compatibilidade maior que 80% são apresentados.

Os segmentos espectrais do anfíbolito são M07-03, M07-06, M07-13, M07-15 e M07-16, comparados com os minerais, hornblenda, nefrita, diopsídio, fassaíta e nontronita (Tabela 4). A hornblenda (*Hornblende_HS177.6*) tem absorção em 710 nm de Fe^{+2} no VNIR, além de outras absorções no SWIR, representadas por ~1400 nm (OH), ~2150 nm (AlOH), ~2250 nm (FeOH) e dupla absorção em ~2300 e ~2350 nm (MgOH), feições diagnósticas para esse mineral (Fig. 42). A nefrita (*Nephrite_HS296_3BHS271.4B*) apresentou absorção em aproximadamente 710 nm para Fe^{+2} , OH (~1390 nm), H_2O (~1900 nm), AlOH (~2150 nm) e MgOH (~2320 nm). Diopsídio (*Diopside_HS317.6*) ocorre nas absorções ~600 nm (próximo ao

campo do Fe^{+2}), ~ 1390 nm (OH), ~ 1900 nm (H_2O) e dupla absorção em MgOH (~ 2300 e 2400 nm). Fassaíta (*Fassaite_HS118.3B*) tem pouca variedade de reflectância (Fig. 43). Revela componentes OH, H_2O , FeOH e dupla absorção em MgOH, dados pelos comprimentos de onda ~ 1390 , ~ 1900 , ~ 2250 , ~ 2300 e ~ 2400 nm, respectivamente. A nontronita (*Nontronite_NG-1.b*) tem componentes OH (~ 1400 nm), H_2O (~ 1900 nm), FeOH (~ 2250 nm) e MgOH (~ 2400 nm).

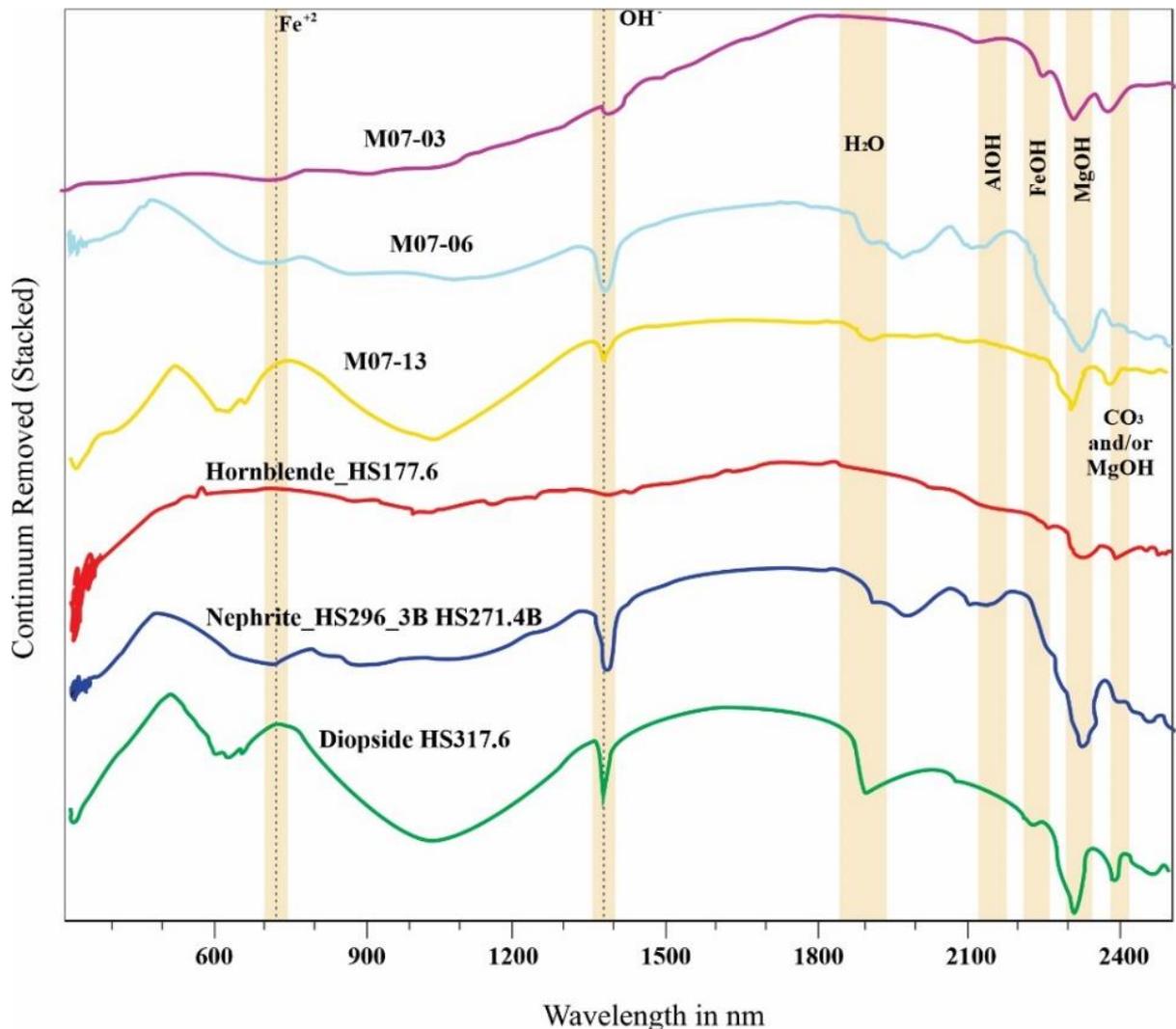


Figura 42- Espectros empilhados obtidos para o anfíbolito do alvo VVGD-443, com as absorções características da hornblenda, nefrita e diopsídio, assim como os íons e elementos que influenciam as respostas espectrais obtidas. Os padrões espectrais foram retirados da biblioteca espectral de Kokaly *et al.* (2017).

Tabela 4- Fases minerais de amostras do anfibolito do alvo VVGD-443 identificados no *Spectragryph 1.2*, com a utilização dos padrões de Kokaly *et al.* (2017).

Amostra/Espectro	Mineralogia	Classificação
M07-03	<i>Antigorite</i>	Anfibolito
	<i>Chlorite</i>	
	<i>Clinochlore</i>	
	<i>Cummingnite</i>	
	<i>Nephrite</i>	
M07-06	<i>Clinochlore</i>	Anfibolito
	<i>Goethite</i>	
	<i>Grossular</i>	
	<i>Serpentine</i>	
	<i>Wollastonite</i>	
M07-13	<i>Bytownite</i>	Anfibolito
	<i>Clinochlore</i>	
	<i>Galena</i>	
	<i>Mascagnite</i>	
	<i>Serpentine</i>	
M07-15	<i>Anorthite</i>	Anfibolito
	<i>Chlorite</i>	
	<i>Corrensite</i>	
	<i>Fassaite</i>	
	<i>Grossular</i>	
M07-16	<i>Arsenopyrite</i>	Anfibolito
	<i>Bytownite</i>	
	<i>Galena</i>	
	<i>Ilmenite</i>	
	<i>Serpentine</i>	

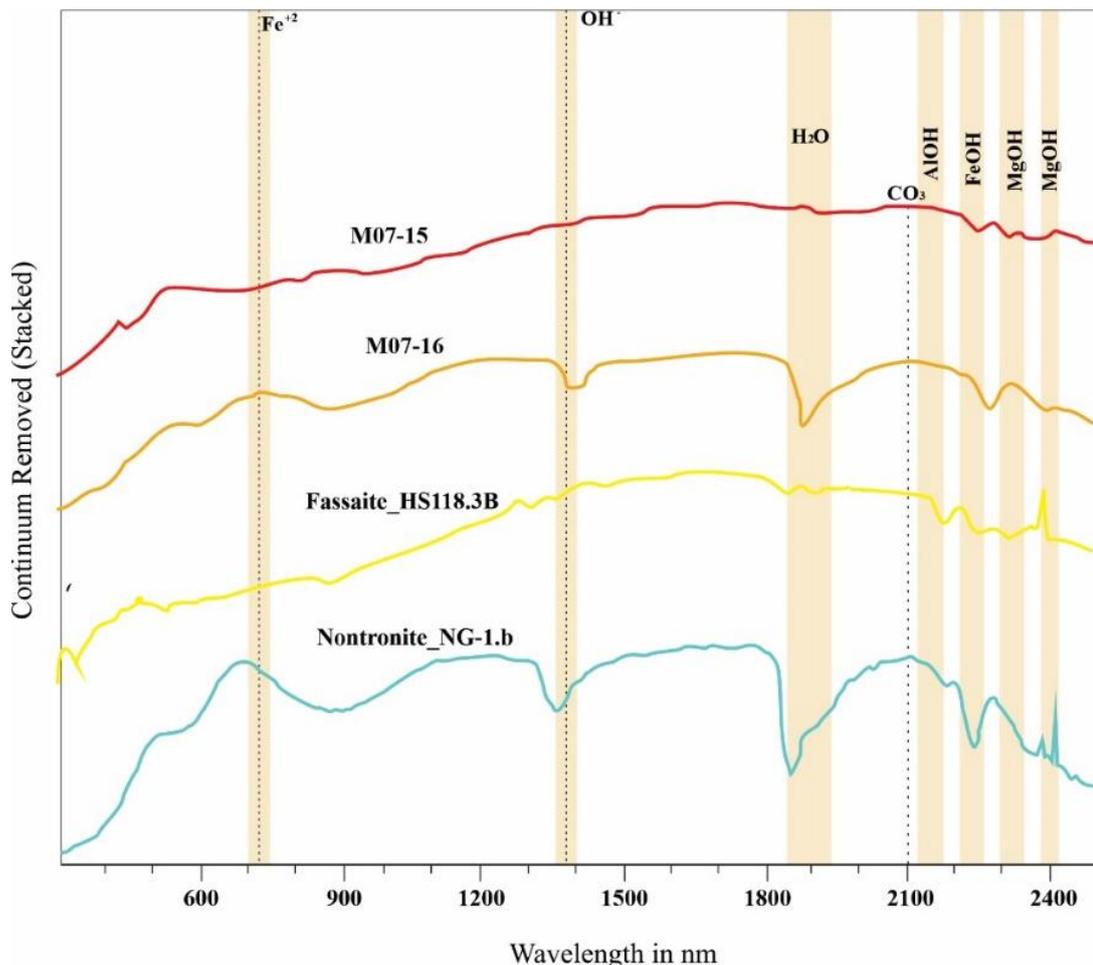


Figura 43- Espectros empilhados obtidos para o anfibolito do alvo VVGD-443, com as absorções características da fassaíta e nontronita, assim como os íons e elementos que influenciam as respostas espectrais obtidas. Os padrões espectrais foram retirados da biblioteca espectral de Kokaly *et al.* (2017).

9.1.2 Rochas vulcânicas e plutônicas isotrópicas

Os resultados obtidos por espectroscopia para as rochas isotrópicas do bloco sul, evidenciaram paragêneses de processos hidrotermais mais intensos, quando comparadas com as do bloco norte. O conjunto aqui descrito é marcado pela sobreposição de alterações hidrotermais e apresenta a repetição de vários minerais identificados anteriormente (Paresqui 2024), porém com fases mineralógicas adicionais que se enquadram no critério de compatibilidade maior que 80%. Os espectros relativos ao conjunto de rochas isotrópicas e vulcânicas revelaram a presença de grupos mineralógicos importantes para o entendimento do segundo evento hidrotermal. Nestas rochas, os minerais hidrotermais foram classificados como anfibólio, argilominerais, apatita, carbonato, clorita, feldspatos, micas, quartzo, óxidos de ferro, sulfatos, sulfetos e zeólita.

9.1.2.1 Rochas plutônicas

As rochas plutônicas ocorrem ao longo dos alvos VVD-156, VVGD-688 e VVGD-433.

9.1.2.1.1 Alvo VVD-156

Os espectros referentes às rochas plutônicas envolvem os intervalos M06-11, M06-12, M06-13, M06-14, M06-15 e M06-17, os quais foram comparados com diferentes fases minerais (Tabela 5). O intervalo M06-11 foi correlacionado com o mineral lizardita (*Lizardite_NMNHR4687_b*), que constitui um tipo de argilomineral com absorções em torno de ~705 nm, que caracteriza uma composição influenciada por Fe^{+2} (Fig. 44). Além das absorções significativas em ~1400 nm (OH), ~1900 nm (H_2O), ~2150 nm (AlOH) e dupla absorção de MgOH (~2320 e 2400 nm). A jarosita (*Jarosite_WS368*) apresentou absorção característica em torno de ~850 nm bem como no campo AlOH, com comprimento de onda em torno de ~2150 nm. O mineral gipsita (*Gypsum_H333*) mostra absorções em torno de ~710 nm para Fe^{+2} , ~1500 nm próximo ao campo de OH e ~1950 nm próximo ao campo da água estrutural.

As amostras M06-14, M06-15, M06-16 e M06-17 foram correlacionadas com os minerais uralita, opala, rodocrosita e arsenopirita (Fig. 45). A uralita (*Uralite_HS345.6ASDRF*) apresentou picos de absorção em torno de ~710 nm para Fe^{+2} , em ~1400 nm para OH, em ~1900 nm para H_2O e bandas de composição em 2350 e ~2420 nm para MgOH. A opala

(*Opal_WS732_BECKa_AREF*) apresentou absorção diagnóstica em ~1400, ~1900 e ~2220 nm para OH, água estrutural e AlOH, respectivamente. O mineral rodocrosita (*Rhodochrosite_HS338*) obteve absorções em torno de ~2150 nm para AlOH e em ~2350 nm, próximo aos campos MgOH. A arsenopirita (*Arsenopyrite_HS262.3B*) apresentou absorções fracas.

