



Petrogênese do *Stock* Altos Verdes, Sistema Orogênico Sergipano, NE Brasil

Petrogenesis of the Altos Verdes Stock, Sergipano Orogenic System, NE Brasil

A. L. R. Lima^{1,2}; F. E. F. Jesus^{1,2}; V. A. C. Lisboa^{2,3}; A.R. Menezes²;
F. S. Pereira^{1,2,4}; H. Conceição^{1,2}; M. L. S. Rosa^{1,2*}

¹Programa de Pós-Graduação em Geociências e Análises de Bacias (PGAB), Universidade Federal de Sergipe,
49107-230, São Cristóvão-SE, Brasil

²Laboratório de Petrologia Aplicada à Pesquisa Mineral (LAPA)/Galpão das Geociências, Universidade Federal de
Sergipe, 49107-230, São Cristóvão-SE, Brasil

³Instituto Federal de Educação e Tecnologia da Paraíba – Campus Picuí, 58187-000, Picuí-PB, Brasil

⁴Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Laboratório de Geologia Isotópica, Instituto de
Geociências, Universidade Federal do Pará, 66075-110, Belém-PA, Brasil

*lrosa@academico.ufs.br

(Recebido em 25 de novembro de 2025; aceito em 25 de julho de 2026)

O *Stock* Altos Verdes (SAV), faz parte do magmatismo potássico sincrônico à colisão Brasileira (≈ 630 Ma), presente no Sistema Orogênico Sergipano. O SAV é intrusivo em rochas metassedimentares do Domínio Macururé, sendo formado predominantemente por dioritos maciços e orientados segundo a foliação regional. Enclaves máficos, de composição monzondioríticas, centimétricos a métricos, ocorrem isolados ou reunidos em diques sin-plutônicos, o que indica presença de processo de mistura entre magmas máfico e intermediário na estruturação do SAV. A mineralogia dessas rochas é formada de andesina-oligoclásio, feldspato alcalino (ortoclásio e microclina), mica, anfibólio, titanita, apatita, minerais opacos e zircão. O estudo mineraloquímico permitiu identificar e quantificar a presença de zonação química normal e oscilatória em plagioclásio ($An_{7,7-24,8}$ Ab_{75-92} Or_0) o que indica evolução magmática por cristalização fracionada. A zonação oscilatória é interpretada como o registro de aportes de magmas máficos (enclaves) no SAV. A cristalização do anfibólio magmático foi de 27-17 km de profundidade. As rochas do SAV apresentam geoquímica com assinatura shoshonítica e cálcio-alcalina de alto K, de magmas de arco vulcânico, comparável às reportadas para outros stocks shoshoníticos no Domínio Macururé. Palavras-chaves: shoshonitos, química mineral, geoquímica.

The Altos Verdes Stock (SAV) is part of the potassic magmatism synchronous with the Brazilian collision (≈ 630 Ma) in the Sergipano Orogenic System. The SAV is intrusive in metasedimentary rocks of the Macururé Domain. The SAV intrudes into metasedimentary rocks of the Macururé Domain and consists predominantly of massive diorites oriented along the regional foliation. Mafic enclaves of centimetric to metric monzondiorite composition occur isolated or gathered in syn-plutonic dykes, which indicates the presence of a mixing process between mafic and intermediate magmas in the structuring of the SAV. The mineralogy of these rocks is andesine-oligoclase, alkali feldspar (orthoclase and microcline), mica, amphibole, titanite, apatite, opaque minerals, and zircon. The study of mineral chemical identified and quantified the presence of normal and oscillatory chemical zonation is plagioclase ($An_{7,7-24,8}$ Ab_{75-92} Or_0), which indicates magmatic evolution by fractional crystallization. Oscillatory zonation is interpreted as a record of inputs of mafic magmas (enclaves) into the SAV. The magmatic amphibole crystallized at a depth of 27-17 km. The rocks of the SAV have a shoshonitic and high-K calc-alkaline geochemical signature of volcanic arc magmas, comparable to those reported for other shoshonitic stocks in the Macururé Domain. Keywords: shoshonites, mineral chemistry, geochemistry.

1. INTRODUÇÃO

O Sistema Orogênico Sergipano (SOS), situado ao sul da Província Borborema (Figura 1A) é formado, no Estado de Sergipe, por seis domínios geológicos: Vaza-Barris, Estância, Macururé, Marancó, Poço Redondo e Canindé [1]. Os quatro últimos domínios têm abundantes corpos graníticos e esse fato tem atraído o interesse de diversos pesquisadores [1-7].

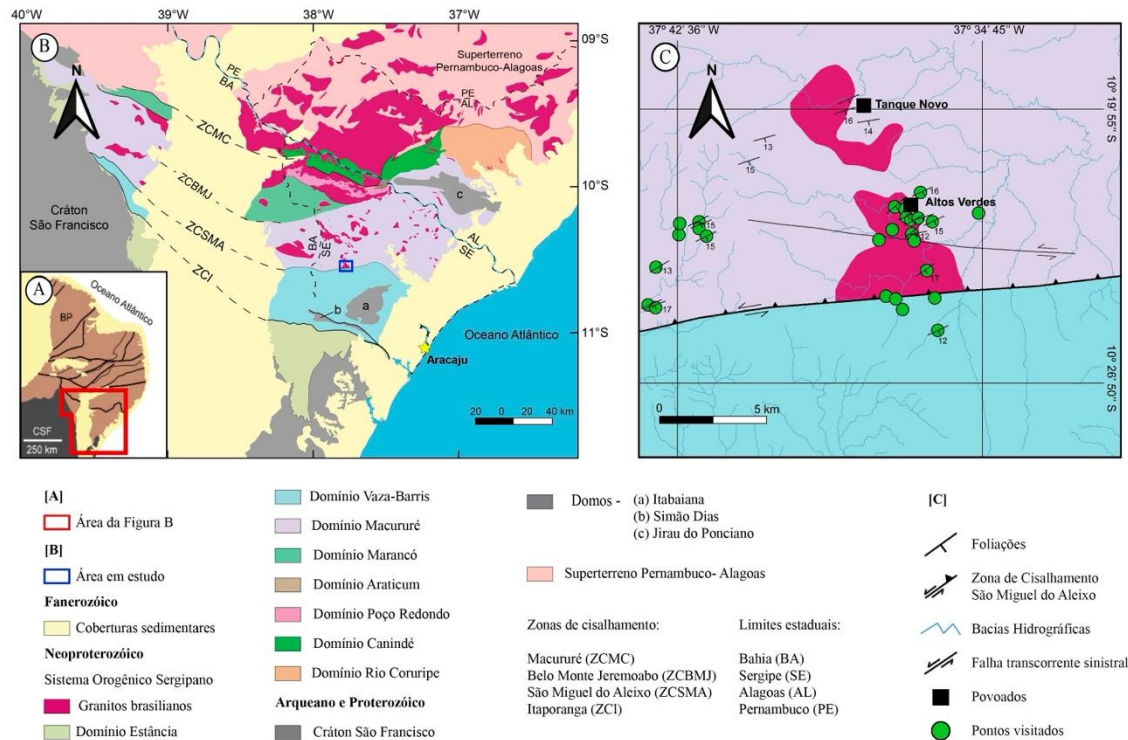


Figura 1: Esquemas geológicos regional e local. (A) Esquema geológico simplificado da região da Província Borborema, nordeste do Brasil, segundo Van Schmus et al. (2008) [8]. O polígono vermelho delimita a área da figura 1B. (B) Esquema geológico da parte sul da Província Borborema após Pinho Neto et al. (2018) [9]. O polígono azul na região central da figura delimita a área da figura 1C. (C) Mapa geológico simplificado da região de ocorrência do Stock Altos Verdes após Teixeira et al. (2014) [2].

No Domínio Macururé (DM), localizado na região central do SOS (Figura 1B), o plutonismo tem composição diversa (monzonítica, diorítica, granítica e granodiorítica) e vários corpos ainda são carentes de estudos sistemáticos (petrográfico, geoquímico e geocronológico) que permitam classificar e interpretar o significado destes magmatismos. Na última década houve avanço importante na identificação e compreensão sobre a natureza e gênese do plutonismo no DM, particularmente aqueles de natureza shoshonítica, que têm como principais representantes os *stocks*: Propriá [10]; Glória Norte [5]; Fazenda Lagoas [11]; Mocambo [12] e os da Suíte Máfica Macururé [7].

Este trabalho apresenta e discute os primeiros dados petrográficos, de química mineral e de geoquímica de rocha total do *Stock* Altos Verdes, que foi considerado como parte do alinhamento NE-SW de intrusões shoshoníticas do DM [13].

2. GEOLOGIA REGIONAL

No Superterreno Pernambuco Alagoas (STPEAL), Silva Filho et al. (2016) [14] reconhecem intrusões de magmas potássicos relacionados aos estágios cedo a sincrônico à colisão (630-650 Ma), sincrônico à colisão (625-600 Ma), tardio a posterior à colisão (600-550 Ma) e posterior à colisão (550-520 Ma). O SOS (Figura 1B) é um segmento crustal resultado da colisão brasileira entre o STPEAL, a norte, e a Placa Sanfranciscana, a sul [15-16]. Davison e Santos (1989) [17] atribuem a essa colisão a reunião dos domínios geológicos que formam o SOS (Figura 1B).

No sul do SOS ocorrem os domínios Estância e Vaza-Barris (Figura 1B), fazem contatos tectônicos pela Zona de Cisalhamento Itaporanga e são constituídos por rochas siliciclásticas e carbonáticas metamorfisadas em baixo grau [18].

O DM (Figura 1B), onde está localizado o *Stock* Altos Verdes (Figura 1C), objeto de estudo deste trabalho, é composto pelo Grupo Macururé que é formado por filitos, xistos, rochas metarritmíticas, metassiltíticas e, subordinadamente, por rochas calciossilicáticas, mármore e quartzitos [18-19]. Característica marcante do DM, segundo Pereira et al. (2020) [20], é a presença de magmatismos ediacaranos sincrônicos e posteriores à colisão brasileira (630-600 Ma). Nas proximidades de algumas intrusões, as rochas metassedimentares do DM apresentam metamorfismo de contato que chega ao médio grau e contém paragênese com oligoclásio, granada, muscovita e biotita [4, 18].