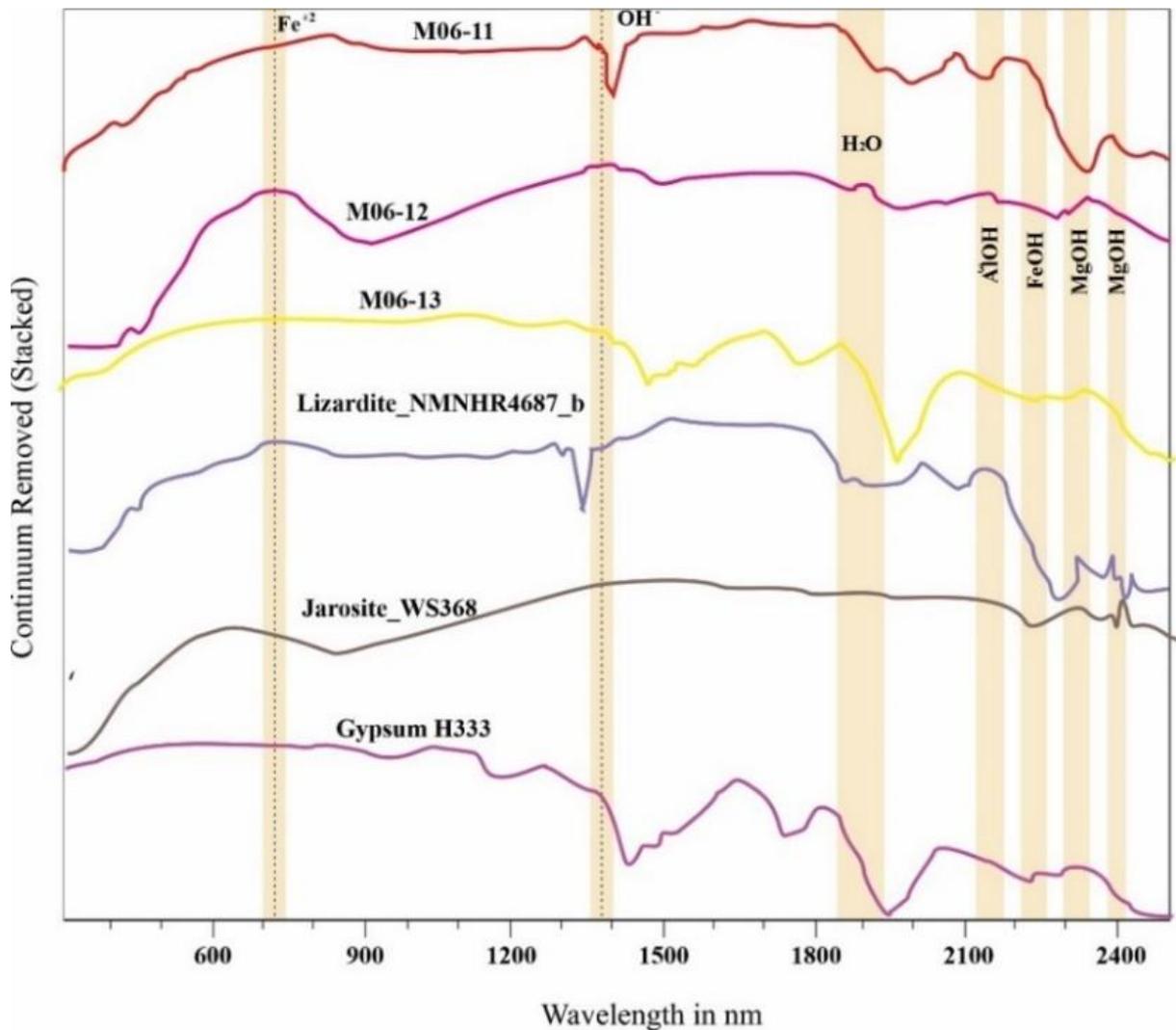


Figura 44- Espectros empilhados obtidos para as rochas plutônicas do alvo VVD-156, com as absorções características da lizardita, jarosita e gipsita, assim como os íons e elementos que influenciam as respostas espectrais obtidas. Os padrões espectrais foram retirados da biblioteca espectral de Kokaly *et al.* (2017).

Tabela 5- Fases minerais de amostras do anfibolito do alvo VVD-156 identificados no *Spectragryph 1.2*, com a utilização dos padrões de Kokaly *et al.* (2017).

Amostra/Espectro	Mineralogia	Classificação
M06-11	<i>Anorthite</i>	Plutônica
	<i>Chlorite</i>	
	<i>Clinochlore</i>	
	<i>Chrysotile</i>	
	<i>Vermiculite</i>	
M06-12	<i>Calcite</i>	Plutônica
	<i>Chert</i>	
	<i>Jarosite</i>	
	<i>Montmorillonite</i>	
	<i>Ulexite</i>	
M06-13	<i>Aragonite</i>	Stockwork
	<i>Arsenopyrite</i>	
	<i>Cookeite</i>	
	<i>Gypsum</i>	
	<i>Pectolite</i>	
M06-14	<i>Clinochlore</i>	Plutônica
	<i>Cookeite</i>	
	<i>Montmorillonite</i>	
	<i>Muscovite</i>	
	<i>Uralite</i>	
M06-15	<i>Ancylite</i>	Plutônica
	<i>Celestite</i>	
	<i>Opal</i>	
	<i>Copiapite</i>	
	<i>Sauconite</i>	
M06-16	<i>Ancylite</i>	Plutônica
	<i>Gypsum</i>	
	<i>Lizardite</i>	
	<i>Hematite</i>	
	<i>Rhodocrosite</i>	
M06-17	<i>Arsenopyrite</i>	Plutônica
	<i>Jarosite</i>	
	<i>Rectorite</i>	
	<i>Sauconite</i>	
	<i>Trona</i>	

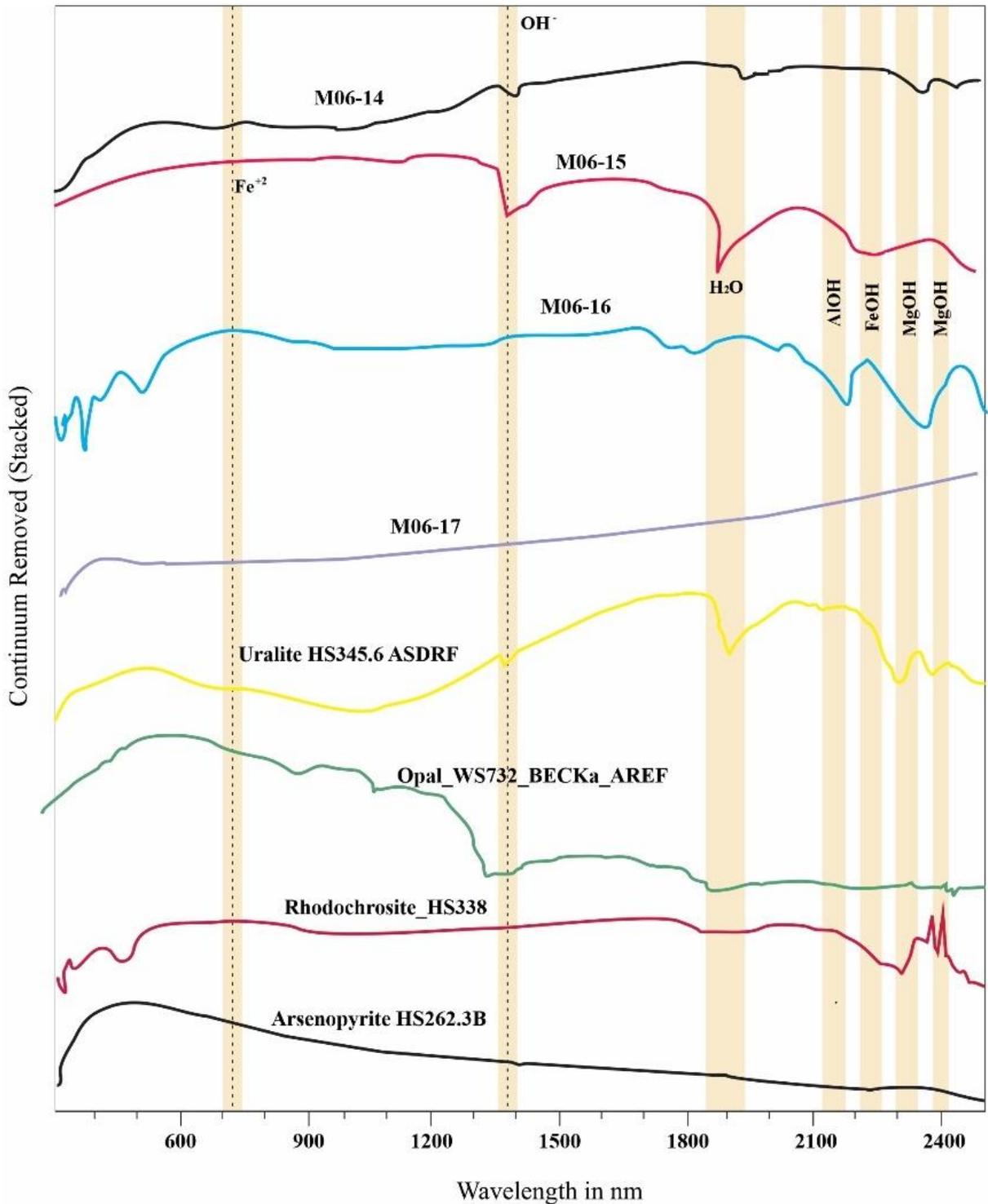


Figura 45- Espectros empilhados obtidos para as rochas plutônicas do alvo VVD-156, com as absorções características da uralita, opala, rodocrosita e arsenopirita, assim como os íons e elementos que influenciam as respostas espectrais obtidas. Os padrões espectrais foram retirados da biblioteca espectral de Kokaly *et al.* (2017).

9.1.2.1.2 Alvo VVGD-688

As rochas plutônicas nesse alvo constituem as amostras M09-01, M09-03, M09-04 e M09-05, correlacionadas aos espectros de rutilo, gaylussita, sepiolita e sauconita (Tabela 6).

Tabela 6- Fases minerais de amostras das rochas plutônicas do alvo VVGD-688 identificados no *Spectragryph 1.2*, com a utilização dos padrões de Kokaly *et al.* (2017).

Amostra/Espectro	Mineralogia	Classificação
M09-01	<i>Butlerite</i>	Plutônica
	<i>Flouroapatite</i>	
	<i>Lizardite</i>	
	<i>Nontronite</i>	
	<i>Rutile</i>	
M09-03	<i>Karpatite</i>	Plutônica
	<i>Celestite</i>	
	<i>Gaylussite</i>	
	<i>Rhodochrosite</i>	
	<i>Siderite</i>	
M09-04	<i>Calcite</i>	Plutônica
	<i>Kieserite</i>	
	<i>Lizardite</i>	
	<i>Mascagnite</i>	
	<i>Sepiolite</i>	
M09-05	<i>Chert</i>	Plutônica
	<i>Nontronite</i>	
	<i>Sauconite</i>	
	<i>Rutile</i>	
	<i>Siderite</i>	

O rutilo (*Rutile HS126.38*) exibe absorção característica em torno de ~2320 nm, no campo do MgOH. O carbonato gaylussita (*Gaylussite NMN102876-2*) revela absorção diagnóstica em OH (~1390 nm). Os argilominerais sepiolita (*Sepiolite SEpNov-1AcB*) e sauconita (*Sauconite GDS135*) apresentaram curvas espectrais características e até similares (Fig. 46). A sepiolita mostra significativas absorções em OH (~1390 nm), H₂O (~1910 nm) e em MgOH (~2320 nm). Por outro lado, a sauconita mostrou absorções próximas, em OH (~1450 nm), H₂O (~1920 nm) e em MgOH (~2350 nm).

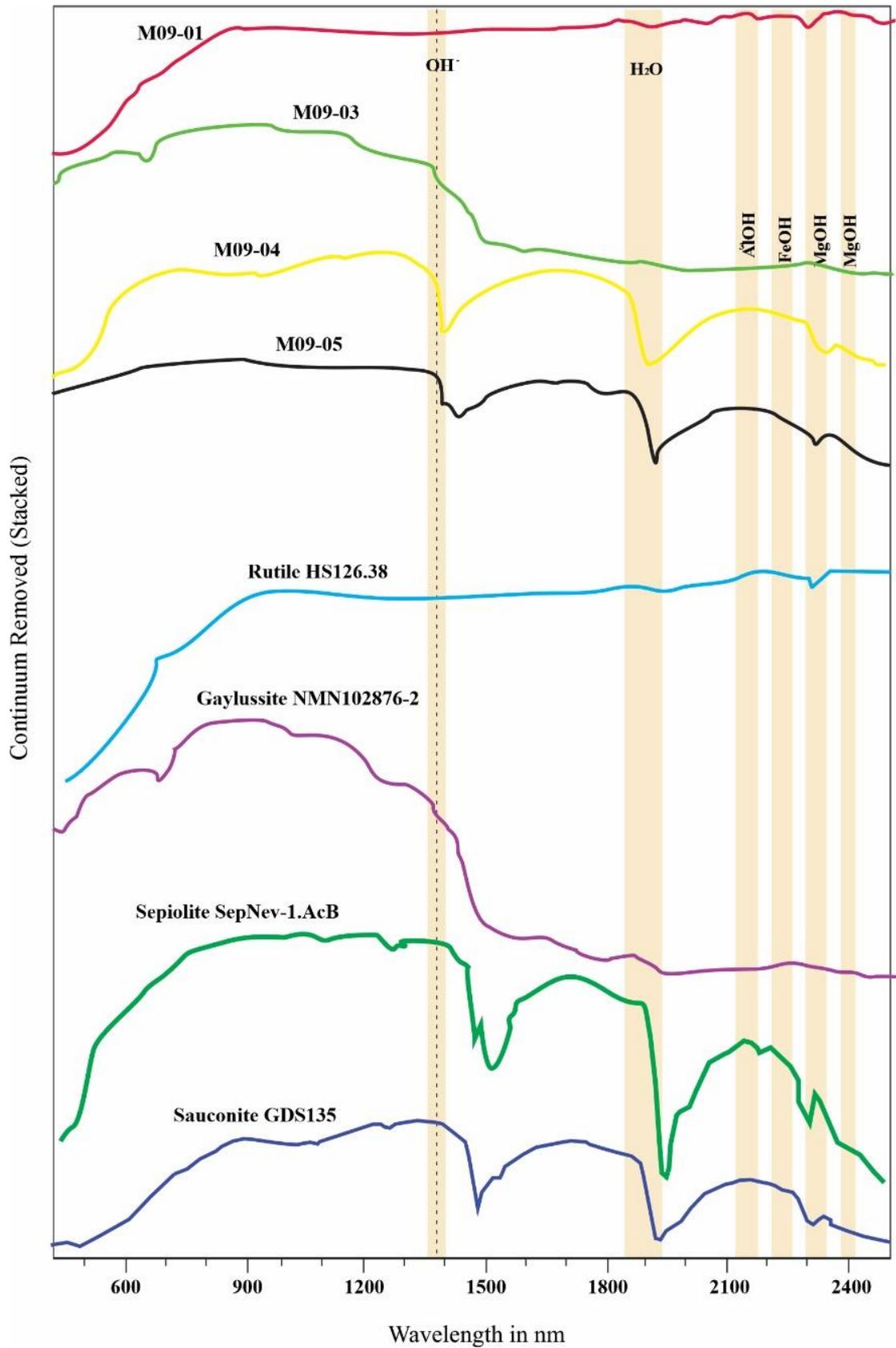


Figura 46- Espectros empilhados obtidos para as rochas plutônicas do alvo VVGD-688, com as absorções características da opala, rodocrosita e arsenopirita, assim como os íons e elementos que influenciam as respostas espectrais obtidas. Os padrões espectrais foram retirados da biblioteca espectral de Kokaly *et al.* (2017).

9.1.2.1.3 Alvo VVGD-443

As rochas plutônicas no alvo VVGD 443 são representadas pela amostra M07-02 (Tabela 7), o qual foi comparado com o espectro do mineral calcedônia (*Chalcedony CU91-6A*). Esse mineral apresentou absorções próximas aos campos do OH, H₂O, FeOH e MgOH (Fig. 47).

Tabela 7- Fases minerais de amostras das rochas plutônicas do alvo VVGD 443 identificados no *Spectragryph 1.2*, com a utilização dos padrões de Kokaly *et al.* (2017).

Amostra/Espectro	Mineralogia	Classificação
M07-02	<i>Arsenopyrite</i>	Plutônica
	<i>Chalcedony</i>	
	<i>Goethite</i>	
	<i>Kieserite</i>	
	<i>Serpentine</i>	

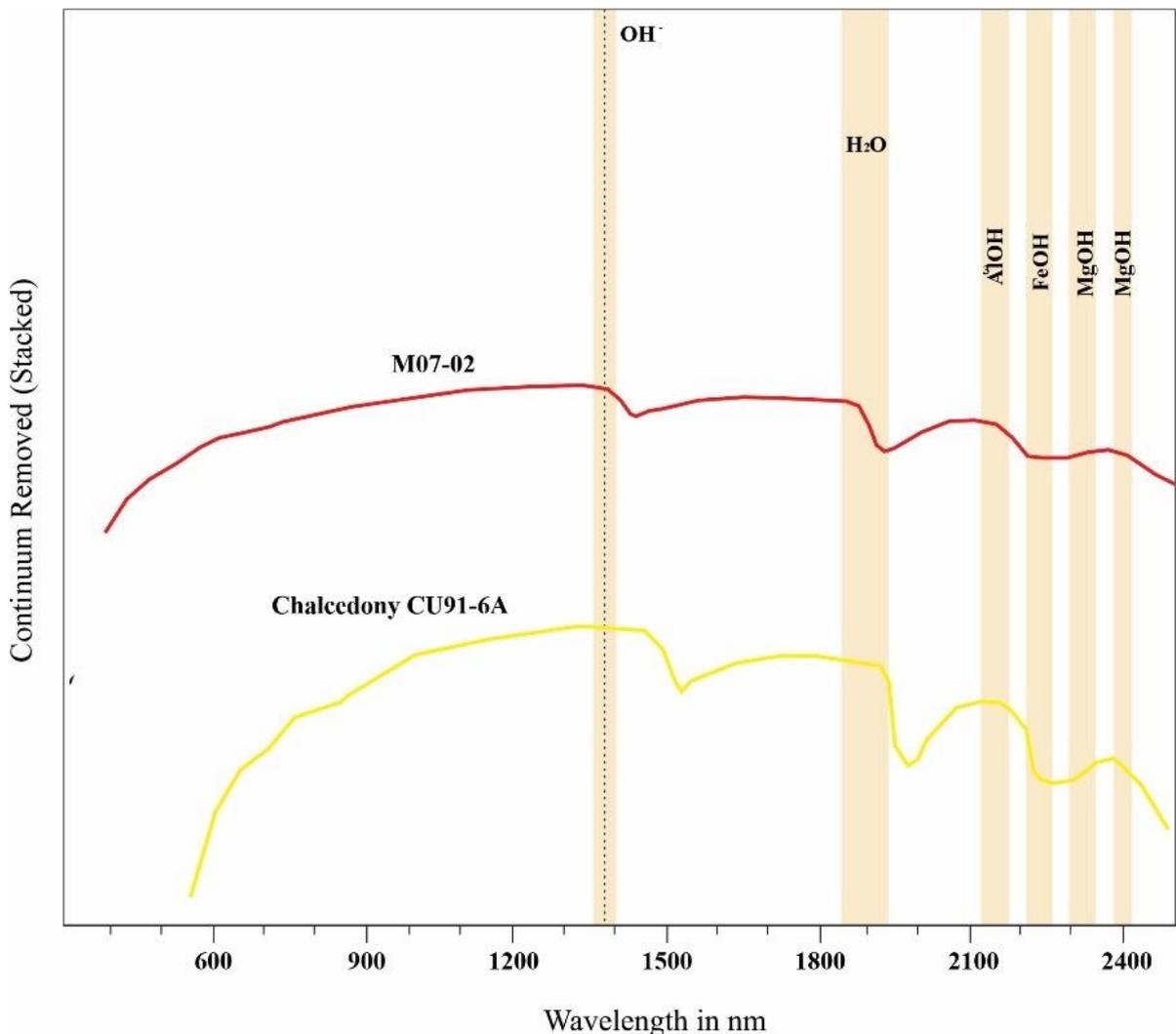


Figura 47- Espectros empilhados obtido para as rochas plutônicas do alvo VVGD-443, com as absorções características do mineral calcedônia, assim como os íons e elementos que influenciam as respostas espectrais obtidas. Os padrões espectrais foram retirados da biblioteca espectral de Kokaly *et al.* (2017).

9.1.2.2 Rochas vulcânicas

Em geral, as rochas vulcânicas estiveram presentes em todos os alvos estudados, porém em menor volume. Os minerais mais recorrentes e com compatibilidade maior do que 80% foram analisados.

9.1.2.2.1 Alvo VVGD-156

O alvo VVD 156 contou com as amostras M06-02, M06-03 e M06-18 (Tabela 8). O espectro referente à amostra M06-02 (Fig. 48) foi comparado com o mineral hectorita (*Hectorite SHCa-1*), que apresentou padrão de absorção similar ao espectro referência para esse mineral, com pontos de absorção próximos ou coincidindo com os campos de OH (~1420 nm), água estrutural (~1900 nm) e MgOH (~1320 nm). A amostra M06-03 esteve correlacionada com o mineral copiapita (*Copiapita GDS21*), que também é um sulfato com absorção diagnóstica em água estrutural (~1900 nm). Por fim, a amostra M06-18 foi comparada ao mineral halloysita (*Halloysite NMNH106236*) que teve absorção em OH (~1390 nm), H₂O (~1900 nm) e entre os campos AlOH e FeOH (em torno de 2200 nm).

Tabela 8- Fases minerais de amostras das rochas vulcânicas do alvo VVD 156 identificados no *Spectragryph 1.2*, com a utilização dos padrões de Kokaly *et al.* (2017).

<u>Amostra/Espectro</u>	<u>Mineralogia</u>	<u>Classificação</u>
M06-02	<i>Butlerite</i>	Vulcânica
	<i>Chert</i>	
	<i>Hectorite</i>	
	<i>Halloysite</i>	
	<i>Jarosite</i>	
M06-03	<i>Chalcedony</i>	Vulcânica
	<i>Chert</i>	
	<i>Copiapite</i>	
	<i>Kaolinite</i>	
	<i>Nontronite</i>	
M06-18	<i>Alunite</i>	Vulcânica
	<i>Halloysite</i>	
	<i>Mascagnite</i>	
	<i>Saponite</i>	
	<i>Thenardita</i>	

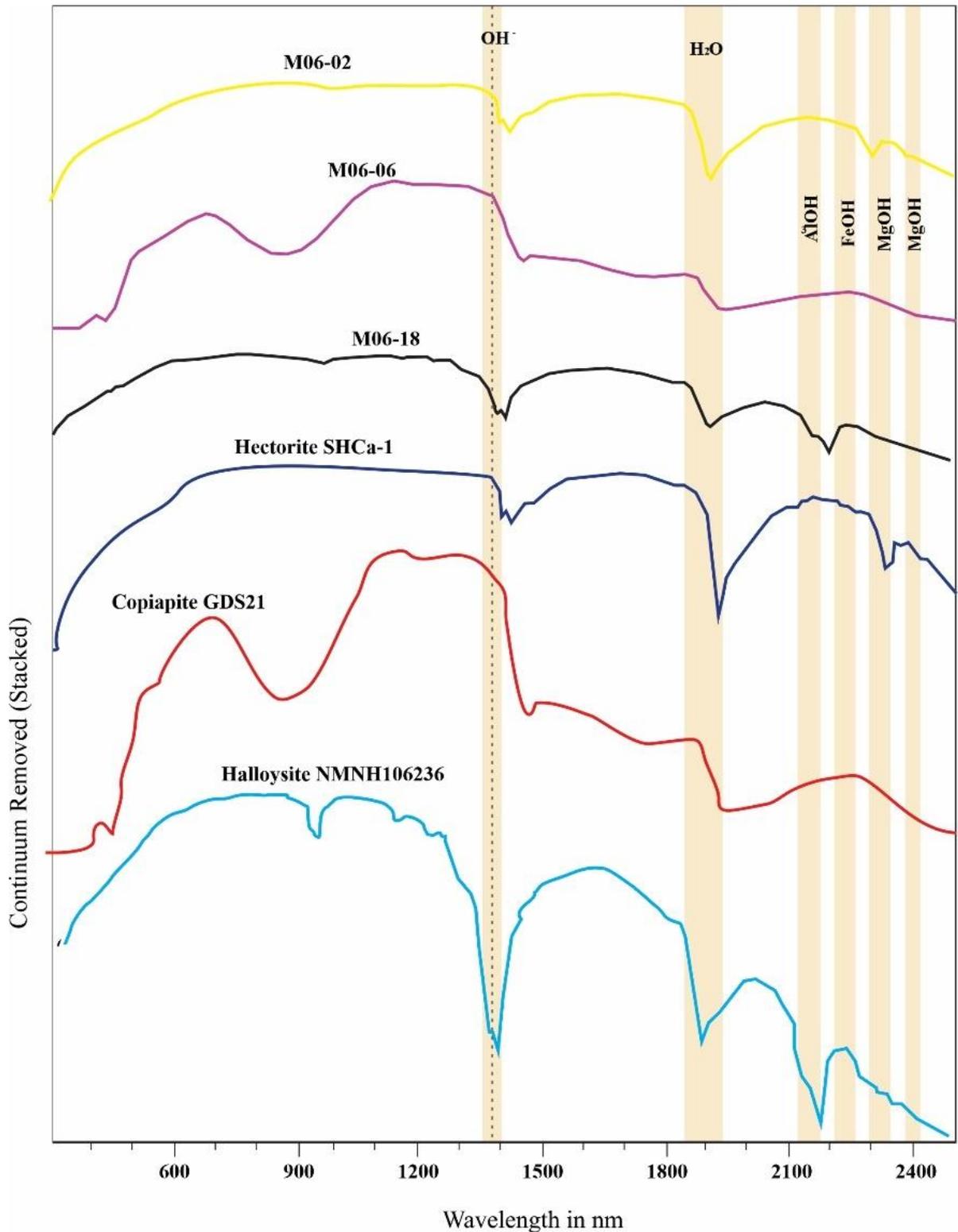


Figura 48- Espectros empilhados obtidos para as rochas plutônicas do alvo VVD-156, com as absorções características da hectorita, copiapita e halloysita, assim como os íons e elementos que influenciam as respostas espectrais obtidas. Os padrões espectrais foram retirados da biblioteca espectral de Kokaly *et al.* (2017).

9.1.2.2.2 Alvo VVGD-688

Nesse alvo, as rochas vulcânicas foram representadas pela amostra M09-02 (Tabela 9). O mineral pectolita (*Pectolite NMNH49865.a*) foi identificado ao longo do referente espectro e contou com absorção em água estrutural (~1900 nm), AlOH (~2150 nm), FeOH (~2220 nm) e bandas de MgOH (~2320 e 2400 nm), feições espectrais características diagnósticas desse mineral (Fig. 49).

Tabela 9- Fases minerais de amostras das rochas vulcânicas do alvo VVGD 688 identificados no *Spectragryph 1.2*, com a utilização dos padrões de Kokaly *et al.* (2017).

Amostra/Espectro	Mineralogia	Classificação
M09-02	<i>Chert</i>	Vulcânica
	<i>Lizardite</i>	
	<i>Muscovite</i>	
	<i>Pectolite</i>	
	<i>Saponita</i>	

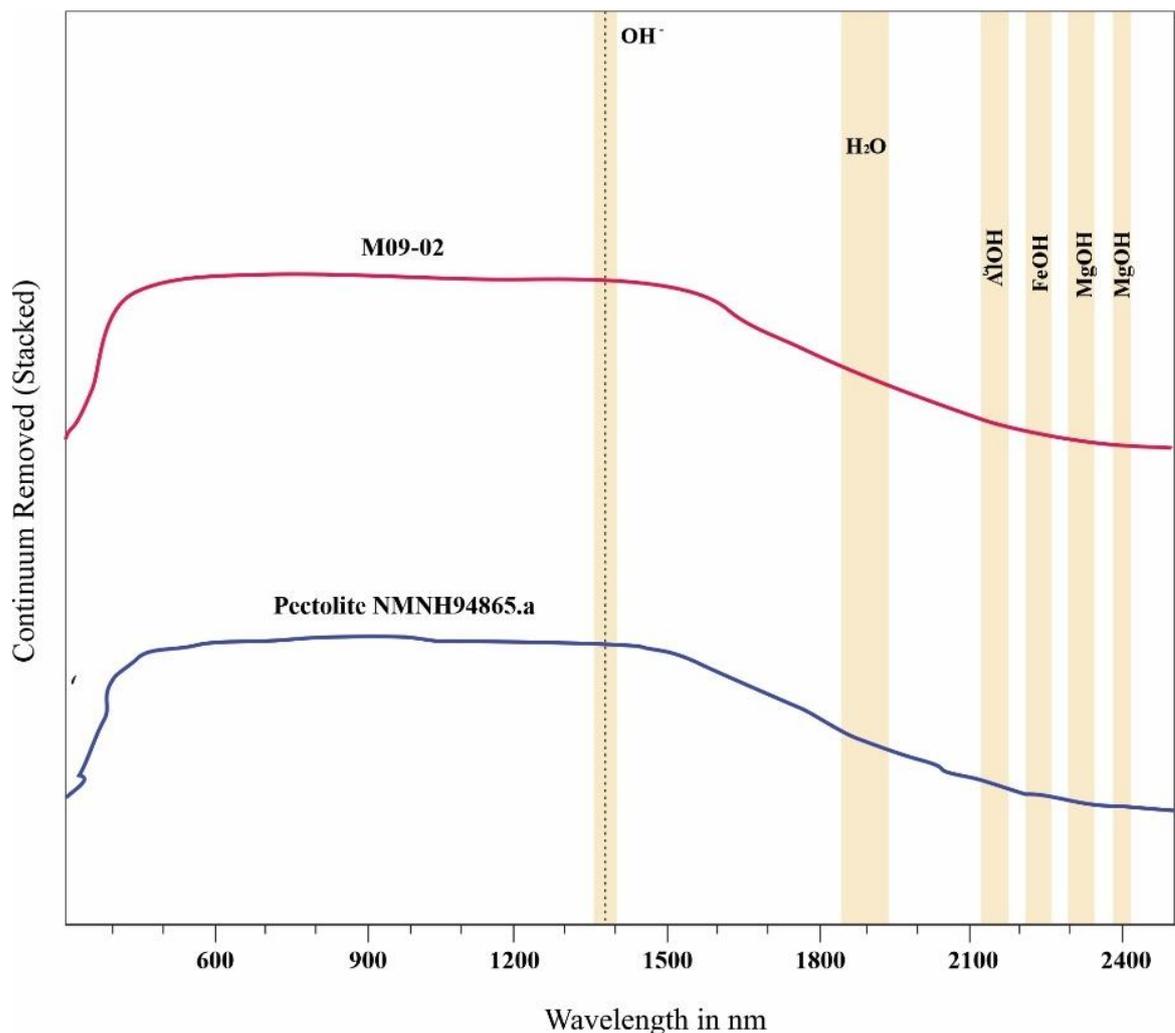


Figura 49- Espectros empilhados obtidos para as rochas plutônicas do alvo VVGD-688, com as absorções características do mineral pectolita, assim como os íons e elementos que influenciam as respostas espectrais obtidas. Os padrões espectrais foram retirados da biblioteca espectral de Kokaly *et al.* (2017).