O contato entre os domínios Marancó e Macururé é feito pela Zona de Cisalhamento Belo Monte-Jeremoabo (Figura 1B). O Domínio Marancó é formado por rochas metavulcanossedimentares intercaladas com dacitos, andesitos, gabros, anfibolitos e serpentinitos, e, subordinadamente, intrusões graníticas [18]. Essas rochas apresentam evidências de metamorfismos nas fácies xisto verde a anfibolito [14, 18].

O Domínio Poço-Redondo (Figura 1B) é constituído por migmatitos, gnaisses com composições granítica e granodiorítica [3, 18, 21, 22]. O Domínio Canindé, localizado ao norte do SOS (Figura 1B), se limita com o Domínio Poço-Redondo, ao sul, pela Zona de Cisalhamento Macururé. Este domínio é constituído por rochas metavulcanossedimentares, complexos gabróicos e granitos cujas idades das rochas variam de 715-630 Ma [14, 23]. A presença de anfibolitos intercalados com lentes de mármore e *pillow* lavas foram interpretadas como resultado da evolução de um *rifte* [14, 24].

3. MATERIAL E MÉTODOS

Durante este trabalho ocorreram dois períodos de campo, nos quais foram descritos 34 afloramentos e coletadas 16 amostras representativas, 8 de rochas do *Stock* Altos Verdes (SAV) e 8 de rochas metassedimentares do Grupo Macururé. Dessas, 15 amostras foram utilizadas nos estudos petrográfico, de química mineral e geoquímico de rocha total.

O estudo petrográfico iniciou com a análise macroscópica das rochas, com lupa binocular *Olympus* (modelo SZX7), do Laboratório de Petrografia e Metalografia do Condomínio de Laboratórios Multiusuários das Geociências (CLGeo) da Universidade Federal de Sergipe (UFS). O estudo microscópico foi realizado em lâminas delgadas polidas em microscópio óptico da marca *Opton* (modelo TNP-09-NT), com luz transmitida e refletida, no CLGeo-UFS. As lâminas foram confeccionadas no Laboratório de Laminação da Superintendência do Serviço Geológico do Brasil em Salvador, Bahia. O estudo petrográfico visou identificar estruturas e texturas, minerais, as relações de contatos, inclusões e, por último, inferir o nome da rocha. A moda foi feita com estimativa visual de 30 campos de vista não sobrepostos por lâmina.

As fotomicrografias foram obtidas no Laboratório de Microscopia e Lupa do Departamento de Geologia da UFS, com o auxílio da câmera digital de marca *Olympus* (modelo SC30), acoplada ao microscópio triocular *Olympus* (modelo Bx41) e se utilizou o *software* Cell[^]B *Olympus* - 2008.

As análises químicas pontuais de minerais foram realizadas com espectrômetro de energia dispersiva (EDS) da marca *Oxford Instruments*[®], utilizando-se o *software* AZtecEnergy versão 4.0, sub-rotina *Quant*. O EDS está instalado em microscópio eletrônico de varredura (MEV) da marca *Tescan*[®] (modelo VEGA 3 LMU), do CLGeo-UFS. Neste MEV têm-se instalados, além do EDS, os detectores de elétrons retroespalhados (BSE - *Back-scattered electrons*), secundários (SE - *Secondary Electron*) e catodoluminescência (CL).

As lâminas delgadas polidas foram metalizadas com ouro e essa cobertura teve espessura de 8-10 nm. As condições analíticas utilizadas para as análises químicas pontuais dos minerais foram tensão de 20 kV, aceleração potencial de 17 nA e feixe de elétrons de diâmetro de 1 µm. Os resultados foram aferidos com análises em padrão mineral da Artimex. O tempo de contagem médio das análises foi de 60 segundos. As recomendações de Deer et al. (2013) [25] foram seguidas para os cálculos das fórmulas estruturais dos minerais: feldspato (8 oxigênios), mica (22 oxigênios), anfibólio (23 oxigênios), epídoto (8 oxigênios), apatita (12,5 oxigênios), titanita (5 oxigênios), zircão (4 oxigênios) e granada (24 oxigênios). Descrições mais detalhadas podem ser acessadas em <https://ri.ufs.br/jspui/handle/riufs/2168>.

As análises dos elementos maiores nas rochas foram obtidas com o equipamento de Fluorescência de Raios X, do Laboratório de Geoquímica do CLGeo-UFS, a partir de pastilhas prensadas de amostras representativas do SAV. A perda ao fogo foi feita por calcinação a 1000 °C em forno mufla por 2 h. As análises dos elementos-traço foram realizadas com espectrômetro de massa com plasma indutivamente acoplado (ICP-MS - *Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry*), no laboratório comercial *Acme Analytical Laboratories Ltda*, Vancouver, Canadá. O procedimento analítico foi o *ME-MS81d*, indicado para estudos petrológicos. Os dados geoquímicos foram tratados no *software Geochemical Data Toolkit*, produzido por Janousek et al. (2006) [26].

4. RESULTADOS E DISCUSSÃO

4.1 Geologia local

O SAV (20 km²) se localiza no município de Carira, região noroeste do Estado de Sergipe, e tem forma alongada NS (Figura 1C). Ao sul, é afetado pela Zona de Cisalhamento São Miguel do Aleixo e faz contato tectônico com as rochas metassedimentares do Domínio Vaza-Barris. No norte, oeste e leste, os contatos são intrusivos com as rochas metassedimentares do Grupo Macururé. O caráter intrusivo do SAV foi inferido pela presença de xenólitos de rochas metassedimentares, abundantes diques de granitos, pegmatitos e veios de quartzo nas regiões dos contatos.

A região onde afloram as rochas do SAV tem relevo ondulado. Os afloramentos são escassos e as melhores exposições ocorrem em cortes ou em piso de estradas principais e secundárias (Figuras 2A e 2B).

As rochas do SAV apresentam estrutura maciça e, ocasionalmente, foliação magmática. Elas têm cor cinza, granulação média e texturas equigranular e porfiritica. Os fenocristais de plagioclásio com até 2 cm estão imersos em matriz de granulação fina (Figura 2C). Em alguns afloramentos, os cristais de biotita são orientados pela foliação magmática. Na proximidade da zona de cisalhamento, as rochas apresentam estrutura gnáissica orientada E-W. A foliação magmática no SAV é paralela à foliação regional ($\pm$ N045°) observada nas rochas metassedimentares encaixantes. Este paralelismo sugere que o SAV seja uma intrusão sincrônica à deformação regional, semelhante a outras intrusões shoshoníticas no DM [7, 11].

Enclaves máficos microgranulares (EMM) são frequentes nos afloramentos e apresentam tamanhos e formas variadas (Figuras 2D a 2G). Eles têm coloração cinza escura a preta, que os destaca das rochas ígneas encaixantes. A presença de feições distintas permitiu identificar três conjuntos EMM: elipsoidais (Figura 2D e 2E), estirados (Figura 2F) e em diques sin-plutônicos (Figura 2G).

Os MME elipsoidais têm tamanhos que variam de 10 a 30 cm e apresentam contatos ondulados com os dioritos. Alguns deles são coroados por fina margem com coloração mais escura e essencialmente composta por biotita e anfibólio, que foi interpretada como borda de resfriamento (Figuras 2D e 2E). Os MME estirados exibem comprimentos de 10-30 cm, espessuras de 3-8 cm, e contatos retos com os dioritos encaixantes e têm orientação semelhante à foliação regional (N157°). Os cristais de plagioclásio destes enclaves apresentam orientação paralela aos cristais de plagioclásio dos dioritos (Figura 2F). Os diques sin-plutônicos têm até 2 m de largura. Eles são constituídos por enxames de MME poligênicos, os quais englobam enclaves centimétricos (3-20 cm) de granulação mais fina e de granulação semelhante aos dioritos. O primeiro tipo de grupo tem coloração cinza e contatos bruscos. O segundo tipo apresenta coloração preta, contatos gradacionais e xenocristais de plagioclásio (Figura 2G).



Figura 2: Imagens de afloramentos de rochas do Stock Altos Verdes e metassedimentares do Grupo Macururé. (A) e (B) Visão geral de afloramentos de dioritos laterais ao corte das estradas. (C) Diorito de coloração bege, granulação média e cristais de feldspato alcalino e plagioclásio (cor branca), quartzo (cor cinza) e biotita (manchas escuras). (D) Relações de contato entre o diorito (rocha clara) e enclave (rocha escura). Os contatos entre as duas rochas são bem definidos e têm geometria curva. (E) Imagem com diorito (rocha clara) e enclave elipsoide (rocha escura). (F) Diorito (rocha clara) e enclaves alongados centimétricos (rochas escuras). (G) Diorito (rocha clara) e dique sin-plutônico (rocha escura) formados por enclaves poligênicos de diferentes tamanhos e formatos. (H) Metarritmito com acamamento sedimentar verticalizado. (I) Metapelito dobrado. A caneta indica o eixo do dobramento.

4.1.1 Rochas Metassedimentares do Domínio Macururé

As encaixantes do SAV são rochas metassedimentares do Grupo Macururé, que correspondem nesta região a metapelitos, metarritmitos (Figuras 2H e 2I), rochas calciossilicáticas e filitos. Essas rochas apresentam com frequência estruturas primárias (acamamento e estratos cruzados).

As rochas metapelíticas exibem coloração esverdeada e textura porfiroblástica com fenoblastos de granada e muscovita. Também ocorrem na região veios de quartzo branco com até 12 cm de espessura. As rochas metarritmíticas apresentam coloração cinza e verde, e textura porfiroblástica com fenoblastos de granada, muscovita e biotita. Exibem intercalações milimétricas a centimétricas de bandas claras com granulação muito fina e bandas escuras com granulação fina. A clivagem de crenulação nestas rochas ocorre sobreposta à foliação metamórfica mais antiga. As rochas calciossilicáticas, correspondem a camadas com até 5 cm de espessura, com comprimentos métricos, intercaladas nas rochas metassedimentares. Elas são esporádicas, densas e têm granulação muito fina. Os filitos possuem coloração amarelada a cinza, e exibem dobras internas em M (Figura 2I).

4.2 Petrografia

O estudo petrográfico do SAV foi feito com base em sete lâminas (5 dioritos, 1 gabro e 1 enclave) e oito lâminas de rochas encaixantes do Grupo Macururé. Análises modais disponíveis em <https://ri.ufs.br/jspui/handle/riufs/2168>.

As rochas do SAV são leucocráticas a mesocráticas, predominando leucocráticas (Figura 3), e correspondem a: biotita quartzo-dioritos (SOS-886, SOS-893, SOS-896, SOS-896B – enclave e SOS-1172), hornblenda biotita quartzo-diorito (SOS-887); hornblenda biotita quartzo-gabro (SOS-895A).