9.1.2.2.3 Alvo VVGD 699

As rochas vulcânicas foram representadas nesse alvo pelo intervalo M08-12 (Tabela 10), que foi comparado com o espectro do mineral mascagnita. A mascagnita (*Mascagnite GDS65.a*) apresentou absorção diagnóstica característica para esse mineral (Fig. 49), com absorções em ~900–1200 nm. Além de clara absorção no campo da hidroxila (OH), em torno de ~1400 nm.

Tabela 10- Fases minerais de amostras das rochas vulcânicas do alvo VVGD 699 identificados no *Spectragryph 1.2*, com a utilização dos padrões de Kokaly *et al.* (2017).

Amostra/Espectro	Mineralogia	Classificação
M08-12	<i>Antigorite</i>	vulcânica
	<i>Hectorite</i>	
	<i>Karpatite</i>	
	<i>Mascagnite</i>	
	<i>Montmorillonite</i>	

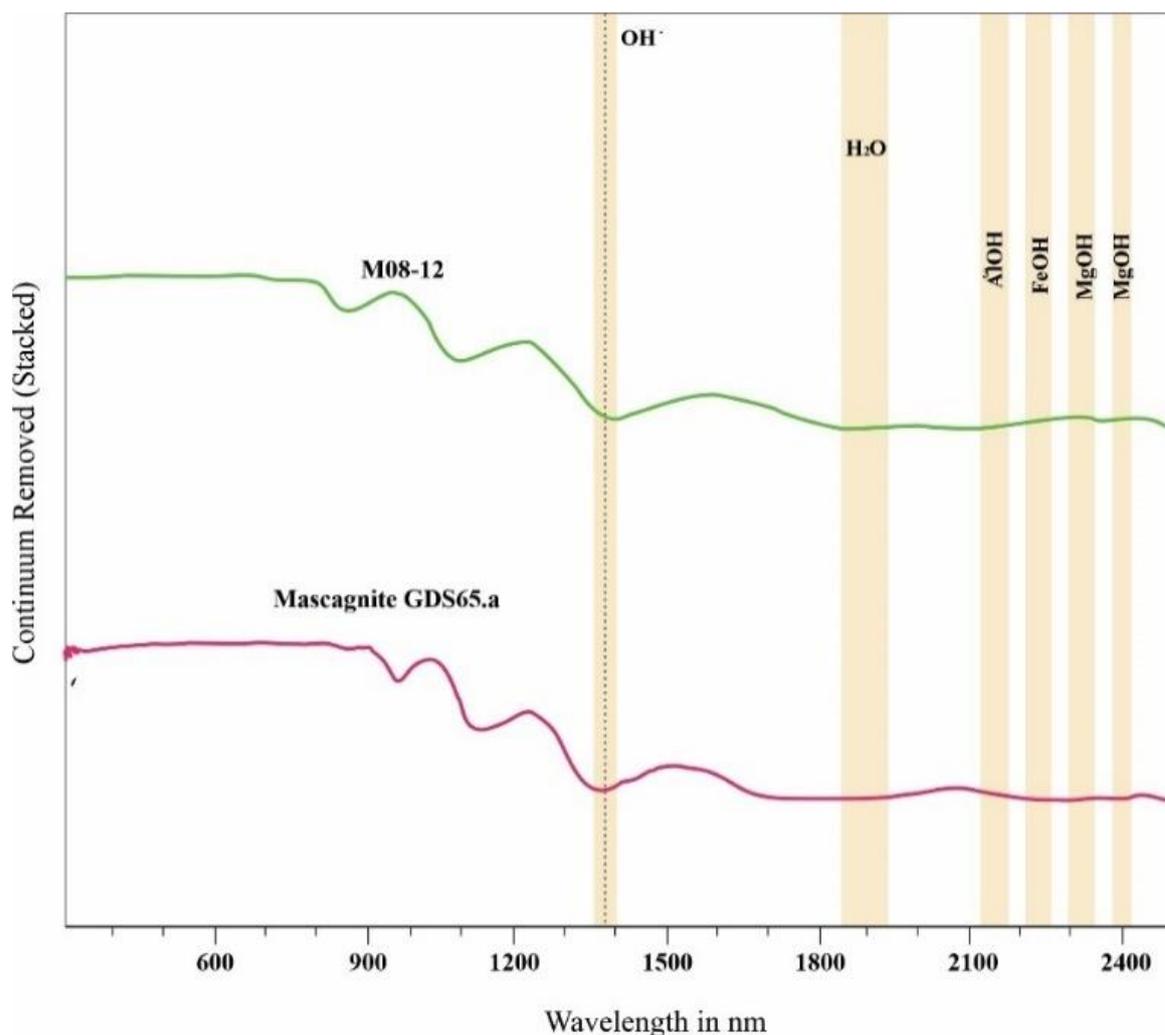


Figura 50- Espectros empilhados obtidos para as rochas plutônicas do alvo VVGD-699, com as absorções características do sulfato de amônia mascagnita, assim como os íons e elementos que influenciam as respostas espectrais obtidas. Os padrões espectrais foram retirados da biblioteca espectral de Kokaly *et al.* (2017).

9.1.2.2.4 Alvo VVGD 443

Esse alvo contou com uma amostra de rocha vulcânica, referente à amostra M07-07 (Tabela 11). O espectro referente a esse intervalo foi comparado com o espectro da coquimbite, um sulfato comum resultante da ação intempérica de oxidação de sulfeto de ferro, como a pirita (Fig. 51). A coquimbite (*Coquimbite GD822*) apresentou espectro de absorção bem similar ao seu espectro de referência, com discreta absorção nos campos do AlOH (~2150 nm) e MgOH (~2400 nm).

Tabela 11- Fases minerais de amostras das rochas vulcânicas do alvo VVGD-443 identificados no *Spectragryph 1.2*, com a utilização dos padrões de Kokaly *et al.* (2017).

Amostra/Espectro	Mineralogia	Classificação
M07-07	Chloroapatite Coquimbite Fassaite Glaucophane Wollastonite	vulcânica

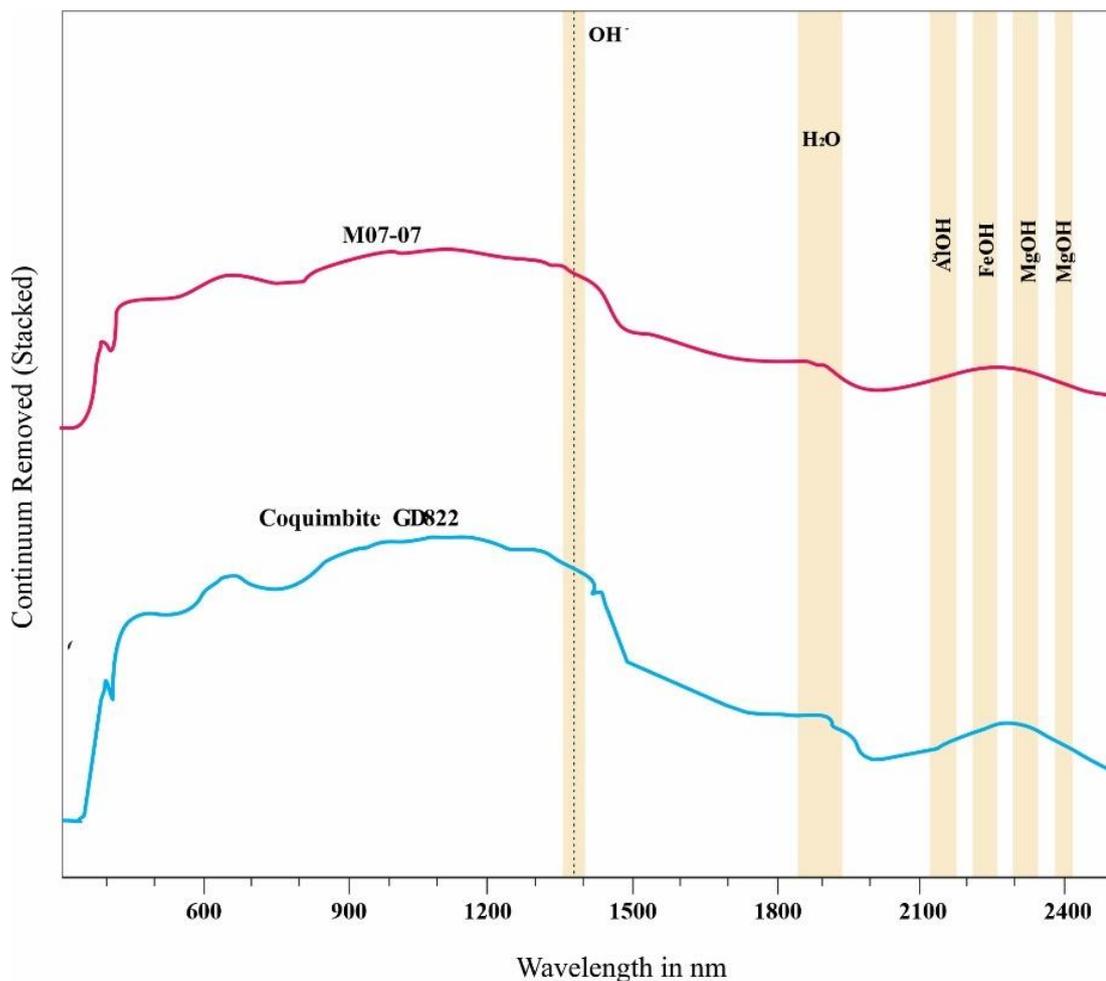


Figura 51- Espectros empilhados obtidos para as rochas plutônicas do alvo VVGD-443, com as absorções características do sulfato coquimbite, assim como os íons e elementos que influenciam as respostas espectrais obtidas. Os padrões espectrais foram retirados da biblioteca espectral de Kokaly *et al.* (2017).

9.2 INTERPRETAÇÃO DOS ESPECTROS CONFORME OS EVENTOS HIDROTERMAIS

9.2.1 Espectros relativos às unidades metamórficas

As rochas metamórficas presentes no bloco sul do depósito aurífero Volta Grande apresentam espectros referentes à mineralogia de rocha e alterações hidrotermais. Como abordado na petrografia, esses litotipos apresentam halos de alteração relativos aos dois eventos hidrotermais mineralizantes. Assim, nesse grupo é comum a mistura e sobreposição de minerais relativas à diferentes estágios metamórficos e hidrotermais. As rochas do Grupo Três Palmeiras têm como protólitos litotipos vulcânicos e sedimentos químicos e clásticos que se acumularam em bacias associadas a um arco continental (Vasquez 2006). A atuação do Ciclo Transamazônico (2,26–1,95 Ga) desencadeou o primeiro estágio de alteração textural e mineralógica desses protólitos sob fácies anfíbolito (hornblenda e plagioclásio prógradados). Durante o Riáciano (2,22–2,18 Ga), à medida que as placas convergiam e o ciclo tectônico avançava, houve a intrusão de corpos graníticos na porção noroeste do Domínio Bacajá. Nessa fase, também se formou o Granodiorito Oca, com idade de 2160 ± 3 Ma (Vasquez, 2006), que representa uma fase posterior às intrusões graníticas riácianas iniciais e pode ser considerado um dos estágios pós-orogênicos do Domínio Bacajá (Souza *et al.* 2024).

No conjunto metamórfico os espectros revelaram paragêneses associadas à dois tipos de metamorfismo importantes, iniciando com o regional que gerou os anfíbolitos e gnaisses de composição granodiorítica, e posterior superimposição de metamorfismo dinâmico a partir da ativação de zonas de cisalhamento (Souza *et al.* 2024) em fácies xisto verde a anfíbolito. Desse modo, sucessivos eventos tectônicos são descritos para o contexto geológico do depósito, que refletem na assembleia mineralógica aqui identificada.

9.2.1.1 Metamorfismo regional

As rochas metamórficas do bloco sul apresentam alguns minerais estáveis sob fácies xisto azul, incluindo almandina, estaurolita, glaucofano e jadeíta (Tabela 12). Os minerais almandina e estaurolita podem ser derivadas do aumento progressivo de temperatura, sob rochas granodioríticas com influência de pelitos ricos em Al (Barrow 1912), dada pela sequência de formação de clorita → biotita → almandina → estaurolita. A ocorrência de glaucofano e jadeíta denota ambiente com alta pressão e temperaturas relativamente baixas, típicas de zonas de metamorfismo regional e paleosubducção (Barrow 1893). Ao longo dos

espectros foi observada nefelina, que pode estar relacionada à formação de jadeíta, uma vez que, esse piroxênio possui composição intermediária entre a nefelina (NaAlSiO_4) e a albita ($\text{Na}_2\text{AlSi}_3\text{O}_8$) e, pode participar de reações metamórficas específicas, como nefelina + albita \rightarrow jadeíta ou albita \rightarrow jadeíta + quartzo (Klein & Dutrow, 2012).

Tabela 12- Mineralogia referente ao evento metamórfico regional do depósito Volta Grande.

Bloco norte (Paresqui 2024)	Bloco sul
Metamorfismo Regional	
Almandina	Almandina
	Estaurolita
Glaucofano	Glaucofano
	Jadeíta

9.2.1.2 Metamorfismo dinamo-termal

O evento dinamo-termal impresso nas rochas do bloco sul é relativo à reativação das zonas de cisalhamento transcorrente NW–SE, dado pela percolação de fluidos hidrotermais sin-orogênicos, caracteriza um sistema do tipo *lode* orogênico (Agnerian 2005, Vasquez & Rosa-Costa 2008, Klein *et al.* 2014). Os depósitos de ouro orogênico ocorrem ao longo de cinturões metamórficos do Paleoarqueano ao Terciário (Groves *et al.* 2003), formados a partir da interação do fluido hidrotermal em sintonia ou posterior à atividade tectônica e o pico do metamorfismo de terrenos vulcânicos e plutônicos (Groves *et al.* 1998, Hagemann & Cassidy 2000, Kerrich *et al.* 2000). Neste caso, representados pelas intrusões do Granodiorito Oca em meio ao *greenstone* Três Palmeiras.

Craw *et al.* (2009) ao estudarem as alterações hidrotermais presentes em depósitos auríferos orogênicos da Nova Zelândia, constataram a existência de três estilos de alterações hidrotermais, sendo metamórfica, alteração com ankerita e veios rasos. O metamorfismo é de fácies xisto verde e atinge grandes volumes das rochas hospedeiras, limitadas pelo forte controle estrutural decorrente da deformação compressiva, resultando em diferentes graus de milonitização (Sibson 1977). As rochas afetadas pela alteração metamórfica, frequentemente apresentam veios de quartzo com calcita e silicificação em relação às rochas hospedeiras (Craw *et al.* 2009).

A origem dos fluidos hidrotermais associados ao metamorfismo dinâmico provavelmente constitui água meteórica de circulação profunda e/ou fluidos de desidratação de pilha metamórfica quente subjacente (Jenkin *et al.* 1994, Upton *et al.* 1995, Koons *et al.* 1998, Pitcairn *et al.* 2006), bem como água magmática (Ronde *et al.* 2000). Essa suplementação

associada ao aumento da temperatura constitui um cenário excelente para a mobilidade de fluida do ouro (Pitcaim *et al.* 2006, Craw *et al.* 2009). No bloco sul do depósito Volta Grande, a alteração metamórfica resultante do cisalhamento gerou mineralizações de ouro e sulfeto, além dos minerais cummingtonita e nefrita nos anfibolitos, minerais que podem ocorrer pela interação das rochas hospedeiras com os fluidos no momento da deformação de fácies xisto verde a anfibolito (Klein & Dutrow 2012).

9.2.1.3 Evento epitermal

O último evento hidrotermal presente nas rochas metamórficas do depósito é vinculado a sistemas epitermais *intermediate-* ou *high-sulfidation*, com paragêneses minerais específicas. A alteração potássica é caracterizada nessas rochas pela paragênese albita, microclínio, biotita, clorapatita, fluorapatita e rutilo. A presença do rutilo sugere condições de alta temperatura em sistemas hidrotermais. Introdução de H₂O, CO₂ e enxofre no sistema, sob temperaturas de 250 a 400 °C, resulta na formação do halo de alteração propilítica, caracterizado por albita, actinolita, clorita, epidoto, microclínio, muscovita e siderita. A richterita é um anfibólio sódico do grupo da tremolita-actinolita (Klein & Dutrow 2012) e pode ocorrer em ambientes hidrotermais associados à alteração propilítica. A siderita (FeCO₃) precipita com a introdução de ferro e carbonato nos fluidos hidrotermais.

Os espectros mostraram a ocorrência de muscovita e vermiculita na alteração sericítica, sendo esta última formada por processos de substituição (biotita → vermiculita e flogopita → vermiculita). A vermiculita é característica de sistemas hidrotermais com temperaturas abaixo de 350 °C (Ugarte *et al.* 2008), indicando diminuição progressiva de temperatura. A alteração clorítica revela proclorita, mineral típico de alteração hidrotermal em ambiente com temperaturas e pressões baixas (Klein & Dutrow 2012). A silicificação incluiu *chert* e opala, minerais pertencentes ao grupo do quartzo. Paresqui (2024) descreveu *chert* identificado como sendo *vuggy silica*, dado que essa textura não tem correspondência na biblioteca espectral da USGS e ambos constituem quartzo microcristalino.

Os halos de alteração argílica exibem paragêneses minerais semelhantes aquelas identificadas no bloco norte (Paresqui, 2024). A alteração argílica intermediária incluiu os argilominerais antigorita, caulinita, halloysita, illita, montmorillonita, nontronita e serpentina, enquanto a alteração argílica avançada revela alunita e goethita, resultado da decomposição de feldspatos durante a interação da rocha com fluidos ácidos (Pirajno 2009).

No bloco sul, a alteração carbonática nos espectros referentes às rochas metamórficas é representada por ancilita e estroncianita, minerais associados a ambientes com altos estrôncio e bário (Klein & Dutrow 2012). A ocorrência de calcita placóide, bem como pirita coloidal, indicam que essa alteração esteve vinculada à zona de *boiling*, dada pela supersaturação em voláteis do fluido magmático. Assim, a ocorrência de ancilita e estroncianita é possível devido à complexidade e variedade de reações químicas durante a ebulição. Após a fase de *boiling*, o fluido fica empobrecido em SO₂ e CO₂, formando uma fase de vapor, líquido remanescente ultra ácido (pH ≈ 1) e aumento na razão K⁺/H⁺ (Hedenquist *et al.* 2000).

9.2.2 Espectros relativos às rochas vulcânicas e plutônicas isotrópicas

O processo hidrotermal que afetou predominantemente as rochas vulcânicas e plutônicas isotrópicas (Tabela 13) inicia com a alteração potássica com albita, biotita, cloroapatita, fluorapatita, microclínio e rutilo. São resultantes da substituição de plagioclásio e minerais máficos sob temperaturas de 450 a 600 °C. Na sequência, ocorre a alteração propilítica com actinolita, albita, calcita, clinoptilolita, clorita, epidoto, goethita, heulandita, richterita e siderita. Os carbonatos presentes na alteração propilítica são calcita e siderita. Nessa alteração também ocorreram clinoptilolita e heulandita, comuns em veios hidrotermais de rochas vulcânicas (Klein & Dutrow 2012). A alteração sericítica revela muscovita e vermiculita.

A alteração clorítica mostra clinocloro, cookeita, corrensita, proclorita e thuringita. Cookeita é uma variedade de clorita que apresenta substituição de lítio por alumínio, comumente de origem hidrotermal (Bailey 1989). O mineral corrensita é uma mica expansiva formada pela intercalação de clorita trioctaédrica com vermiculita dioctaédrica (Bailey 1989). O mineral thuringita é uma variedade de clorita chamosita e pode indicar uma fase de alteração anterior à deposição de metais preciosos (Klein & Dutrow 2012).

A silicificação envolveu a substituição das rochas por sílica, resultando em *chert*, opala e calcedônia. O *chert*, especificamente a *vuggy silica*, é característico de ambientes hidrotermais altamente ácidos, onde a sílica precipita a partir de soluções aquosas. Da mesma forma, a opala e a calcedônia, que se formam em condições de baixa temperatura, também resultam da precipitação de sílica nesses sistemas (Pirajno 1992, Klein & Dutrow 2012).

Tabela 13- Comparativo entre os espectros obtidos nos dois blocos exploratórios do depósito Volta Grande, em relação às alterações hidrotermais dos tipos potássica, propilítica, sericitica e clorítica.

	Bloco Norte (Paresqui 2024)	Bloco Sul
Temperatura ↓	Alteração Potássica	
		Albita
		Biotita
		Cloroapatita
		Fluorapatita
		Microclínio
		Rutilo
	Alteração Propilítica	
	Actinolita	Actinolita
		Albita
	Calcita	Calcita
	Clorita	Clorita
	Clinoptilolita	Clinoptilolita
		Epidoto
	Goethita	Goethita
	Heulandita	Heulandita
		Microclínio
		Muscovita
		Richterita
	Siderita	
Alteração Sericitica		
	Muscovita	
Vermiculita	Vermiculita	
Alteração Clorítica		
Clinocloro	Clinocloro	
	Cookeite	
Corrensite	Corrensite	
Proclorita	Proclorita	
Thuringita	Thuringita	

A alteração argílica intermediária envolve antigorita, caulinita, crisotila, haloisita, hectorita, illita, lizardita, montmorillonita, nontronita, rectorita, saponita, sauconita, serpentina e sepiolita. A illita é deficiente em álcalis próximo da composição de muscovitas e comum em depósitos epitermais (Pirajno 1992). O grupo da serpentina pode ocorrer como resultado de alteração hidrotermal (Navarro *et al.* 2017) e, nessas rochas compreende antigorita, crisotilo e lizardita, minerais amplamente distribuídos ao longo de alterações de silicatos magnesianos, como olivina, piroxênio e anfibólio (Klein & Dutrow 2012). Serpentinhas também estiveram presentes no bloco norte do depósito, com ocorrência associada ao halo de alteração argílica intermediária (Paresqui 2024). A caulinita nos espectros foi representada pela própria caulinita, mas também por haloisita, que constitui um argilomineral produto de alteração hidrotermal ou de intemperismo de aluminosos, como feldspatos (Navarro *et al.* 2017). Henley & Ellis (1983), atribuíram o mineral haloisita como pertencente à alteração argílica avançada, em seus estudos sobre os limites de temperatura para as zonas de alteração hidrotermal. Os minerais do grupo da esmectita também estiveram presentes (Pirajno 2009) e, formam a alteração argílica intermediária (Fig. 44), com ocorrência de hectorita, montmorillonita, nontronita, saponita e sauconita. No bloco norte, os minerais do grupo da esmectita presentes foram nontronita, sauconita e hectorita (Paresqui 2024). Esses minerais podem ter gênese relativa à mistura de

fluidos hidrotermais com água meteórica e representam uma transição entre o halo de alteração argílica intermediária e avançada (Klein & Dutrow 2012). A sepiolita é definida como um argilomineral do grupo das hormitas (Luz & Almeida, 2005).

A alteração argílica avançada (Tabela 14) é caracterizada pela associação mineralógica de *chert*, opala, jarosita, gipsita, bassanita, epsomita e celestita no bloco norte do depósito (Paresqui 2024). No bloco sul, essa alteração também ocorre, com *chert*, opala e calcedônia, alunita, butlerita, celestita, coquimbita, copiapita, gipsita, kieserita, jarosita, mascagnita e thenardita. Pirajno (1992) descreve esse tipo de alteração em depósitos epitermais *high-sulfidation*, resultante da lixiviação ácida por percolação de fluido magmático oxidado e rico em enxofre, juntamente com água meteórica. A atividade vulcânica manifestadas por fontes termais e fumarolas pode gerar sulfatos (Atencio & Hypolito 1993). Jarosita é o equivalente ferrífero da alunita, estável até temperaturas de 170 °C (Klein & Dutrow 2012). A presença de butlerita indica que a temperatura do sistema durante essa alteração estava até o limite de 140 °C (Quéméneur 1968). Para a formação de celestita são necessárias soluções ricas em estrôncio, ao passo que gipsita é típica da interação entre carbonatos e vapores de enxofre. A kieserita tem formação vinculada à desidratação de epsomita em condições de baixa umidade (Klein & Dutrow 2012). A mascagnita e a thenardita são sulfatos de amônia e sódio respectivamente, com ocorrência possível em depósitos de atividade de fumarolas vulcânicas.

A percolação de fluidos hidrotermais em sistemas epitermais *high-sulfidation* causa intensos processos de lixiviação nas rochas hospedeiras, resultando em texturas características, como *vuggy silica* e alteração hidrotermal argílica avançada com quartzo e alunita (Sillitoe 2010). No caso do bloco sul, a mineralogia obtida por espectroscopia demonstrou a ocorrência de um sistema completo de alterações hidrotermais, iniciando com a alteração potássica e evoluindo até a alteração carbonática em zona de *boiling*. Isto é evidenciado pela mineralogia constituída por ortoclásio, calcita, siderita e epídoto ao longo dos espectros, além do hábito placoide da calcita. A zona de *boiling* é ativada quando o fluido hidrotermal *high-sulfidation* está supersaturado em voláteis, caracterizando um sistema instável, e posterior colapso e ebulição (*boiling*) entre 500 e 200 m de profundidade (Sillitoe 2010).

Outros carbonatos que ocorrem na zona de *boiling* são aragonita, ancilita, calcita, dolomita, estroncianita, gaylussita, rodocrosita e trona, indicando a variedade composicional dos fluidos e vapores presentes no sistema. O grupo das aragonitas ocorre nos espectros de estroncianita, sugerindo um importante conteúdo de estrôncio nos fluidos. A ancilita também é um carbonato rico em estrôncio e ETR. Gaylussita e trona são carbonatos hidratados raros,

encontrados em depósitos com sais. A ocorrência da rodocrosita e dolomita indicam a presença de manganês, magnésio e cálcio nas soluções hidrotermais (Klein & Dutrow 2012).

Tabela 14- Comparativo entre os espectros obtidos nos dois blocos exploratórios do depósito Volta Grande, em relação às alterações hidrotermais dos tipos silicificação, argílicas intermediária e avançada, além de carbonatação em zona de *boiling*.

	Bloco Norte (Paresqui 2024)	Bloco Sul
Temperatura ↓	Silicificação	
	<i>Chert</i>	Calcedônia
	Opala	<i>Chert</i> Opala
	Alteração Argílica Intermediária	
	Antigorita	Antigorita
	Crisotilo	Caolinita Crisotilo
	Hectorita	Haloysita Hectorita
	Illita	Illita
	Lizardita	Lizardita
	Montmorillonita	Montmorillonita
	Nontronita	Nontronita
	Saponita	Rectorita Saponita
	Sauconita	Sauconita Sepiolita
	Serpentina	Serpentina
	Alteração Argílica Avançada	
	Bassanita	Alunita
	Celestita	Butlerita Celestita Coquimbita Copiapita
	Epsomita	Gipsita
	Gipsita	Gipsita Kieserita
	Jarosita	Jarosita Mascagnita Thenardita
	Carbonatação em zona de <i>boiling</i>	
	Aragonita	Aragonita Ancilita
	Calcita	Calcita Dolomita
	Estrocianita	Estrocianita Gaylussita
	Rodocrosita	Rodocrosita Trona

10 METAMORFISMO, SEQUÊNCIA PARAGENÉTICA E A RELAÇÃO COM OS EVENTOS MINERALIZANTES

No bloco sul do depósito Volta Grande as feições petrográficas e a estratigrafia dos alvos estudados permitiram a individualização de quatro estágios evolutivos em relação às rochas metamórficas (Fig. 52). O primeiro estágio presente nessas rochas é relativo à transformação metamórfica dos protólitos magmáticos e sedimentos químicos e clásticos para os gnaisses de composição granodiorítica e anfibolito (Fig. 52a). Segundo Souza (2021), o processo inicia com a formação de gnaisses de composição granodiorítica e anfibolito, vinculados ao metamorfismo regional. O próximo estágio é definido pela instalação de zonas de cisalhamento (Fig. 52b), que ocasiona a recristalização em fácies anfibolito médio de feldspatos, minerais máficos e quartzo e, resulta nas texturas porfiroclásticas, bem como a cominuição da matriz, obliteração do bandamento gnáissico e formação da foliação de milonítica.

Em depósitos do tipo ouro orogênico o hidrotermalismo é desenvolvido sob condições metamórficas em estágios tardios de orógenos, a partir do aumento do gradiente geotérmico e rápida ascensão e migração de fluidos compostos por $H_2O-CO_2 \pm CH_4$, de baixa salinidade e pH próximo ao neutro (Groves *et al.* 1998). Esses fluidos podem transportar metais como complexos aniônicos que, por meio de diferentes processos, precipitam sulfetos e formam *stockwork* de quartzo com ouro (Groves *et al.* 1998, Tomkins 2013) em fácies anfibolito superior (Souza 2021). No bloco sul, os veios de quartzo tipo *stockwork* apresentam ouro, arsenopirita, pirita e calcopirita, com ocorrência disseminada ao longo da foliação milonítica.