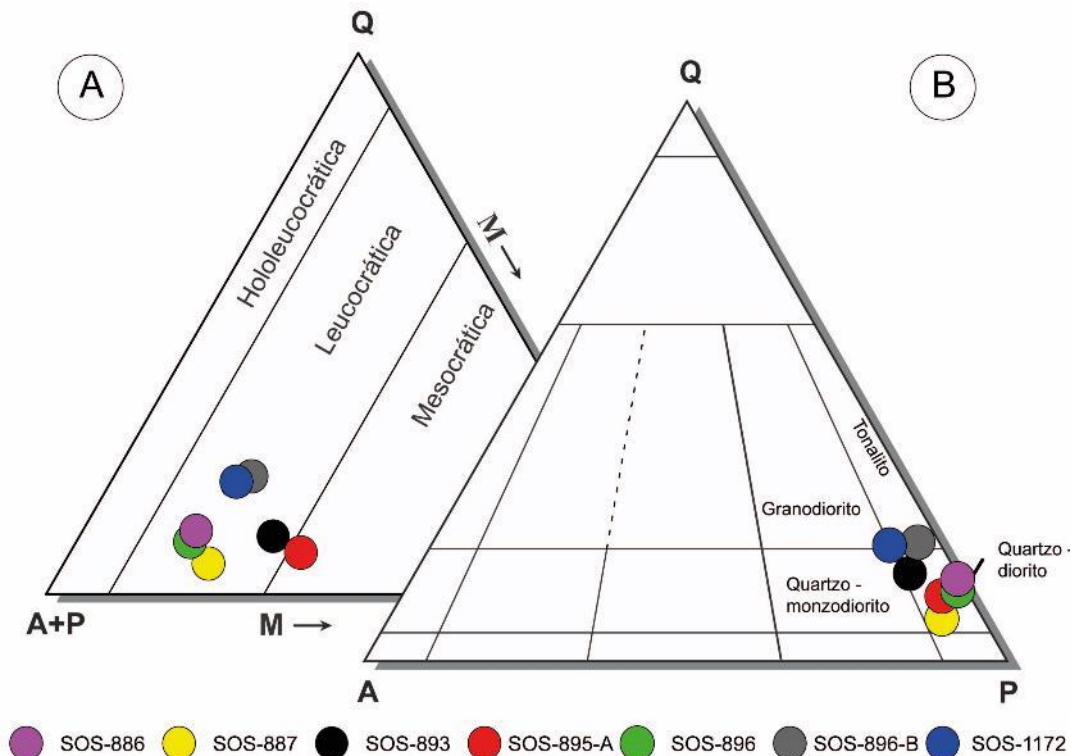


Figura 3: Diagramas para a classificação de rochas ígneas plutônicas após Streckeisen (1976) [27] aplicado às rochas do Stock Altos Verdes. (A) Diagrama triangular $Q(AP)M$ utilizado para determinar o índice de cor das rochas ígneas. (B) Diagrama triangular QAP utilizado para determinar nomes-tronco das rochas ígneas plutônicas com total de minerais máficos inferior a 90%.

Os dioritos do SAV são compostos de plagioclásio, feldspato alcalino e quartzo. Os minerais varietais são biotita, anfibólio, titanita e epídoto. A mineralogia acessória é formada por epídoto, titanita, apatita, minerais opacos e zircão. Em algumas amostras, a paragênese hidrotermal é formada por saussurita (epídoto, albita, carbonato e mica branca), titanita e clorita. A maioria dos dioritos tem estrutura maciça (SOS-886, SOS-887, SOS-893, SOS-896, SOS-896-B e SOS-1172) e um com foliação magmática (SOS-895-A).

As rochas metassedimentares do DM apresentam granulometria fina a muito fina (<0,01 mm), dificultando o seu estudo no microscópio óptico. Com o EDS-MEV foi possível identificar os minerais muito pequenos dessas rochas.

4.2.1 Quartzo-Dioritos e Quartzo-Gabro

Os quartzo-dioritos e o quartzo-gabro (Figura 3A e 3B) exibem texturas allotriomórfica e porfírica, com fenocristais de plagioclásio, biotita e anfibólio imersos numa matriz de granulação fina a média (Figura 4A). As semelhanças na mineralogia e texturas entre estas rochas justificam a descrição em conjunto apresentada a seguir.

Os cristais de plagioclásio do SAV ocorrem como fenocristais e na matriz. Os fenocristais são euédricos e subédricos (1-2,5 mm) e os cristais da matriz são subédricos (<0,3 mm). Nos dois casos, os cristais exibem geminações albita e albita-Carlsbad bem desenvolvidas. Em alguns cristais, o plano de composição da geminação apresenta *kink*. Os contatos são retos com biotita, reentrantes com a microclina, curvilíneos com o quartzo e irregulares com os demais minerais. É comum observar cristais com zoneamento composicional marcado pela extinção ondulante concêntrica ou paralela às faces cristalinas (Figura 4B). Ocorrem inclusões de: biotita (<1,5 mm), anfibólio (<1,5 mm), titanita (<1 mm), epídoto (<1 mm), zircão (<0,1 mm) e apatita (<0,1 mm). Vários cristais estão parcialmente alterados para saussurita.

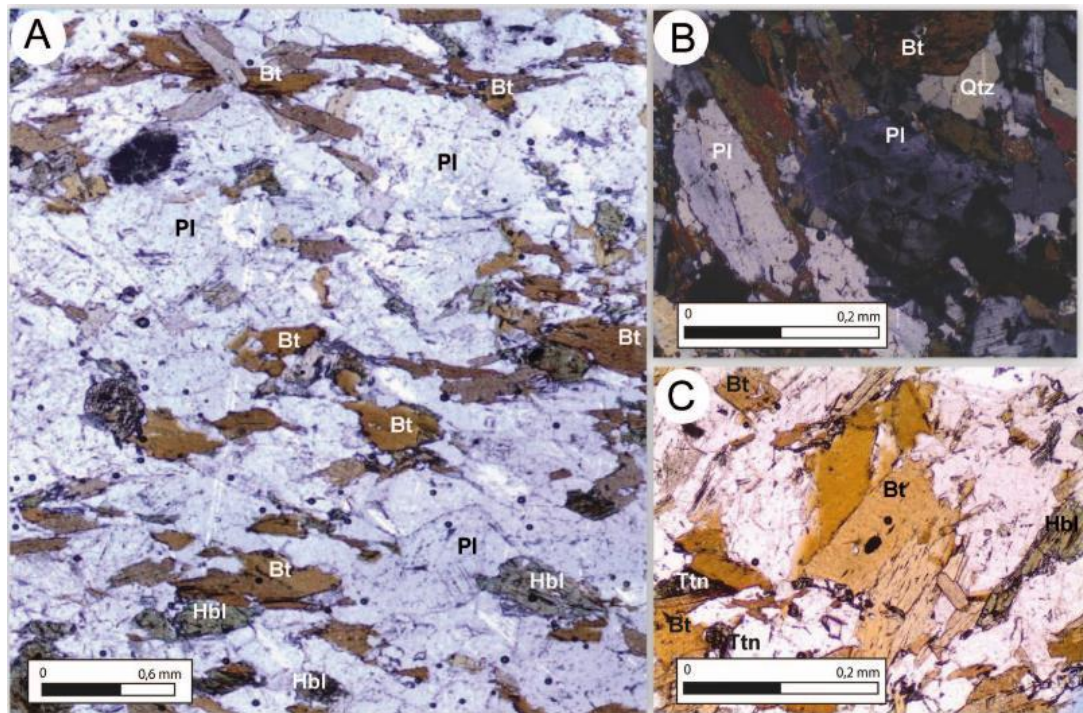


Figura 4: Imagens microscópicas obtidas com aumento de 4x. (A) Textura geral da lâmina SOS-895-A a nicóis paralelos. A rocha apresenta textura fanerítica média e foliação tectônica. (B) Zoneamento composicional do cristal de plagioclásio. Imagem obtida a nicóis cruzados. (C) Cristais de biotita com titanita nas bordas. Obtida a nicóis paralelos. [Pl] plagioclásio; [Bt] biotita; [Hbl] hornblenda; [Qtz] quartzo; [Ttn] titanita.

O quartzo tem tamanhos que variam de 0,1 a 1,5 mm. Os contatos são curvilíneos com os outros minerais e podem ser retos com outros cristais de quartzo, desenvolvendo localmente textura poligonal. Incluem pequenos cristais (<0,1 mm) euédrico e subédrico de epídoto e apatita.

Os feldspatos alcalinos são pertíticos. A microclina (geminação albita-periclina) é subédrica e observam-se raramente cristais anédricos e subédricos de ortoclásio (geminação Carlsbad). A microclina é limitada à matriz de granulação fina (0,1-1 mm). Os contatos são reentrantes com plagioclásio, curvilíneos com quartzo, retos com biotita e titanita. Inclui cristais de biotita (<0,5 mm), epídoto (<0,1 mm) e titanita (<0,1 mm).

A biotita é marrom (Figura 4C). Os fenocristais são euédrico e subédrico (1,1-2,3 mm) e na matriz (<0,9 mm) os cristais são subédricos. Ocorre associada a cristais de anfibólio e titanita. Inclui cristais de titanita (<1 mm), apatita (<0,1 mm), epidoto (<0,1 mm) e zircão (<0,1 mm).

O anfibólio verde (0,1-1,9 mm) exibe contatos retos com biotita e titanita, curvilíneos com quartzo e irregulares com os demais minerais da rocha. Inclui biotita (<0,3 mm) e minerais opacos (<0,1 mm).

Os cristais de epidoto são subédricos e anédricos. Eles ocorrem em duas texturas distintas, aqueles subédricos (0,3-1 mm), considerados primários, e aqueles anédricos tidos como secundários (<0,1 mm). A allanita é subédrica e tem tamanhos <1 mm.

Os minerais acessórios são apatita, titanita, minerais opacos e zircão. A apatita é euédrica (<0,1 mm) e com frequência exibe hábitos acicular e prismático. A titanita é euédrica e subédrica (0,1-1 mm). Os minerais opacos são anédricos (<0,2 mm). O zircão é euédrico (<0,1 mm) e geralmente desenvolve halos pleocróicos em biotita.

4.2.2 Enclave

O enclave quartzo-diorítico apresenta estrutura maciça (Figuras 2D e 2E), texturas allotriomórfica e porfiritica com fenocristais de plagioclásio e biotita, imersos numa matriz de granulação fina.