A alteração potássica presente nessas rochas sugere a interação com fluidos em condições de fácies anfibolito inferior ($>500\text{ }^\circ\text{C}$, Goldfarb *et al.* 2005). Outra alteração presente é a propilítica, que indica hidrotermalismo vinculado a retrometamorfismo (Souza *et al.* 2024) gerando actinolita a partir de hornblenda e clorita a partir de biotita. O carbonato presente na alteração propilítica provavelmente é oriundo da percolação de fluidos carbonatados, resultando na oxidação de minerais pretéritos em estágio intermediário (Hunt 1977), sob condições de pH neutro a alcalino. Essas alterações hidrotermais se fazem presentes no estágio pós-metamórfico ao cisalhamento (Fig. 52c). Após a colocação de diques relativos às rochas vulcânicas e plutônicas isotrópicas ocorreram alterações hidrotermais e mineralizações nas rochas metamórficas em estágio pós-magmático (Fig. 52d).

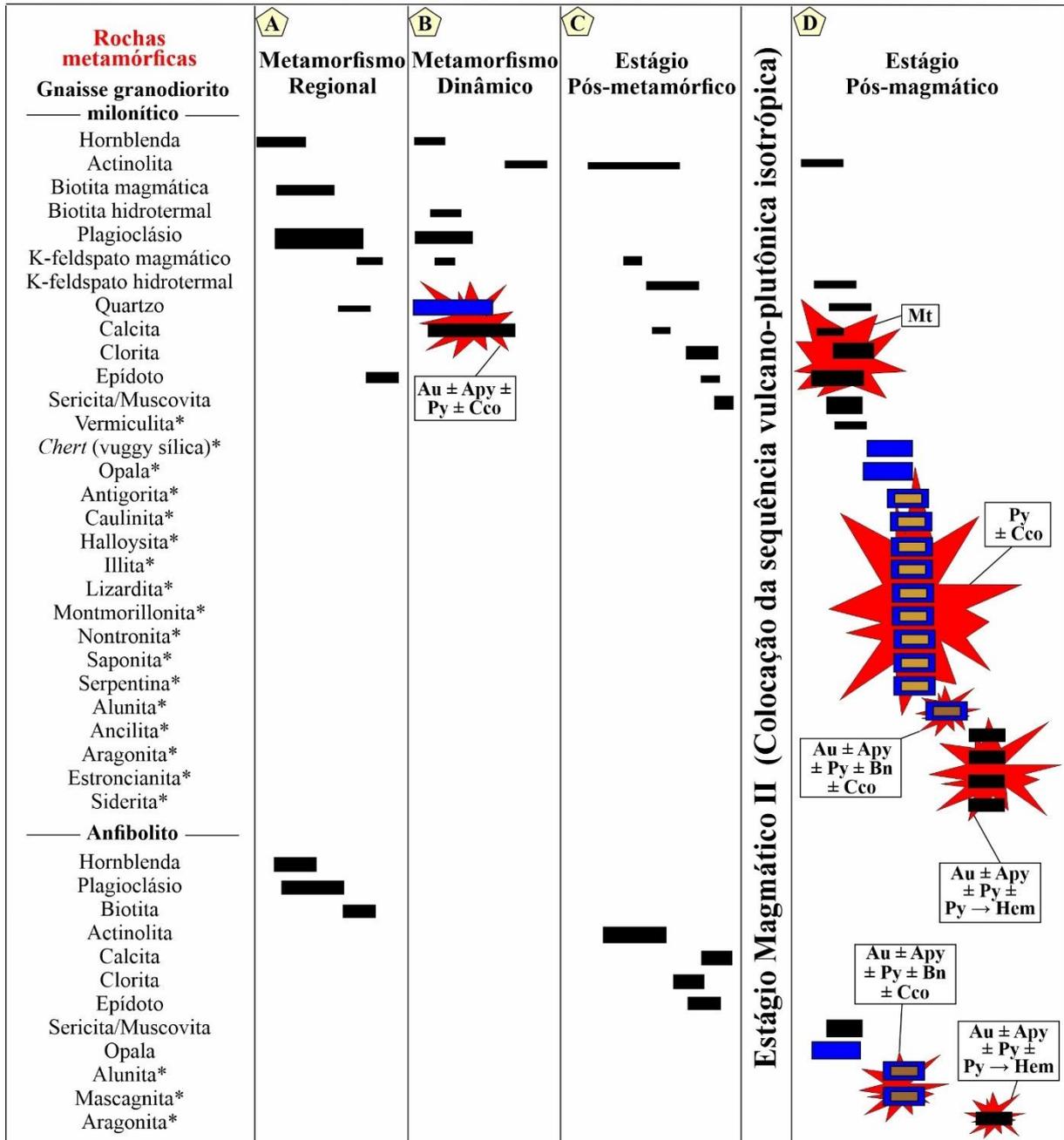


Figura 52- Representação esquemática dos estágios de metamorfismo, alterações hidrotermais e sequenciamento paragenético das rochas do bloco sul do depósito Volta Grande. As mudanças físico-químicas são inferidas a partir dos campos de estabilidade mineral (Pirajno 1992) e dos estágios evolutivos descritos para o bloco norte do depósito (Souza 2021, Souza *et al.* 2024).

O estágio pós-magmático (Fig. 52d, Fig. 53) relativo às rochas vulcânicas e plutônicas isotrópicas envolve oito alterações hidrotermais típicas de sistemas minerais epitermais (Pirajno 2009, Echeverri-Misas 2010, Lobato 2022). Os sistemas epitermais comumente formam depósitos em veios, uma vez que sua geometria é controlada pela permeabilidade das rochas

encaixantes (Robb 2005). Para a gênese desses depósitos, se faz necessário temperaturas e profundidades relativamente baixas (<300 °C, 1–2 km). A petrografia permitiu o sequenciamento das alterações hidrotermais presentes nessas rochas, onde inicia com a alteração potássica e finaliza com a alteração carbonática. Dessa forma, as alterações hidrotermais relativas ao estágio pós-magmático apresentam uma sequência completa para depósitos epitermais (Pirajno 1992, Pirajno 2009).

Nos estágios finais de consolidação das rochas vulcânicas e plutônicas tardias houve provavelmente a formação de fluidos alcalinos altamente salinos, aquecidos sob temperaturas de 600 a 800 °C (Pirajno 1992). Esse processo promoveu reações de trocas químicas e crescimento *subsolidus* de fases minerais hidrotermais, como microclínio e biotita do halo de alteração potássica. A presença da alteração propilítica indica que, provavelmente, houve a adição de H₂O, CO₂ e, localmente S no sistema (Pirajno 1992). A ocorrência de magnetita nesse halo indica que o fluido hidrotermal continha Fe⁺² e Fe⁺³, uma vez que o ferro presente nesse mineral normalmente ocorre dessa forma. Outra evidência da presença de Fe⁺² e Fe⁺³ no sistema, é a ocorrência de vermiculita no halo de alteração sericítica, onde tal mineral constitui um tipo de clorita (Klein & Dutrow 212). A alteração sericítica é desencadeada pela liberação de H⁺, que a decomposição de feldspatos com a presença de H⁺, OH⁻, K e S (Pirajno 1992).

Com a progressiva diminuição da temperatura, variando de 300 a 100 °C, ocorreu o processo de lixiviação ácida no sistema (Pirajno 1992). Isto possibilitou o desenvolvimento de alteração argílica intermediária, que provoca a substituição de clorita por pirita e calcopirita. A adição de alto conteúdo de enxofre e pouca água meteórica promove o avanço das alterações hidrotermais para argílica avançada. Por fim, a carbonatação é descrita como o último halo de alteração hidrotermal devido às relações de superposição. A alteração carbonática é responsável pela deposição de ouro, arsenopirita e pirita. Apresenta calcita em formato placoide e pirita coloidal, feições características de zonas de *boiling* em sistemas epitermais. Ao longo desse halo hidrotermal também ocorre hematita, provenientes da reação de substituição pirita → hematita.

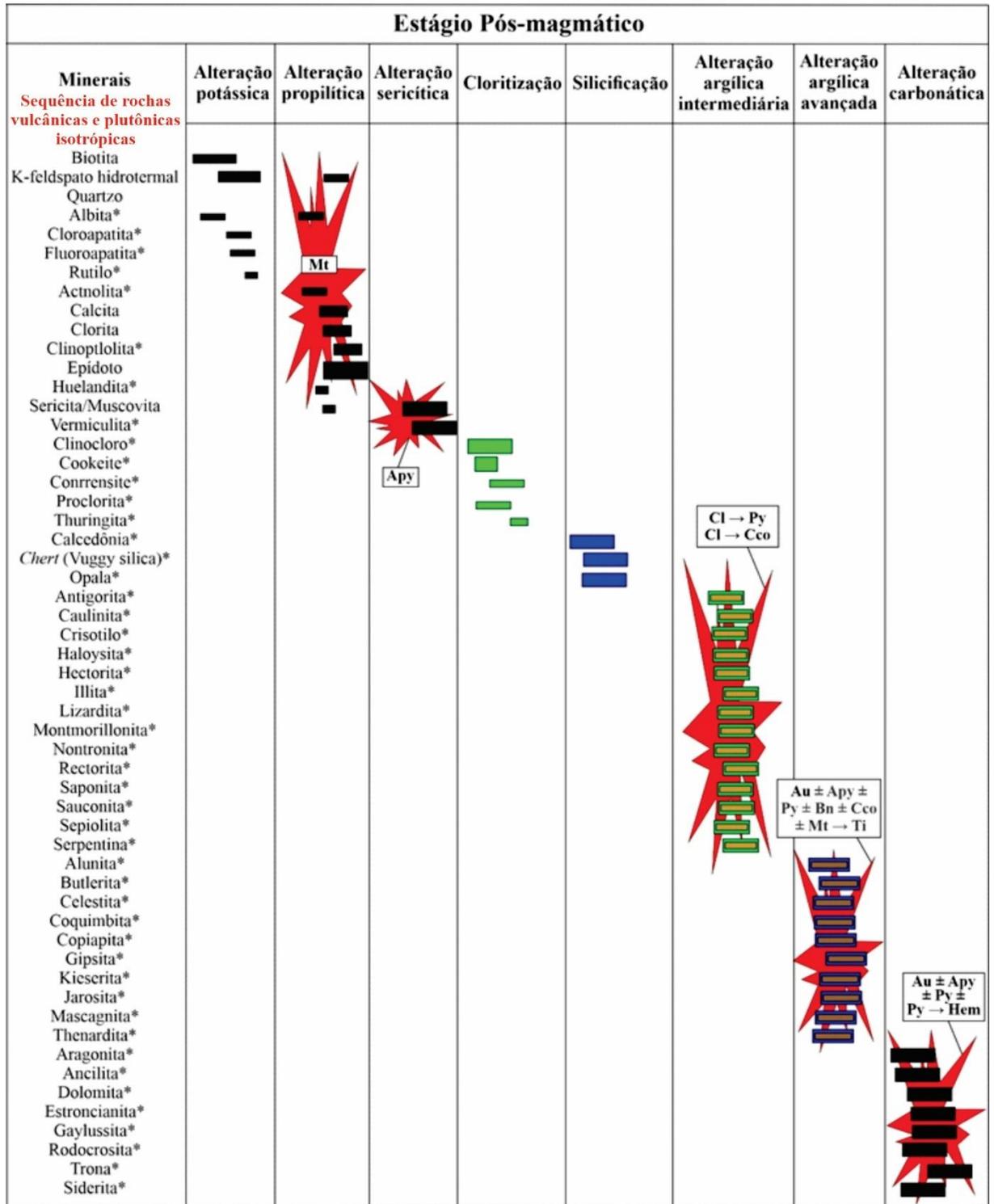


Figura 53- Representação esquemática dos estágios de alterações hidrotermais e sequenciamento paragenético das rochas do bloco sul do depósito Volta Grande. As mudanças físico-químicas são inferidas a partir dos campos de estabilidade mineral (Pirajno 1992) e dos estágios evolutivos descritos para o bloco norte do depósito (Souza 2021, Souza *et al.* 2024).

11 DISCUSSÃO

Os dois blocos exploratórios do depósito Volta Grande mostram paragêneses minerais relativas à sobreposição de eventos metamórficos e magmáticos-hidrotermais. Nas rochas metamórficas há evidência de dois eventos metalogenéticos de ouro, sendo o primeiro definido como orogênico e o segundo como hidrotermalismo epitermal *intermediate* ou *high-sulfidation*, associado à colocação de uma sequência de rochas vulcânicas e plutônicas isotrópicas (Souza *et al.* 2024, Paresqui 2024). No bloco sul as paragêneses minerais revelaram grande variedade mineralógica, com a repetição de muitos minerais caracterizados no bloco norte (Paresqui 2024), possibilitando interpretações mineralógicas integradas ao nível de depósito. A principal diferença entre eles está na maior intensidade das alterações nas rochas afetadas pelos fluidos hidrotermais do segundo evento no bloco sul. No que se refere a essas alterações, as mineralizações relativas ao primeiro evento estão restritas ao halo de alteração de silicificação, com a ocorrência de mineralizações disseminadas ao longo da foliação milonítica, sendo responsável pela formação de arsenopirita, ouro, pirita e calcopirita. O segundo evento concentrou as mineralizações nos halos de alteração propilítica (magnetita), argílica intermediária (pirita e calcopirita), argílica avançada quando sobrepondo o halo de silicificação (ouro, arsenopirita, pirita, bornita e calcopirita) e carbonática com indícios de zona de *boiling* (ouro, arsenopirita, pirita e hematita), refletindo mudanças nas condições dos fluidos hidrotermais entre os dois episódios.

As rochas metamórficas são oriundas de dois tipos de metamorfismo, na seguinte ordem: metamorfismo regional (Vasquez 2006) → metamorfismo dinâmico-termal, sendo este último relacionado ao primeiro evento mineralizante de ouro (Agnerian 2005, Vasquez & Rosa-Costa 2008, Klein *et al.* 2014). Em relação ao segundo evento, associado à colocação das rochas vulcânicas e plutônicas isotrópicas, os granodioritos miloníticos foram mais afetados pelos fluidos hidrotermais em comparação com o anfíbolito.

Para entender o contexto evolutivo dos eventos metalogenéticos presentes nas rochas metamórficas, é importante considerar a instalação de ambientes diversificados do grupo superior do *greenstone* Três Palmeiras, anterior à ativação do Ciclo Transamazônico (2,2–1,95 Ga), variando entre ambientes marinhos e continentais, com a deposição de sedimentos químicos e clásticos diversificados. A ocorrência de almandina e estauroлита nas rochas do Granodiorito Oca denotam a influência de níveis sedimentares como pelitos ricos em Al (Klein & Dutrow 2012). O progressivo metamorfismo regional foi responsável pela transformação das unidades litoestratigráficas em condições de fácies anfíbolito médio até possivelmente xisto

azul, este último dado pela ocorrência de glaucofano nos gnaisses de composição granodiorítica do Granodiorito Oca. Além da formação de anfibolitos sob fácies anfibolito médio em derrames basálticos pretéritos. Outra evidência de contribuição do *greenstone belt* Três Palmeiras são os xenólitos de metavulcânicas em granitoide de 2,13 Ga (Vasquez 2006).