Os fenocristais de plagioclásio (1-2 mm) e os cristais da matriz (0,1-0,3 mm) são subédricos e anédricos, respectivamente. As geminações albita e albita-Carlsbad são presentes e a maioria dos cristais exibe zonação composicional. Inclui cristais de biotita (<1 mm), anfibólio (<1 mm), titanita (<0,5 mm), apatita (<0,1 mm) zircão (<0,1 mm) e minerais opacos (<0,1 mm).

A biotita marrom (0,2-2,2 mm) é euédrica, subédrica. Inclui cristais de titanita (<1 mm), apatita (<0,1 mm), minerais opacos (<0,1 mm) e zircão (<0,1 mm).

Os cristais de quartzo são anédricos (<0,7 mm) e incluem cristais de apatita (<0,1 mm).

O anfibólio verde (< 0,8 mm) é subédrico e anédrico. Os contatos são retos com biotita e titanita, curvilíneos com quartzo e irregulares com os demais minerais da rocha. Inclui biotita (<0,5 mm), titanita (<0,1 mm) e apatita acicular (<0,1 mm). A titanita marrom é euédrica, subédrica, os cristais euédricos têm tamanhos <1,1 mm e os subédricos são <0,2 mm. Os cristais de epidoto ocorrem subédricos (<1 mm) e anédricos (<0,1 mm).

Os minerais acessórios são apatita, zircão e minerais opacos. Os minerais opacos são anédricos (<0,2 mm) e geralmente estão associados aos cristais de biotita. Os cristais de zircão (<0,1 mm) e a apatita (<0,1 mm) são euédricos e a apatita pode ser acicular e prismática.

4.2.3 Rochas Metassedimentares

A rocha metapelítica tem textura porfiroblástica, com fenoblastos subédricos de granada (<0,2 mm) e biotita (0,6-1 mm), imersos numa matriz muito fina (<0,06 mm) composta essencialmente por quartzo, mica branca e minerais opacos. A rocha calciossilicática tem granulação muito fina (<0,1mm) e é composta por quartzo, carbonato e minerais opacos. O filito apresenta textura granolepidoblástica e é composto por quartzo (<0,05 mm), mica branca (<0,03 mm), ilmenita (<0,02 mm), apatita (0,01 mm) e zircão (<0,02 mm). Os metarritmitos apresentam textura nematoblástica e porfiroblástica, esta última com fenoblastos de granada (<0,2 mm). Eles são compostos por bandas escuras e claras, com granulação muito fina, sendo possível observar somente alguns cristais de quartzo (<0,1 mm) e de mica e clorita (<0,1 mm).

4.3 Química Mineral

Foram feitas 1.278 análises pontuais em minerais, 824 em quartzo-dioritos e 454 em rochas metassedimentares, disponíveis em <https://ri.ufs.br/jspui/handle/riufs/21681>. A utilização do EDS-MEV permitiu completar a descrição petrográfica das rochas ígneas e metamórficas. Nas rochas ígneas, os minerais acessórios identificados com o EDS-MEV foram: ilmenita, magnetita, bastnäsite, barita e pirita. Nas rochas metassedimentares, a petrografia eletrônica foi ainda mais importante, pois a grande parte dos minerais nessas rochas tem tamanhos entre 0,1-0,001 mm. Os minerais identificados foram plagioclásio, feldspato alcalino, quartzo, biotita, muscovita, clorita, granada, ilmenita, magnetita, zircão, apatita, barita e bastnäsite.

4.3.1 Feldspatos

Nos dioritos e no enclave diorítico do SAV, o plagioclásio varia de albita a andesina ($An_{5,4-42,7}$ $Ab_{54,2-94,5}$ $Or_{0-13,8}$); no gabro (SOS-895-A) a composição varia de labradorita (An_{50-60} Ab_{50-40}) bitonita (An_{85} Ab_{15} , Figura 5). Perfis composicionais realizados em vários cristais identificaram a presença de zoneamentos normal e oscilatório (Figura 6). A albita ocorre na periferia ou em regiões saussuritizadas, refletindo a presença de evento hidrotermal. O feldspato alcalino ocorre em 4 rochas do SAV (SOS-886, SOS-887, SOS-893 e SOS-1172) e as suas composições são próximas da estequiometria do ortoclásio ($Ab_{8,4-1,9}$ $Or_{91,6-98,1}$; Figura 6). Nas rochas metassedimentares o plagioclásio (Figura 7) é albita (An_{0-2} Ab_{96-100} Or_{0-3}) e albita-oligoclásio ($An_{7,7-24,8}$ Ab_{75-92} Or_0), compatíveis com o metamorfismo de baixo grau presente na região.

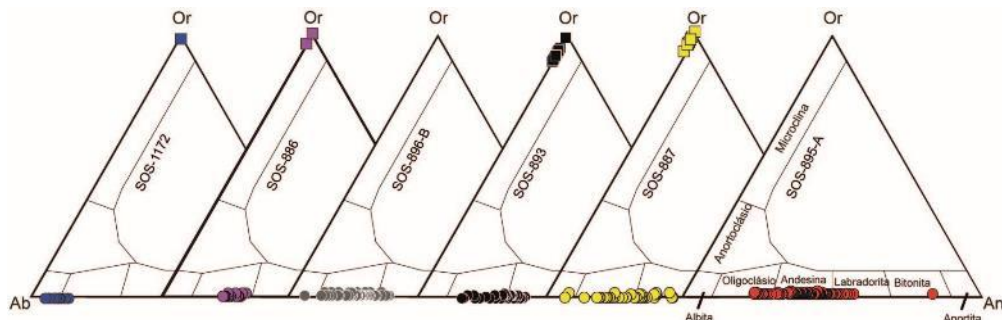


Figura 5: Diagramas Albita (Ab) – Ortoclásio (Or) – Anortita (An) para nomenclatura de feldspatos (Deer et al. 1992) [28] aplicados às rochas do Stock Altos Verdes. Círculos (cristais de plagioclásio), quadrados (cristais de feldspato alcalino).

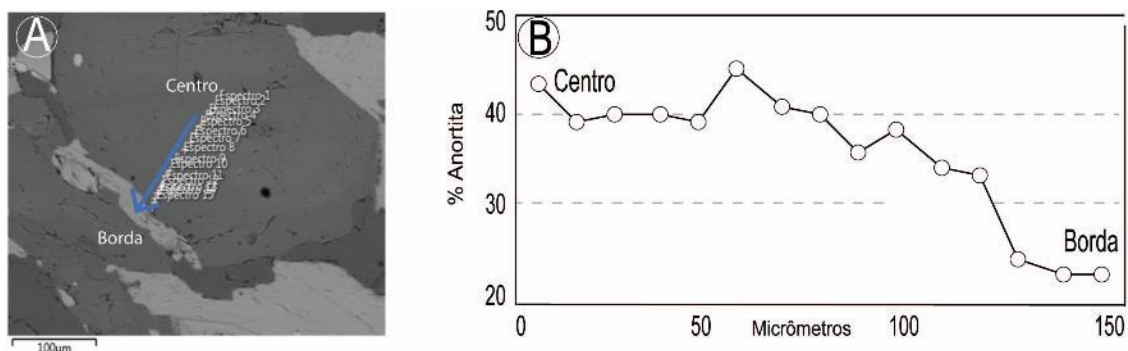


Figura 6: Imagens de plagioclásio com zonação química. (A) Imagem BSE obtida por MEV. Notar a variação dos tons de cinza entre as áreas Borda e Centro da imagem indica mudança de composição química. (B) Perfil composicional do plagioclásio da imagem A. Notar a variação oscilatória do percentual de anortita, no eixo y, versus a distância centro-borda, no eixo x. A linha mostra as variações na composição.

4.3.2 Micas

Utilizando a proposta de nomenclatura química de Tischendorf et al. (1997) [29] para as micas, os cristais analisados do SAV correspondem a Mg-biotita (Figura 8A) e eles apresentam razões $Fe/(Fe+Mg)$ entre 0,4-0,6 e têm valores de Si átomos por fórmula unitária (apfu) entre 5 e 6 (Figura 8B). Segundo os critérios químicos de Nachit et al. (2005) [30], associados às texturas (e.g. cristais subédricos e com cristalização precoce), indicam que eles sejam cristais magmáticos reequilibrados (Figura 8C). A identificação da natureza magmática possibilita que se possam utilizar os dados químicos para inferir a natureza do magma que cristalizou a biotita e, nesse caso, é cálcio-alcálica (Figura 8D).

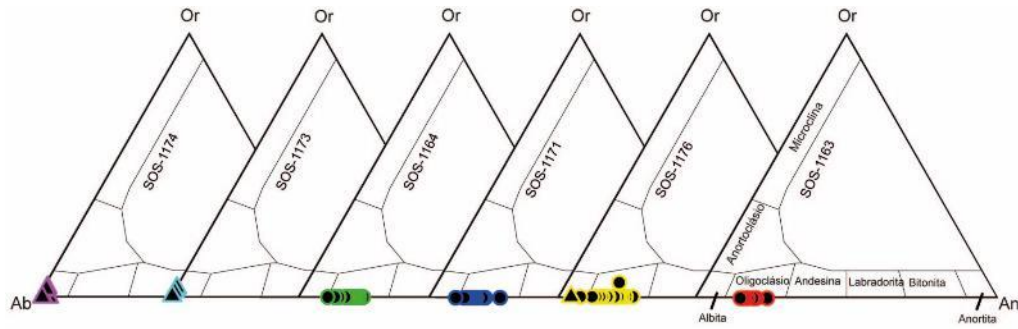


Figura 7: Diagramas Albite (Ab) – Ortoclásio (Or) – Anortita (An) para nomenclatura de feldspatos (Deer et al. 1992) [28] aplicados às rochas metassedimentares. Círculos (cristais de plagioclásio), triângulos (cristais de feldspato alcalino).

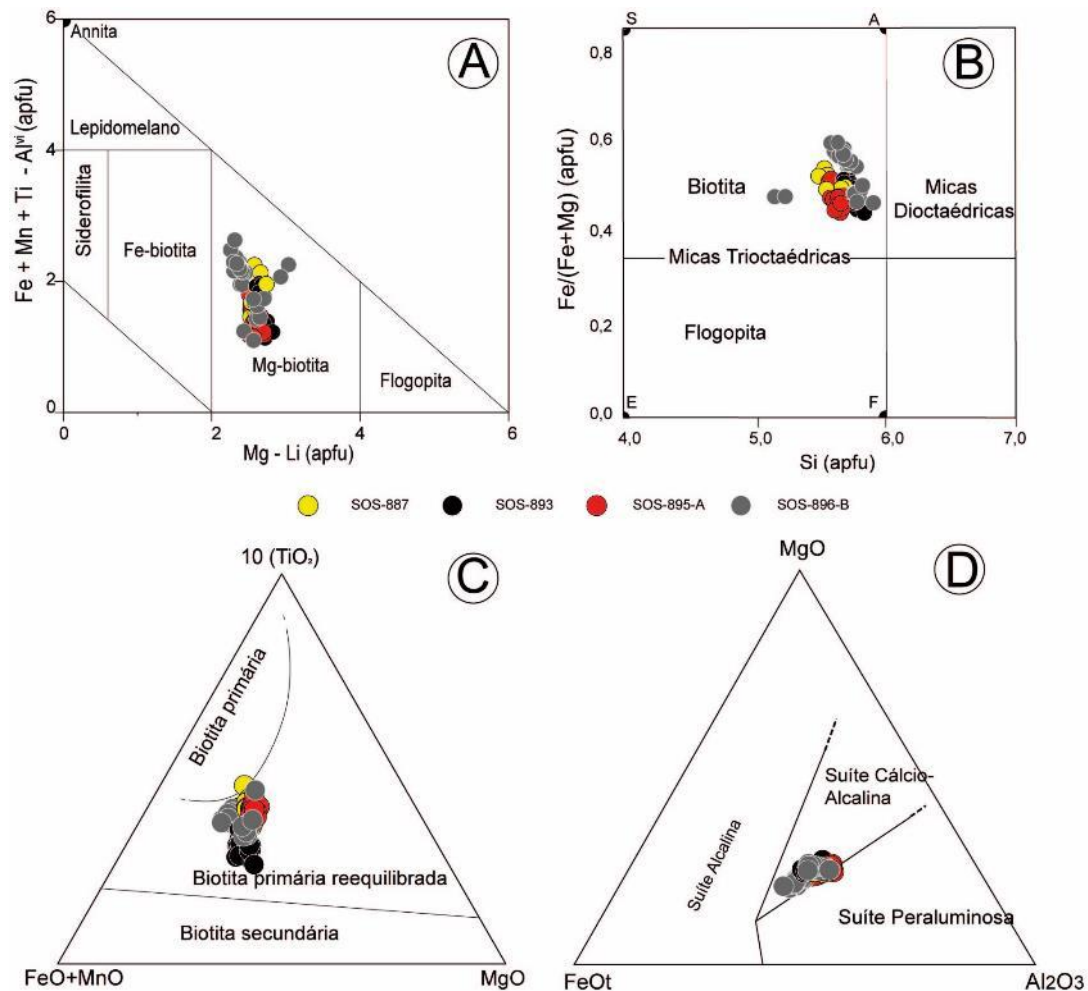


Figura 8: Diagramas de classificação dos cristais de mica dos quartzo-dioritos e quartzo-gabro do Stock Altos Verdes. (A) Diagrama $Fe+Mg+Mn-Al^{IV}$ versus $Mg-Li$ proposto por Tischendorf et al. (1997) [29]. (B) Quadrilátero $Fe/(Fe+Mg)$ versus Si após Deer et al. (1992) [28]. (C) Diagrama triangular $10(TiO_2) - FeO+MnO - MgO$ de Nachit et al. (2005) [30] utilizado para avaliar o grau de preservação da composição química dos cristais de biotita (magmático, magmático-reequilibrado e secundário). (D) Diagrama triangular $MgO-Al_2O_3-FeO$ de Abdel-Rhaman (1994) [31], que objetiva inferir a natureza do magma que cristalizou a biotita (alcalina, peraluminosa e cálcio-alcalina). [S] Siderofilita; [A] Annita; [E] Eastonita; [F] Flogopita.

Nas rochas metassedimentares há cristais de micas marrom e incolor. Estes cristais apresentam razão $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ entre 0,35-0,8 e conteúdo de $5 < \text{Si apfu} < 7$, posicionando as análises nos campos das micas trioctaédrica e dioctaédrica (Figura 9A). A mica marrom corresponde à Fe-biotita e Mg-biotita, com composições próximas aos limites entre os campos (Figura 9B). A mica dioctaédrica corresponde à muscovita e à Li-fengita (Figura 9B).

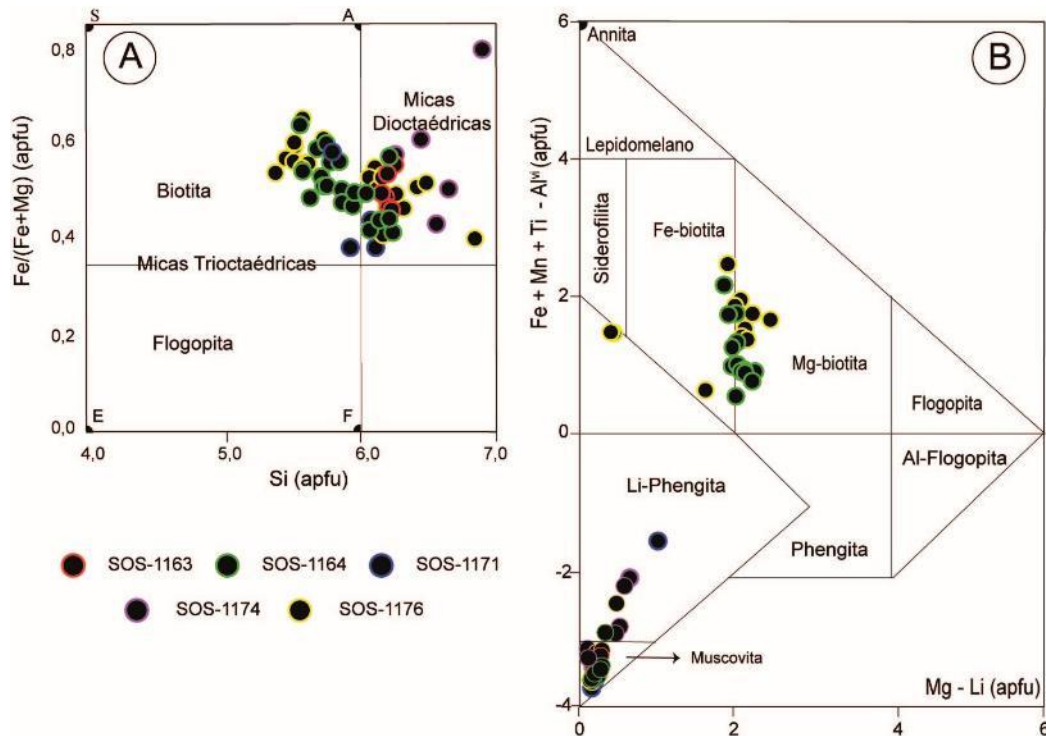


Figura 9: Diagramas utilizados para classificar os cristais de mica das rochas metassedimentares encaixantes do Stock Altos Verdes. (A) Diagrama de Deer et al. (1992) [28]. (B) Quadrilátero $\text{Fe}^{\text{tot}} + \text{Mn} + \text{Ti} - \text{Al}^{\text{VI}}$ versus mg-li , após Tischendorf et al. (1997) [29]. [S] Siderofilita; [A] Annita; [E] Eastonita; [F] Flogopita.

4.3.3 Anfíbolios

Nas rochas do SAV, os cristais de anfíbólio correspondem a Mg-hornblenda, Fe-hornblenda, Fe-actinolita, tschermakita, edenita, Fe-edenita e Fe-pargasita (Figura 10A). A maioria deles tem preservada a composição química de anfíbólio magmático (Figura 10B). As pressões de cristalização do anfíbólio magmático [32] no magma do SAV situam-se entre 5-7 kbar (17-25 km). No enclave, obteve-se pressão de 7,5 kbar (27,8 km).

4.3.4 Epidoto

Os cristais de epidoto presentes nas rochas do SAV correspondem a clinozoisita, allanita, Fe-allanita e epidoto (Figura 11). Os cristais de allanita destas rochas têm conteúdos de: 0,1-0,7% Y_2O_3 ; 0,1-27,3% La_2O_3 ; 0,1-71,6% Ce_2O_3 ; 0,9-31,4% Nd_2O_3 e 0,1-4,1% Gd_2O_3 . Alguns cristais apresentam variação composicional importante do centro para a periferia, marcada pelos aumentos de Al_2O_3 (16,5-30,8%) e CaO (10,7-23,3%). Os valores da molécula de pistacita [$\text{Os} = \text{Fe}^{3+}/(\text{Fe}^{3+} + \text{Al}) \times 100$] nestes cristais variam de 0,1 a 45,2.

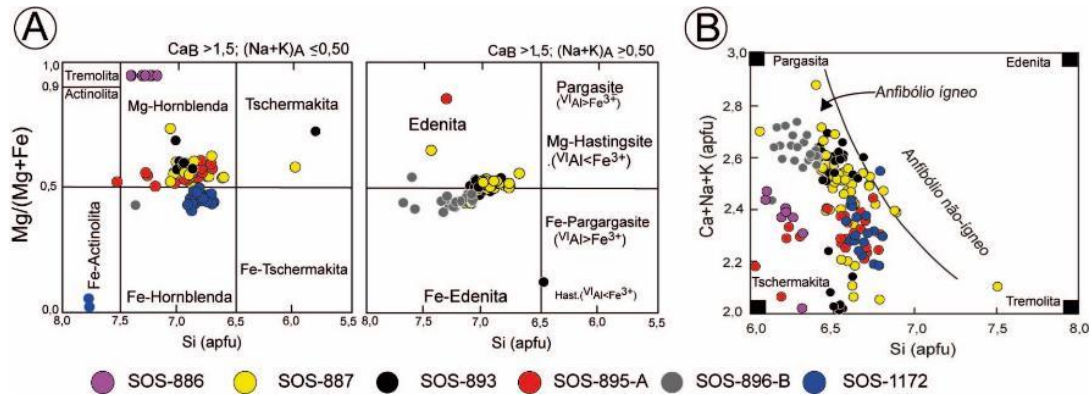


Figura 10: Diagramas utilizados para classificar os cristais de anfíbólio das rochas do Stock Altos Verdes. (A) Diagramas para nomenclatura de anfíbólio estudados após Leake et al. (1997) [33]. (B) Diagrama discriminante de anfíbólio ígneo e anfíbólio não ígneo após Leake et al. (1997) [33].