As idades 2353 ± 43 e 2146 ± 19 Ma (Cristo 2018) em piritas associadas ao ouro são interpretadas como as idades de mineralização nas rochas do Grupo Três Palmeiras, bem como de 2189 ± 11 Ma para partículas de ouro do Granodiorito Oca. Dessa forma, essas mineralizações são produtos de etapas distintas atribuídas a uma ou mais fases do Ciclo Transamazônico e configuram as mineralizações formadas durante o primeiro evento mineralizante do depósito (tipo *lode*) com a percolação de fluidos hidrotermais ao longo de metamorfismo dinâmico (Fig. 54a). Esse evento tornou propício à formação de nefrita e cummingtonita nos anfibolitos presentes no bloco sul.

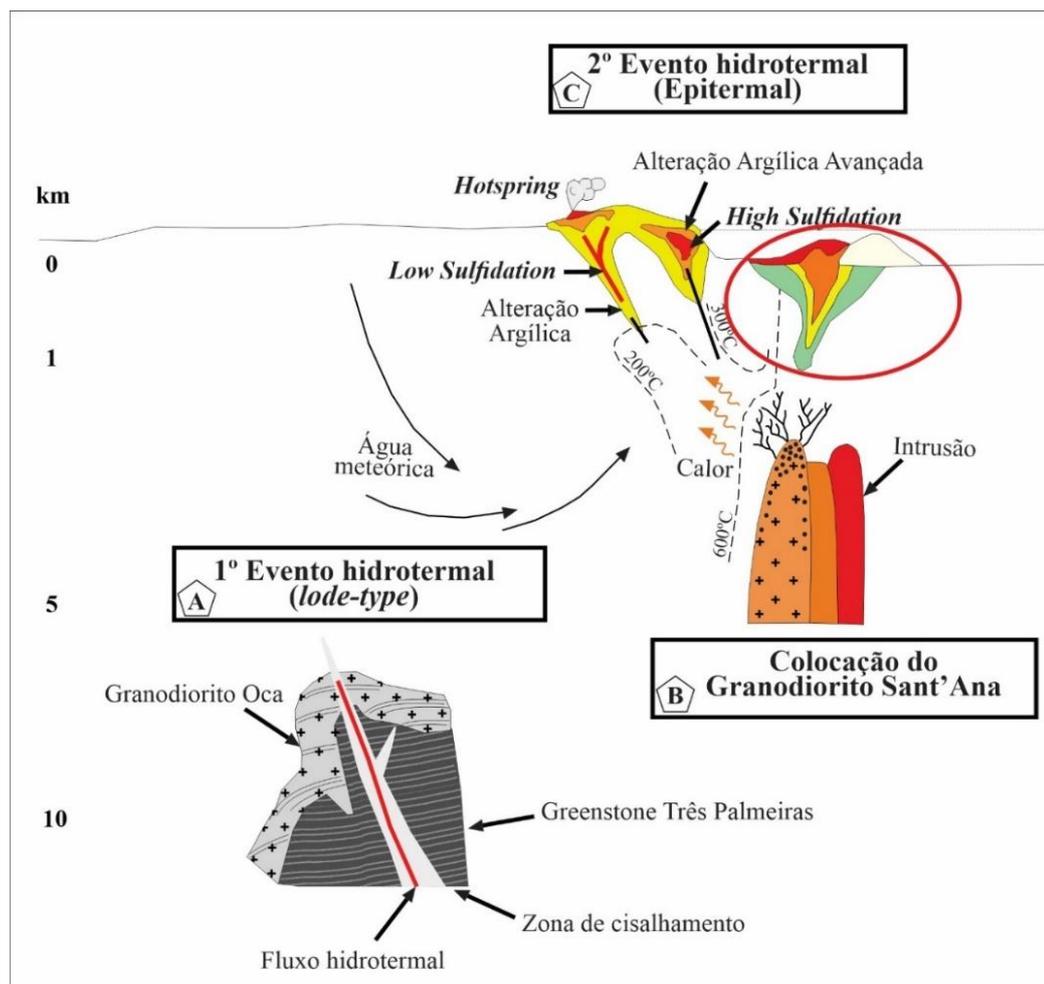


Figura 54- Evolução metalogenética do depósito Volta Grande. A: percolação de fluido hidrotermal em contexto de zona de cisalhamento, estabelecido nas rochas da Sequência Três Palmeiras e no Granodiorito Oca. B: colocação do Granodiorito Sant'Ana, que culmina com o aumento do gradiente geotérmico da região. C: evento epitermal *intermediate ou high-sulfidation*, relativo ao segundo evento hidrotermal-mineralizante do depósito Volta Grande.

A suplementação de fluidos hidrotermais relativos ao primeiro evento metalogenético de ouro pode ter tido origem no início da colisão, anterior à colocação do Granodiorito Oca. A subducção continental teve contribuição de rochas referentes ao *greenstone belt* Três Palmeiras, fornecendo sedimentos químicos e clásticos variados para as alterações hidrotermais referentes ao primeiro evento mineralizante. Dessa forma, as rochas do Granodiorito Oca seccionaram esse *greenstone* após a ativação do Ciclo Transamazônico (2,26–1,95 Ga) e o início da deformação regional. Assim, pode ser considerado um dos eventos pós-orogênicos do Domínio Bacajá (Souza *et al.* 2024), e que após a ativação das zonas de cisalhamento há o aumento do gradiente geotérmico e percolação dos fluidos, com consequente formação de mineralizações auríferas do tipo *lode*.

A unidade mais jovem do Domínio Bacajá é o Granodiorito Sant'Ana (Fig. 54b), de idade 1986 ± 5 Ma e textura isotrópica, assim como as rochas vulcânicas e plutônicas tardias do bloco sul. A intrusão desse magmatismo pode ter sido o responsável pela formação do sistema epitermal, caracterizando o segundo evento metalogenético de ouro do depósito Volta Grande (Fig. 54c). Embora no momento não estejam disponíveis dados litogeoquímicos, esses litotipos isotrópicos tem potencialmente assinatura geoquímica compatível com granitoides de arco magmático. Isso explicaria a natureza das alterações hidrotermais, texturas de deposição do minério, volume de rochas hidrotermalizadas e, principalmente, o teor e volume de ouro identificados nesse segundo evento mineralizante.

12 CONCLUSÕES

Os dados obtidos ao longo desse trabalho indicam que o depósito aurífero de classe-mundial Volta Grande apresenta sucessivos eventos metamórficos e magmáticos-hidrotermais. A metalogênese de ouro é relativa à dois eventos mineralizantes, eficientes na remobilização, transporte e deposição de metais. As seguintes conclusões podem ser estabelecidas:

1. Nas rochas metamórficas há a sobreposição de tipos de metamorfismo conforme o contexto tectônico. Inicia com o metamorfismo regional, que transformou os derrames basálticos do Grupo Três Palmeiras em anfibolitos e os granodioritos do Granodiorito Oca em gnaisses granodioríticos. Posteriormente, esse conjunto foi metamorfozido em fácies anfibolito médio, durante o evento cisalhante;
2. O primeiro evento metalogenético do depósito Volta Grande é relativo a metamorfismo orogênico. Ele é responsável pela deposição de ouro ao longo de fissuras e de modo disseminado. Esse evento foi fomentado por processos pretéritos em associação com mudanças no gradiente geotérmico e posterior ativação do hidrotermalismo ao longo das zonas de cisalhamento;
3. O segundo evento mineralizante é oriundo da percolação de fluidos hidrotermais em ambiente de intensa lixiviação das rochas hospedeiras, resultando em texturas como *vuggy silica* e alteração argílica avançada com quartzo e alunita. As rochas vulcânicas e plutônicas associadas a este evento apresentam evidências de um sistema completo de alteração hidrotermal, iniciando com a potássica e evoluindo até a carbonática em zona de *boiling*. A ativação do sistema epitermal pode estar relacionada à colocação das rochas do Granodiorito San'tAna, que alteraram o gradiente de temperatura geotérmica, desencadeando a percolação de fluidos hidrotermais, os quais foram suplementados por eventos metamórficos anteriores;
4. A presença do segundo evento hidrotermal foi crucial para o aumento do teor e tonelagem de ouro, como identificado nas rochas e zonas de *stockwork* associadas a alteração argílica avançada (até 39,4 g/t). Assim, as rochas associadas às alterações argílica avançada, silicificação e carbonática são guias prospectivos para o minério de alto teor no bloco sul do depósito Volta Grande.
5. O estudo comparativo entre as rochas do bloco norte e sul permitiram a identificação de padrões contrastantes, onde o bloco sul possui alterações hidrotermais mais intensas relativas ao segundo evento mineralizante.

REFERÊNCIAS

- Agnerian H. 2005. *Technical Report on the Volta Grande Gold Property, Brazil*. Vancouver, Verena Minerals Corporation.
- Almeida F.F.M., Hasui Y., Brito Neves B.B., Fuck R.A. 1981. Brazilian structural provinces: An introduction. *Earth Science Reviews*, **17** (1–2): 1–29.
- Alves M. A. G. 2020. *Controles hidrogeológicos cársticos e efeitos antrópicos na Lagoa Grande, Sete Lagoas (MG)*. MS Dissertation, Evolução Crustal e Recursos Naturais, Escola de Minas, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 79 p.
- 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.
- Atencio D. & Hypolito R. 1993. Minerais e equivalentes sintéticos do Sistema Fe₂O₃-SO₃-H₂O. *Boletim IG-USP, Sér.Cient*, **24**: 67-75.
- Badura I. & Dąbski M. 2022. Reflectance spectroscopy in geology and soil sciences: Literature review. *Quaestiones Geographicae*, Bogucki Wydawnictwo Naukowe, Poznań, **41**(3): 157–167.
- Bailey S.W. & Lister J.S. 1989. Structures, compositions, and X-ray diffraction identification of dioctahedral chlorites. *Clays and Clay Minerals*, **37**: 193–202.
- Barros C.E.M. & Besser M.L. 2015. *Folha Rio Bacajá SA.22-Y-D-IV*. Belém, CPRM-Serviço Geológico do Brasil. 1 mapa. Escala 1:100.000.
- Barrow G. 1893. On an intrusion of muscovite biotite gneiss in the southeast Highlands of Scotland and its accompanying metamorphism. *Quar J Geol Soc London*, **49**:330–358.
- Barrow G. 1912. On the geology of the lower Deeside and the Southern Highland Border. *Proc Geol Assoc* **23**:268–273.
- Belo Sun Mining Corp. 2021. *Volta Grande Gold Project*. Precious Metals Summit Presentation. Disponível em <https://www.belosun.com/resources/presentations/Corporate-Belo-Sun-Presentation-2021.pdf>. Acesso em: 03 abril de 2023.
- Bizzi L.A., Schobbenhaus C., Vidotti R.M., Gonçalves J.H. 2003. *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil*. Brasília, DF, CPRM, Serviço Geológico do Brasil, p. 264-271.
- Brito Neves B.B. de & Cordani U.G. 1991. Tectonic evolution of south america during the late proterozoic. *Precambrian Research*; **53** (1-2): 23-40.
- Carneiro C.C. 2010. *Modelagem espacial de dados aerogeofísicos e interpretação de imagens SAR aplicados ao mapeamento geológico e metalogenético da região central do Domínio Bacajá, Estado do Pará*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de Campinas.

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*. Altamira, NI 43-101.

Clark D.A, Beck A.T, Stewart B. 1990. Cognitive specificity and positive-negative affectivity: complementary or contradictory views on anxiety and depression. *J Abnorm Psychol* **199**:148-155.

Cooke D.R., Hollings P., Walsh J.L. 2005. Giant Porphyry Deposits: Characteristics, Distribution, and Tectonic Controls. *Economic Geology*, 100, 801-818.

Cordani U.G. & Brito Neves B.B., 1982 - The geologic evolutions of South America during the Archean and early Proterozoic. *Rev. Bras. Geoc.*, **12**(1/3): 78- 88.

Cordani U.G., Iyer S.S., 1979. Geochronological investigation on the Precambrian granulitic terrain of Bahia, Brazil. *Precambrian Research* **9**, 255 e 257.

Cordani U. G. & Sato K. 1999. Crustal evolution of the South American Platform, based on Nd isotopic systematics on granitoid rocks. *Episodes*, **22**: 167-173.

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, Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, xiv, 66p.

Craw D., Upton, P., MacKenzie D. J. 2009. Hydrothermal alteration styles in ancient and modern orogenic gold deposits, New Zealand. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, **52**(1): 11-26.

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, Domínio Bacajá, Pará*. MS Dissertation, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 52 p.

Cruz R.S., Fernandes C.M.D., Villas R.N.N., Juliani C., Monteiro L.V.S., Almeida T.I.R., Lagler B., Carneiro C.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. 1988. Revisão litoestratigráfica da Província Mineral de Carajás. In: SBG, 35º Congresso Brasileiro de Geologia, Belém. *Anexo aos anais*, CVRD/SBG, **35**: 11–59.

Echeverri-Misas C.M. 2010. *Evolução magmática, alteração hidrotermal e gênese da mineralização de ouro e cobre do Palito, Província Aurífera do Tapajós (PA)*. MS Dissertation, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 179 p.

- Fang Q., Hong H., Zhao L., Kukulich S., Yin K., Wang C. 2018. Visible and Near-Infrared Reflectance Spectroscopy for Investigating Soil Mineralogy: A Review. *Journal of Spectroscopy*, p.1-14. DOI: <https://doi.org/10.1155/2018/3168974>.
- 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. (eds.). *Contribuições à Geologia da Amazônia* v. 4. Belém, Sociedade Brasileira de Geologia - Núcleo Norte, p. 32-43.
- Dall'Agnol Roberto *et al.* 2003. *The paleoproterozoic, rapakivi, A-type granites of the Archen Carajás province: tectonic setting, petrogenesis and implications for the Amazonian. Granitic systems - State of the Art and Future Avenues.* Tradução. Helsinki, Helsinki University Press.
- GMEX. 2008. *The spectral interpretation field manual*, 3.ed. Sidney, AusSpec International Ltd., 1: 189 p.
- 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., Baker T., Dubé B., Groves D.I., Hart C.J.R., Gosselin P. 2005. Distribution, character, and genesis of gold deposits in metamorphic terran. *Economic Geology 100th Anniversary*, 407-450.
- Groves D.I., Goldfarb R.J., Gebre-Mariam M., Hagemann S.G., 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**: pp. 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**: 1-29.
- Hagemann S. & Cassidy K. 2000. Archean Orogenic Lode Gold Deposits. *Reviews in Economic Geology*, **13**: 9-68.
- Hasui Y. 2010. A Grande Colisão Pré-Cambriana do Sudeste Brasileiro e a Estruturação Regional. *Geociências*, 29 (2):141-169.
- Hauff P. 2008. An overview of VIS-NIR-SWIR field spectroscopy as applied to precious metals exploration. Arvada, Colorado: *Spectral International Inc*, 71 p.
- Hedenquist J.W., Arribas A.J.R., Gonzalez-Urien E. 2000. Exploration for epithermal gold deposits: Reviwes in *Economic Geology*, **13**: 245-277.
- Hedenquist J.W., Arribas A., Reynolds T.J. 1998. Evolution of an intrusion-centered hydrothermal system: FSE-Lepanto porphyry and epithermal Cu-Au deposits, Philippines: *Economic Geology*, **93**: 373–404.
- Henley R.W. & Ellis A.J. 1983. Geothermal systems ancient and modern: a geochemical review. *Earth-Science Reviews*, 19 (1): 1-50.