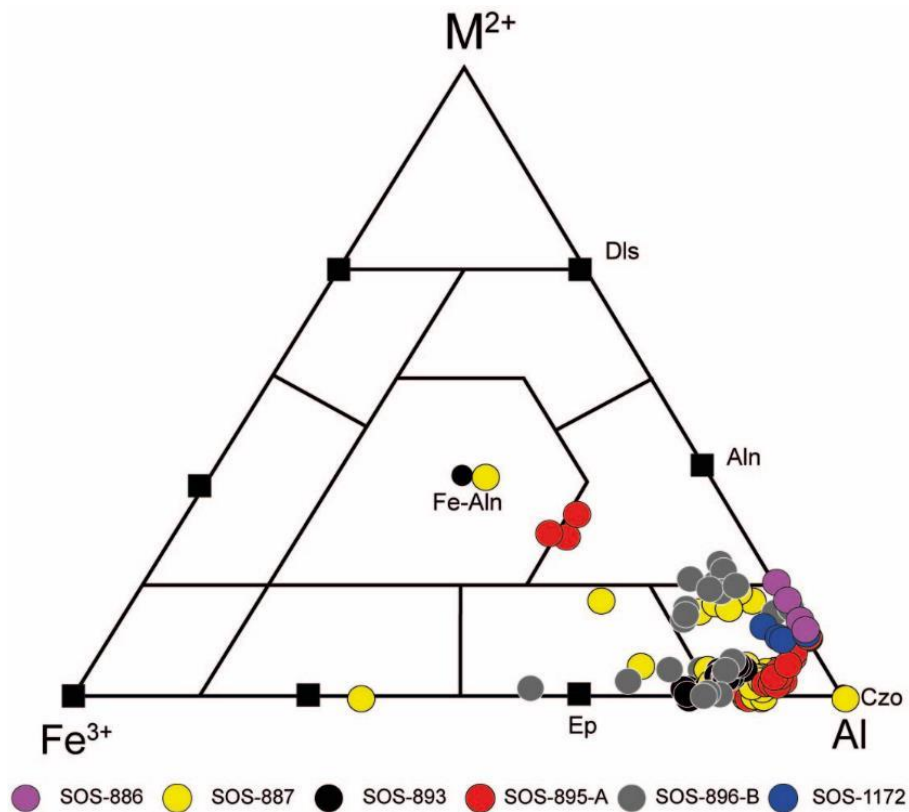


Figura 11: Diagrama triangular $Fe^{3+} - M^{2+} - Al$ para classificação dos cristais de epidoto proposto por Kartashov (2014) [34]. [Dls] Dolaseíta; [Aln] Allanita; [Czo] Clinozoizita; [Ep] Epidoto; [Fe-Aln] Ferro allanita.

4.3.5 Apatita

Os cristais de apatita ($\leq 0,2$ mm) das rochas do SAV são bem formados (prismáticos e aciculares) e, nas rochas metassedimentares, são anédricos e têm tamanhos $\leq 0,1$ mm. Nestas rochas, as composições variam de F-apatita e OH-apatita (Figura 12). Estes cristais têm baixos conteúdos de SrO (0,1-0,3%), Ce_2O_3 (0,1-0,7%), La_2O_3 ($\leq 0,1\%$), Dy_2O_3 ($\leq 0,2\%$) e Gd_2O_3 ($< 0,4\%$).

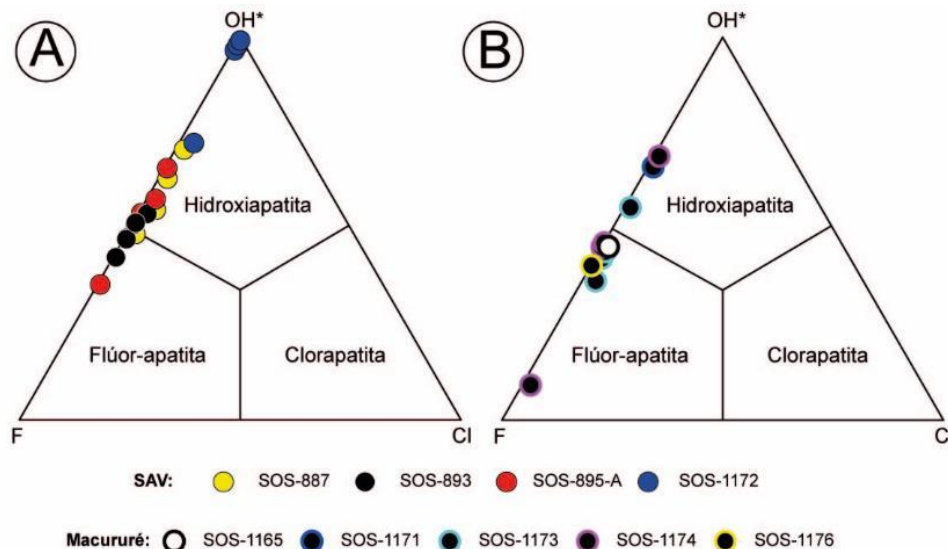


Figura 12. Diagrama F – OH – Cl utilizado para classificar cristais de apatita, após Deer et al. (1992) [28]. (A) Rochas do Stock Altos Verdes; (B) Rochas do Gripo Macururé.

4.3.6 Titanita

Os cristais de titanita que ocorrem nas rochas do SAV apresentam, do centro para a periferia, redução do SiO_2 (32,4-22%) seguida do aumento do Ti_2O (25,2-38,6%) e CaO (24,6-29,8%). Além dos elementos maiores, eles apresentam variação nos conteúdos de La_2O_3 (0,2-2,8%), Ce_2O_3 (0,2-2%), Y_2O_3 (0,1-0,8%), Nd_2O_3 (0,1-0,9%), Gd_2O_3 ($\leq 0,2\%$) e Sm_2O_3 ($\leq 0,2\%$).

4.3.7 Minerais Opacos

Ilmenita e magnetita ocorrem tanto nas rochas do SAV quanto nas encaixantes metassedimentares, apresentando composições quase estequiométricas.

4.3.8 Zircão

Os cristais de zircão, presentes tanto no SAV, quanto nas rochas metassedimentares apresentam-se zonados. O zoneamento é oscilatório, mas não apresenta variações importantes na composição. Na amostra SOS-1172, o zircão apresentou o maior conteúdo de PbO (4,9%) e o de HfO variou de 0,4 a 2,6%.

4.3.9 Granada

Os cristais de granada correspondem a almandina e ocorrem unicamente em rochas metassedimentares. As suas composições apresentam zonação química marcada pelas variações, do núcleo para a periferia dos óxidos de Ca (2,1-4,9%) e Mn (0,6-8,3%). Os conteúdos de SiO_2 (31,9-40,3%) e FeO (23,2-34,8%) ora aumentam, ora diminuem, e o Al_2O_3 (21,1-30,2%) se mantém constante ao longo dos cristais.

4.3.10 Outros Minerais

A clorita ocorre tanto no SAV quanto nos metassedimentos. Nas rochas ígneas, ela é produto da alteração hidrotermal da biotita. Os dados químicos dos cristais analisados permitiram classificá-los como picnoclorita, brunsvigita, ripidolita e pseudoturingita. Identificaram-se raros cristais de pirita (FeS_2), bastnäsita [CeCO_3 (OF, F)] e barita (BaSO_4) nas rochas estudadas.

4.4 Geoquímica

As rochas do SAV apresentam valores de SiO_2 entre 56,6-62,7% e a soma de álcalis ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) situa-se entre 4,4-8%. Estes dados posicionam estas rochas no diagrama TAS (Figura 13A) nos campos de diorito (SOS-886, SOS-887, SOS-895-A e SOS-1172), monzonito (SOS-893), quartzo monzonito (SOS-896) e monzodiorito (SOS-896-B), com afinidades alcalina e subalcalina. Análises disponíveis em <https://ri.ufs.br/jspui/handle/riufs/21681>.

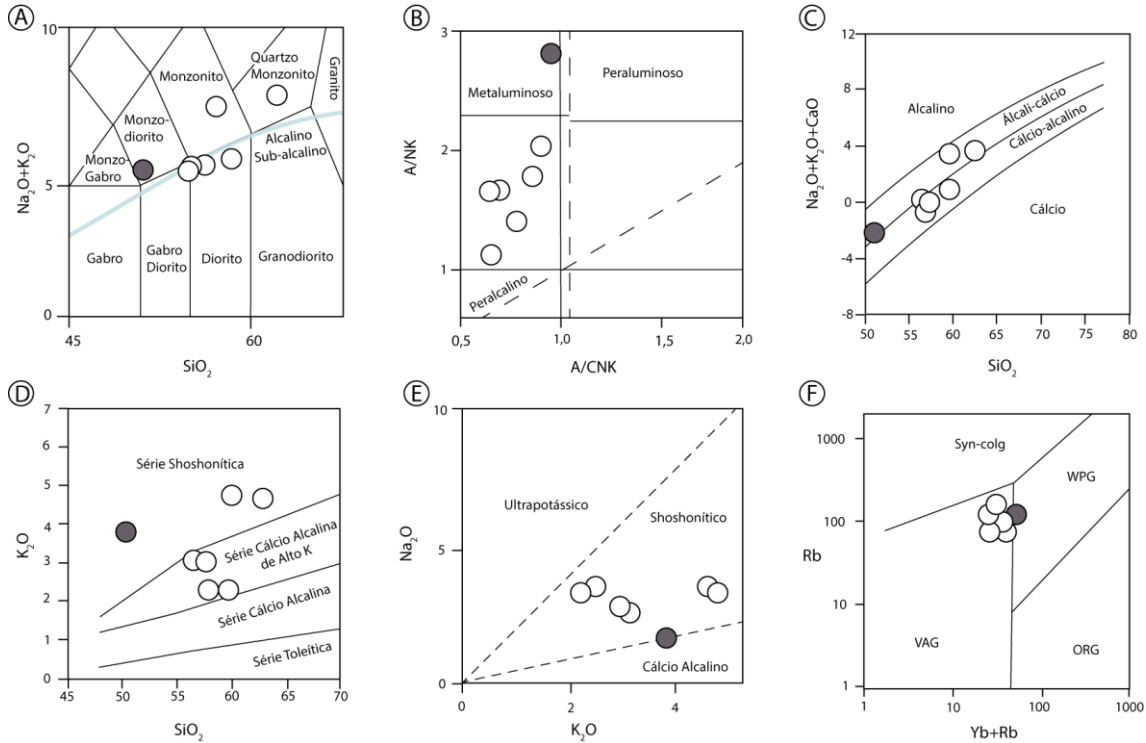


Figura 13: Diagramas geoquímicos discriminantes aplicados as rochas do Stock Altos Verdes. (A) Total Álcalis ($\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}$) versus SiO_2 de Middlemost (1994) [35]. (B) Diagrama A/NK [$\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$] versus A/CNK [$\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$] de Maniar e Piccoli (1989) [36]. (C) Diagrama de Frost et al. (2001) [37] que relaciona $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}$ versus SiO_2 . (D) Diagrama K_2O versus SiO_2 proposto por Peccerillo e Taylor (1976) [38]. (E) Diagrama K_2O versus Na_2O de Turner et al. (1996) [39]. (F) Diagrama Rb versus $\text{Y}+\text{Nb}$ de Pearce et al. (1984) [40]. Círculo branco = dioritos e gabro do SAV; círculo cinza = enclave diorítico.

O SAV é constituído por rochas metaluminosas (Figura 13B), cálcio-alcalinas e álcali-cálcicas (Figura 13C). Os conteúdos em K_2O posicionam as rochas do SAV nos domínios das séries shoshonítica e cálcio-alcalina de alto-K (Figuras 13D e 13E). Os conteúdos em Rb (79-127 ppm), Y (15-29 ppm) e Nb (11-16 ppm) das rochas do SAV são característicos de magmas gerados em ambientes de arcos vulcânicos. (Figura 13F).

As evoluções negativas dos óxidos de TiO_2 , Al_2O_3 , MgO , CaO , K_2O , FeO , P_2O_5 versus a SiO_2 (Figura 14) sugerem que as rochas do SAV evoluíram por cristalização fracionada com participação de biotita (K, Al, Fe, Mg, Ti), plagioclásio (Ca, Al), epídoto (Ca, Fe, Al), anfibólio (Ca, Fe, Mg, Al), apatita (P) e titanita (Ca e Ti).

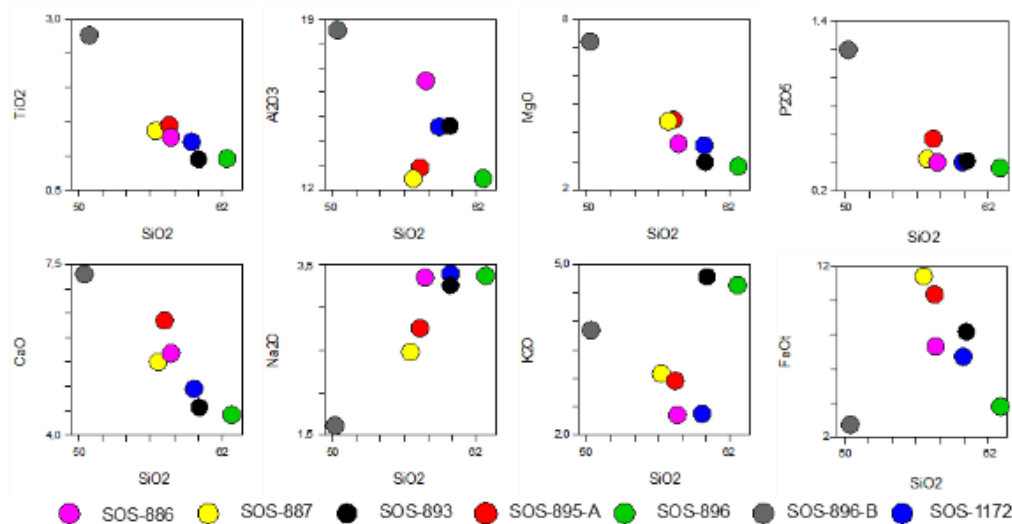


Figura 14. Diagramas de Harker aplicado às rochas do Stock Altos Verdes.

Os padrões das curvas dos elementos terras raras (ETR) se apresentam paralelas entre as diferentes amostras estudadas do SAV, o que indica cogeneticidade entre elas (Figura 15A). Estas mesmas curvas apresentam razões $10 < [La_N / Yb_N] < 49$ e fracas anomalias em Eu. A existência de anomalias negativas em Eu reforça o fracionamento de plagioclásio na formação das rochas do SAV. O enclave (SOS-896-B) apresenta maiores valores de ETR pesados e menores de ETR leves que as demais rochas (Figura 15A), indicando natureza enriquecida nestes elementos em termo mais primitivo.

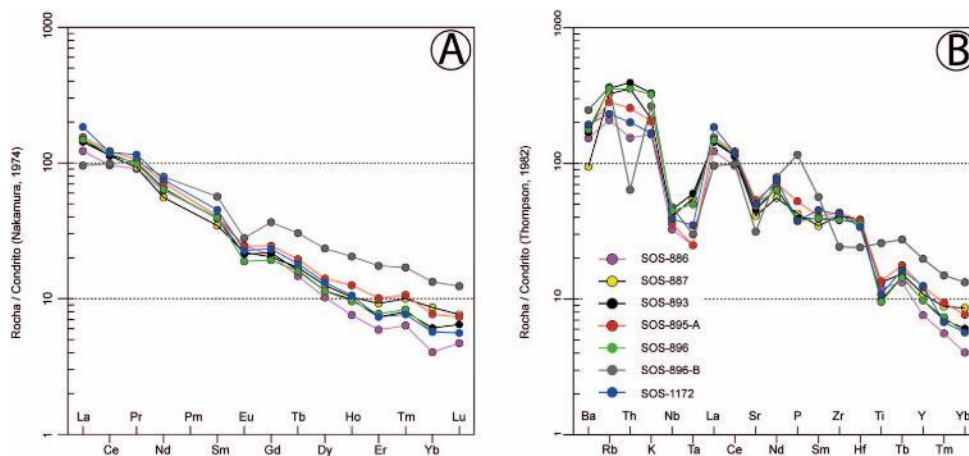


Figura 15. Diagramas multielementares aplicados às rochas do Stock Altos verdes. (A) Diagrama dos ETRs normalizados pelos valores do condrito de Nakamura (1974) [41]. (B) Diagrama multielementar normalizado pelos valores do condrito de Thompson (1982) [42].

As rochas do SAV em diagrama multielementar, normalizado pelo condrito de Thompson (1982) [42], apresentam picos em Rb, Nd, La e Tb e vales de Nb, Ta, Sr e Ti (Figura 15B). A presença de vale em Sr reforça a hipótese de fracionamento precoce de plagioclásio e os vales em Ti, Nb, que sugerem o fracionamento de óxidos de Fe-Ti. O empobrecimento TNT (Ti, Nb e Ta) é uma feição característica de magmas de ambientes orogênicos [43]. A natureza orogênica do magma formador destas rochas é igualmente evidente no diagrama de Pearce (1983) [44], que relaciona as razões Th/Yb e Ta/Yb (Figura 16), onde as rochas estudadas se posicionam na área do diagrama ocupada por magmas de margem continental ativa.

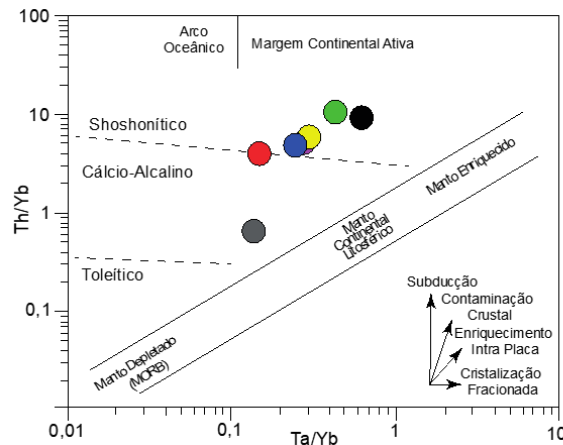


Figura 16. Diagrama Th/Yb versus Ta/Yb que discrimina os ambientes tectônicos, elaborado por Pearce (1983) [44] aplicado às rochas do SAV. Mesma legenda de símbolos da Figura 15.

As análises das rochas metassedimentares do Grupo Macururé têm SiO_2 variando de 62-74%. Avaliou-se o grau de intemperismo que pode estar presente em rochas sedimentares (Figura 17), como o cálculo do índice de alteração CIA (*Chemical index of Alteration* [45]). Os valores obtidos para as rochas metassedimentares estudadas situam-se entre $70 < \text{CIA} < 80$, indicando que elas foram submetidas a intemperismo químico. O conteúdo de Rb dessas rochas (88-182 ppm) corrobora com a hipótese de intemperismo químico, pois ele é um elemento traço facilmente remobilizado durante as trocas dos argilominerais [46]. A amostra SOS-1165 diferencia-se das demais (Figura 17) por apresentar altos valores de CIA (93,4%), mas, em contrapartida, tem valor de Rb muito baixo (1,5 ppm).

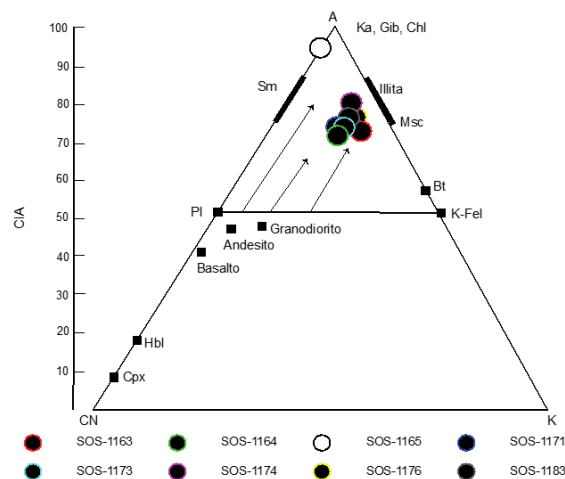


Figura 17. Triângulo A (Al_2O_3) - CN ($\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O}$) - K (K_2O) modificado de Arquaz et al. (2018) [46]. Os valores de CIA (*Chemical Index of Alteration*) foram propostos por Nesbitt (2003) [45]. [Msc] Muscovita; [Bt] Biotita; [K-Fel] Feldspato potássico; [Cpx] Clinopiroxênio; [Hbl] Hornblenda; [Pl] Plagioclásio.