- Hitzman M.W. 2000. Iron Oxide-Cu-Au Deposits: What, Where, When and Why; in Potter; T.M (Ed.), *Hydrothermal Iron Oxide Copper-Gold & Related Deposits: A Global Perspective*; PGC Publishing, Adelaide, **1**: 9-25.
- 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**: 501–513.
- Hunt G.R. & Ashley R.P. 1979. Spectra of altered rocks in the visible and near-infrared. *Econ. Geol.* **74**: 1613–1629.
- Hurley P.M., Almeida F.F.M., Melcher G.E., Cordani U.G., Rand J.R., Kawashita K., Vandomos P., Pinson Jr.W.H., Fairbairn H.W. 1967. Test of continental drift by means of radiometric ages. *Science*, 157(3788): 495-500.
- Jenkin G.R.T., Craw D., Fallick A.E. 1994. Stable isotopic and fluid inclusion evidence for meteoric fluid penetration into an active mountain belt; Alpine Schist, New Zealand. *Journal of metamorphic geology*, **12**(4), 429-444.
- 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. Subprojeto Recursos Minerais, Brasília, DNPM/CPRM, 31 p.
- Jorge Joao X.S., Vale A.G., Lobato T.A.M. 2001. *Altamira – Folha SB.22-Y-D, Estado do Pará. Escala 1:250.000*. Brasília, DF, DNPM/CPRM. 48 p. (Programa Levantamentos Geologicos Basicos do Brasil - PLGB).
- 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., Neto A.A. 2005. Paleoproterozoic high-sulfidation mineralization in the Tapajós gold province, Amazonian Craton, Brazil: geology, mineralogy, alunite argon age, and stable-isotope constraints. *Chemical Geology*, **215**(1–4): 95–125.
- Kerrick R., Goldfarb R., Groves D., Garwin S., Jia Y.F. 2000. The characteristics, origins, and geodynamic settings of supergiant gold metallogenic provinces. *Sci. China Earth Sci.*, **43**: 1-68.
- Klein E.L. & Carvalho J.M.A. 2008. Recursos Minerais. In: Vasquez M. L., Rosa-Costa L.T. (eds). *Geologia e recursos minerais do Estado do Pará: Sistema de Infomações Geográficas–SIG: texto explicativo dos mapas Geológico e Tectônico e de Recursos Minerais do Estado do Pará. Escala 1:1.000.000. 328p + CD-ROM. Disponível em: <https://rigeo.cprm.gov.br/handle/doc/10443>.*
- Klein C. & Dutrow B. 2012. *Manual de Ciência dos Minerais*. Bookman. **23**: 716 p. + CD-ROM.
- 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.G., Jost H., Kuyumajian R.M. (eds.) *Metalogênese das Províncias Tectônicas Brasileiras*. Belo Horizonte, CPRM – Serviço Geológico do Brasil, p. 171-194.

Kokaly R.F., Clark R.N., Swayze G.A., Livo K.E., Hoefen T.M., Pearson N.C., Wise R.A., Benzil 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.

Koons P.O., Craw D., Cox S.C., Upton P., Templeton A.S. & Chamberlain C.P. 1998. Fluid flow during active oblique convergence: a Southern Alps model from mechanical and geochemical observations. *Geology*, 26(2), 159-162.

Lobato S.S. 2022. *Estudo Petrográfico dos veios auríferos das Frentes de Lavra Mogno e Ipê da Mina do Palito, Sudoeste do Pará*. Trabalho de Conclusão de Curso, Faculdade de Geologia, Univerdidade Federal do Pará. 62p.

Luz A.B. & Almeida S.L.M. 2005. Ataplulgita e Sepeiolita. Rochas e Minerais Industriais. Usos e especificações. *CETEM/MCT*, Rio de Janeiro, p.: 201-215.

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 de Carajás; evidências para o estabelecimento do limite Arqueano-Paleoproterozoico no sudeste do Cráton Amazônico. In: 7º Simpósio de Geologia da Amazônia. Belém, *Short Papers*, p. 842-845.

Macambira E.M.B. & Ricci P.S.F. 2013. *Geologia e recursos minerais da Folha Tucuruí – SA.22-Z-C, State of Pará*. Scale = 1:250.000. Belém: CPRM – Geological Service of Brazil, 122 p.

Macambira M.J.B., Pinheiro R.V.L., Armstrong R.A. 2007. A fronteira Arqueano-Paleoproterozóica no SE do Cráton Amazônico; abrupta no tempo, suave na tectônica. In: SBG, 10º Simpósio de Geologia da Amazônia, Porto Velho.

Macambira M.J.B., Silva D.C., Vasquez M.L., Barros C.E.M. 2004. Investigação do limite Arqueano-Paleoproterozóico ao norte da Província de Carajás, Amazônia Oriental. In: 42º Congresso Brasileiro de Geologia, Araxá, CD-ROM.

Macambira M.J.B., Silva D.C., Barros C.E.M., Scheller T. 2003. New isotope evidences confirming the existence of a Paleoproterozoic terrain in the region at north of the Carajás Mineral Province. In: South American Symposium on Isotope Geology, Salvador. *Short Papers*, Salvador, 4: 205-208.

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

Magalhães L.B. 2019. *Evolução da Porção Nordeste do Domínio Bacajá a partir de dados U-Pb e Lu-Hf em Zircão e Sm-Nd em Rocha Total*. MS Dissertation, Centro de Geociências - Universidade Federal do Pará, Belém, 70p.

Monteiro P.C. 2006. *Investigação do limite entre domínios geocronológicos da região do médio Rio Xingu, sudeste do Cráton Amazônico*. MS Dissertation, Centro de Geociências - Universidade Federal do Pará, Belém, 104 p.

Monteiro L.V.S., Xavier R.P., Carvalho E.R., Hitzman M.W., Johnson C.A., Souza Filho C.R., & Torresi I. 2008. Spatial and temporal zoning of hydrothermal alteration and mineralization

in the Sossego iron oxide-copper-gold deposit, Carajás Mineral Province, Brazil: Paragenesis and stable isotope constraints. *Mineralium Deposita*, 43 (2), 129–159.

Navarro G.R.B., Zanardo A., Montibeller C.C. 2017. *Livro de referência de Minerais Comuns e Economicamente Relevantes: Filossilicatos*. Museu de Minérias, Minérios e Rochas “Prof Heinz Ebert”.

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. 220 p. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PLGB).

Onstott T.C. & Hargraves R.B. 1981. Proterozoic transcurrent tectonics: palaeomagnetic evidence from Venezuela and Africa. *Nature*, **289**:131-136.

Paresqui, B.G.S. 2024. *Metalogênese do depósito aurífero Volta Grande, Domínio Bacajá (PA), Cráton Amazônico: aplicação de Espectroscopia de Infravermelho VNIR-SWIR*. MS Dissertation, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 99 p.

Pirajno F. 1992. *Hydrothermal Mineral Deposits*. Principles and Fundamental Concepts for the Exploration Geologist. 709 pp.

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

Pitcairn I.K., Teagle D.A., Craw D., Olivo G.R., Kerrich R. & Brewer T.S. 2006. Sources of metals and fluids in orogenic gold deposits: insights from the Otago and Alpine Schists, New Zealand. *Economic Geology*, 101(8), 1525-1546.

Quéméneur E. & Walter-Lévy L. 1968. Sur la thermolyse des stilfales ferriques basiques. *Bullelin de la Sodelé Chimique de France*, **2**:495-503.

Ricci P.S.F. 2006a. Rocks of the Pium-Area, Carajás Block, Brazil– a deep-seated high-T gabbroic pluton (charnockitoidlike) with xenoliths of enderbite gneisses dated at 3002 Ma – the basement problem revisited. *In: 9º Simpósio De Geologia Da Amazônia, Belém. Resumos expandidos...* Belém: SBG. 1 CD-ROM.

Ricci P.S.F. 2006b. Mineralogically bizarre charnockitoids of the Bacajá High-Grade Block (Pará): discharnockitized and re-replaced plutons mistakenly confused with granitoids crystallized at shallower crustal levels. *In: Simpósio De Geologia Da Amazônia, 9, 2006, Belém. Resumos expandidos...* Belém: SBG. 1 CD-ROM.

Ricci P.S.F. *et al.* 2003. The reanalysed Carajás Block is interposed between the Bacajá (the crustal reworking “lost link” now being predicted) and Rio Maria Archean terranes – Guaporé Craton. *In: 8º Simpósio De Geologia Da Amazônia, 2003, Manaus. Resumos expandidos...* Manaus: SBG. 1 CD-ROM.

Ricci P.S.F. Costa E.J.S. 2004. Orogenic charnockitoids previously mapped as granulitic basement of the Bacajá Terrane (Eastern-Central Pará). *In: 42º Congresso Brasileiro De Geologia, 42., 2004, Araxá. Resumos*. Araxá: SBG, 1 CD-ROM.

Robb L. 2005. Introduction to Ore-Forming Processes. *Blackwell Publishing*, Hoboken.

Ronde C.E., Faure K., Bray C.J., Whitford D.J. 2000. Round Hill shear zone-hosted gold deposit, Macraes Flat, Otago, New Zealand: evidence of a magmatic ore fluid. *Economic Geology*, 95(5), 1025-1048

Rosa-Costa L.T., Lafon J.M., DeloR C. 2006. Zircon geochronology and Sm-Nd isotopic study: further constraints for the geodynamical evolution during Archean and Paleoproterozoic in the southeast of Guiana shield, north of Brazil. *Gondwana Research*. n^o2: p 277-300.

Rosa-Costa L.T., Ricci P.S.F., Lafon J.M., Vasques M.L., Carvalho J.M.A, Klein E.L., Macambira E.M.B. 2003. Geology and geochronology of Archean and Paleoproterozoic domains of the Southwestern Amapá and Northwestern Pará. Brazil. Southeastern Guiana Shield. *Géologie de la France*, 2-3-4:101-120.

Rosa-Costa L.T., Chaves C.L., Klein E.L. 2014. Geologia e recursos minerais da Folha Rio Araguari (NA.22-Y-B: Estado do Amapá: escala 1:250.000). Belém, CPRM, 159 p.

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: SBG, 7^o Congresso Latino-Americano de Geologia, Belém, p. 363-367.

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

Santos J.O.S, Hartmann L.A., Bossi J., Campal N., Schililov A., Pineyro D., McNaughton N.J. 2003. Duration of the Trnas-Amazonian Cycle and its correlation within South America Based on U-Pb SHRIMP Geochronology of the La Plata Craton, Uruguay, *International Geology Review* 45: 27-48.

Sato K. & Tassinari C.C.G. 1997. Principais eventos de acreção continental no Cráton Amazônico, baseados em idade modelo Sm-Nd, calculada em evoluções de estágio único e estágio duplo. In: Costa, M.L. & Angélica, R.S. (coords.). *Contribuições à Geologia da Amazônia*, 1: 91- 142.

Sibson R. 1977. Fault rocks and fault mechanisms. *Geol Soc Lond J*. 133: 191-231.

Sillitoe R.H. 1991. *Intrusion-related gold deposits*. In: Foster R.P. *Gold metallogeny and exploration*. Blackie and Son Ltd., Glasgow, 165-209.

Sillitoe R.H. 2010. Porphyry Copper Systems. *Economic Geology*, 105: 3-41.

Silva G.G., Lima M.I.C., Andrade A.R.F., Issler R.S., Guimarães G. 1974. *Geologia*. In: DNPM. *Projeto Radam*. Folha SB. 22 Araguaia e parte da folha SC. 22 Tocantins: geologia, geomorfologia, solos, vegetação e uso potencial da terra. RJ, il. p. I/3- I/143.

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, Centro de Geociências - Universidade Federal do Pará, Belém, 78p.

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 metallogenesis. *Journal of South American Earth Sciences*, **137**, 104860.

Souza V.S., Macambira M.J.B., Koutchoubey B. 2003. Idade de zircão do granito Felício Turvo, garimpo de ouro do Manelão, região do Bacajá (PA): implicações tectônicas. In: SBGNO, 8º Simpósio de Geologia da Amazônia, Manaus.

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. (eds.) *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo, p. 471-485.

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

Tassinari, C. C. G. 1996. *O mapa geocronológico do Cráton Amazônico no Brasil: Revisão dos Dados Isotópicos*. São Paulo, IG-USP, Tese Livre-Docência, 139 p. 1996.

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**: 213-227.

Tokashiki C. do C. 2015. *Mineralizações Low- e Intermediate Sulfidation de Ouro e de Metais de Base em Domos de Riolito Paleoproterozóicos na Porção Sul da Província Mineral do Tapajós*. Unpublished Ph.D thesis, University of São Paulo, Brazil, 188 pp.

Tomkins A.G. 2013. On the Source of Orogenic Gold. *Economic Geology*, **41**: 1255-1256.

Ugarte J.F.O, Sampaio J.A, França S.C.A. 2008. *Rochas & minerais industriais: usos e especificações*. ed. Rio de Janeiro, CETEM. **2**: 865-887.

Upton P., Koons P.O., Chamberlain C.P. 1995. Penetration of deformation-driven meteoric water into ductile rocks: Isotopic and model observations from the Southern Alps, New Zealand. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, **38**(4): 535-543.

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 These, Universidade Federal do Pará, Belém., 212 p.

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

Vasquez M.L., Macambira M.J.B., Galarza M.A. 2005. *Granitóides transamazônicos da região Irixi-Xingu, Pará - novos dados geológicos e geocronológicos*. In: Horbe, A.M.C. & Souza, V.S. (coord). *Contribuições à geologia da Amazônia*. Manaus: SBG-Núcleo Norte. **4**: 16-31.

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

Vasquez M.L., Rosa-Costa L.T., Silva C.G., Ricci P.F., Barbosa J.O., Klein E.L, Lopes E.S., Macambira E.B., Chaves C.L., Carvalho J.M., Oliveira J.G., Anjos G. C., Silva H.R. 2008. *Litoestratigraficas*. In: Vasquez M.L. & Rosa-Costa L.T. (orgs.). *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*. Escala 1:1.000.000: 1-329. Belém, CPRM, **3**: 113-215.

White N.C. & Hedenquist J.W. 1990, Epithermal environments and styles of mineralization: variations and their causes, and guidelines for exploration. *Journal of Geochemical Exploration*, **36**: 445-474.

Xavier R.P, Monteiro L.V.S, Moreto C.P.N, Pestilho A.L.S, Melo G.H.C, Silva M.A.D, Aires B, Ribeiro C, Silva F.H.F. e. 2012. In: Hedenquist J.W., Harris M., Camus F. (eds) *The Iron Oxide Copper-Gold Systems of the Carajás Mineral Province, Brazil. Geology and Genesis of Major Copper Deposits and Districts of the World: a tribute to Richard Sillitoe*. [S.I., s.n]. p. 433-453. (Special Publication of the Society of Economic Geologists, 16)