5. DISCUSSÃO

Uma das questões para melhor entender a cronologia dos corpos ígneos do DM é a presença ou não da foliação regional [1, 5, 47]. Existe consenso entre os pesquisadores que estudaram as rochas ígneas do DM que, se elas apresentam a foliação das rochas encaixantes, elas podem ter se cristalizado anterior ou sincronicamente à colisão brasileira [14, 17, 18]. Evento esse considerado o mais importante na parte sul da Província Borborema.

As rochas do SAV têm a foliação mais penetrativa presente nas rochas do DM, a qual orienta cristais de biotita, anfibólio e feldspatos e condiciona a direção de vários EMM elipsoides. As texturas dos dioritos e enclaves do SAV não apresentam evidências de deformação no estado sólido, como por exemplo: ausência de cristais pertíticos; quebraimento e geração de matriz tectônica a partir de feldspatos, cristais de biotita com forte extinção ondulante [48]. As rochas apresentam texturas ígneas indicativas de magmas que se cristalizaram sob condições de deformação: cristais de biotita, anfibólio e feldspatos orientados; quartzo com extinção ondulante; presença de cristais de feldspato alcalino pertítico e *kink* em cristais de feldspato [48]. Estas estruturas e texturas indicam que os minerais do magma formador das rochas do SAV cristalizaram-se em condições sincrônicas com a deformação regional.

A presença de enclaves máficos microgranulares em rochas plutônicas é interpretada como evidência de que houve mistura entre magmas máfico e félsico [49]. Os enclaves com borda de resfriamento indicam igualmente a interação entre o magma félsico mais frio e o magma máfico quente. A presença de diques sin-plutônicos expõe que o magma máfico intruiu num estágio evoluído de resfriamento do magma félsico encaixante [49]. Os diques sin-plutônicos podem representar antigos condutos de alimentação do magma máfico [50].

O SAV é composto por biotita quartzo-dioritos, hornblenda biotita quartzo-dioritos e hornblenda biotita quartzo-gabro. Estas rochas apresentam texturas fanerítica média, porfirítica e com fenocristais de plagioclásio, biotita e anfibólio imersos em matriz de granulação fina. O enclave corresponde a biotita quartzo-diorito porfirítico com fenocristais de plagioclásio e minerais máficos e matriz fina. Segundo Hibbard (1991) [51] são evidências petrográficas de mistura entre magmas: aglomerados de minerais máficos (biotita e anfibólio), apatita com hábito acicular e plagioclásio zonado ou com corrosão. A saussuritização dos cristais de plagioclásio e a textura poligonal em cristais de quartzo presentes em algumas rochas indicam provavelmente percolação tardia de fluidos [51]. Os cristais de titanita secundários podem ser formados devido a desestabilização dos cristais de biotita e óxidos de Fe-Ti.

A presença de zoneamento composicional normal em cristais de plagioclásio sugere que o magma evoluiu por cristalização fracionada. Aqueles cristais com zoneamentos oscilatórios podem refletir pulsos de magma máfico na câmara magmática do SAV. As pressões de cristalização do anfibólio magmático entre 5-7 kbar (17-25 km) e no enclave de 7,5 kbar (27,8 km) são comparáveis às encontradas em outros *stocks* shoshoníticos no DM, como, por exemplo, em Glória Norte [6] e Fazenda Lagoas [11].

Os conteúdos de pistacita (Ps) nos cristais de epídoto analisados variam entre 10-24 e indicam que a formação de epídoto no SAV seja devido a alteração do plagioclásio; aqueles cristais com Ps entre 25 e 29% são magmáticos; e os cristais com Ps entre 36 e 48% formam-se pela desestabilização da biotita. No SAV, tem-se cristais de epídoto formados pelos três processos distintos.

As rochas do SAV são metaluminosas e formadas por cristalização de magmas com afinidades shoshonítica e cálcio-alcálica de alto K. Estas rochas apresentam evolução geoquímica indicativa de fracionamento de biotita, plagioclásio, anfibólio, epídoto e óxidos de Fe-Ti. Os vales em Ti, Nb e Ta, observados no diagrama multielementar (Figura 15B), são característicos de magmas gerados em ambientes de subducção. As rochas do SAV alocam-se no campo dos magmas oriundos de margem continental ativa (Figura 16). Características geoquímicas semelhantes ocorrem nas rochas dos *stocks* Glória Norte [5] e Fazenda Lagoas [11].

6. CONCLUSÃO

O *Stock* Altos Verdes, com aproximadamente 20 km² de área, é intrusivo nas rochas metassedimentares do Grupo Macururé e em contato por falha com o Domínio Vaza Barris.

As rochas do SAV têm composições de quartzo-dioritos e quartzo-gabro e são constituídas por plagioclásio, quartzo, biotita, anfibólio, epídoto, feldspato alcalino, titanita, apatita, minerais opacos e zircão. A presença de enclaves máficos e diques sin-plutônicos indica que o processo de mistura entre magmas máfico e félsico foi ativo na estruturação do SAV. Nas rochas

metassedimentares o oligoclásio, biotita, muscovita, ilmenita e granada, ocorrem associados a rochas com albita, muscovita, epidoto, ilmenita e clorita.

Os dados de química mineral permitiram identificar a presença de cristais que preservam a composição magmática (oligoclásio, andesina, labradorita, bitonita, biotita, anfibólio). Essa paragênese magmática permitiu inferir a profundidade de cristalização do anfibólio como tendo sido a 25 km de profundidade.

As presenças de zonações químicas normal e oscilatória-normal em plagioclásio sugerem que o magma tenha evoluído por cristalização fracionada. Todavia, a zonação oscilatória pode ser o registro de aportes de magmas máficos responsáveis pelos enclaves presentes no SAV.

A geoquímica das rochas do SAV permitiu classificar este magmatismo como potássico, metaluminoso, com afinidades com suítes shoshonítica e cálcio-alcálica de alto K. A evolução foi controlada por cristalização fracionada, com participação de aportes de magmas máficos, geradores dos enclaves. O ambiente de geração do magma responsável pelo SAV foi orogênico, do tipo arco vulcânico.

7. AGRADECIMENTOS

O presente trabalho foi realizado com apoio da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) - Código de Financiamento 001. ALRL agradece à CAPES sua bolsa de mestrado. Os autores expressam igualmente agradecimento ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), processos: 310740/2021-5, 311023/2021-5, 308243/2025-0 e 302141/2026-0. À Superintendência de Salvador, do Serviço Geológico do Brasil, o apoio na preparação das amostras. Aos professores doutores Lucilene dos Santos (UFC) e Jailson Junior Alves Santos (UFBA) pelas sugestões feitas quando da avaliação da dissertação. À Fundação de Apoio à Pesquisa e à Inovação Tecnológica do Estado de Sergipe e a Secretaria de Estado de Políticas para as Mulheres.

8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

1. Santos RA, Martins AAM, Neves JP, Leal RA. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil: Geologia e recursos minerais do Estado de Sergipe. Texto explicativo do Mapa geológico do Estado de Sergipe. 1. ed. Brasília (DF): CPRM/DIEDIG/DEPAT, CODISE; 1998.
2. Teixeira L, Lima E, Neves J, Santos R, Santiago R, Melo R. Mapa geológico e de recursos minerais do Estado de Sergipe. Escala 1:250.000. Sergipe: Companhia de Desenvolvimento Econômico de Sergipe/CODISE; 2014. Disponível em: <http://rigeo.cprm.gov.br>.
3. Oliveira EP, Bueno JF, McNaughton NJ, Silva Filho AF, Nascimento RS, Donatti-Filho JP. Age, composition, and source of continental arc- and syn-collision granites of the Neoproterozoic Sergipano Belt, Southern Borborema Province, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*. 2015;58:257-80. doi: 10.1016/j.jsames.2014.08.003
4. Conceição JA, Rosa MLS, Conceição H. Sienogranitos leucocráticos do Domínio Macururé, Sistema Orogênico Sergipano, Nordeste do Brasil: Stock Glória Sul. *Brazilian Journal of Geology*. 2016 Mar;46(1):63-77. doi: 10.1590/2317-4889201620150044
5. Lisboa VAC, Conceição H, Rosa MLS, Fernandes DM. The onset of post-collisional magmatism in the Macururé Domain, Sergipano Orogenic System: The Glória Norte Stock. *Journal of South American Earth Sciences*. 2019;89:173-88. doi: 10.1016/j.jsames.2018.11.005
6. Lisboa VAC, Conceição H, Rosa MLS, Marques GT, Lamarão CN, Lima AR. Amphibole crystallization conditions as record of interaction between ultrapotassic enclaves and monzonitic magmas in the Glória Norte Stock, South of Borborema Province. *Brazilian Journal of Geology*. 2020;50(2):e20190101. doi: 10.1590/2317-4889202020190101
7. Pereira FS, Rosa MLS, Bertotti AL, Conceição H. Age, composition, and source of the Macururé Mafic Suite, Southern Borborema Province, Brazil. *Brazilian Journal of Geology*. 2020;50(2):1-22. doi: 10.1590/2317-4889202020190105
8. Van Schmus WR, Oliveira EP, Silva Filho AF, Toteu SF, Penaye J, Guimarães IP. Proterozoic links between the Borborema Province, NE Brazil, and the Central African Fold Belt. *Geological Society of London*. 2008;294(1):69-99. doi: 10.1144/SP294.5

9. Pinho Neto MA, Rosa MLS, Conceição H. Petrologia do Batólito Sítios Novos, Sistema Orogênico Sergipano, Província Borborema. *Geologia USP Série Científica*. 2019;19(2):135-50. doi: 10.11606/issn.2316-9095.v19-152469
10. Santos IS, Conceição H, Rosa MLS, Marinho MM. Magmatismos shoshonítico e cálcio-alcalino de alto potássio pós-orogênico (615 Ma) na porção leste do Domínio Macururé, Sistema Orogênico Sergipano: Stocks Propriá, Amparo do São Francisco e Fazenda Alvorada. *Geologia USP. Série Científica*. 2024;19:9-116. doi: 10.11606/issn.2316-9095.v19-141362
11. Fernandes DM, Lisbon VAC, Rosa MLS, Conceição H. Petrologia e idade do Stock Fazenda Lagoas, Domínio Macururé, Sistema Orogênico Sergipano, NE-Brasil. *Geologia USP Série Científica*. 2020 Apr;20(1):39-60. doi: 10.11606/issn.2316-9095.v20-160040
12. Oliveira IR, Menezes AR, Rosa MLS, Conceição H. Petrologia e geocronologia dos stocks Mocambo e Frutuoso, Domínio Macururé, Sistema Orogênico Sergipano. *Geologia USP. Série Científica*. 2023;22(4):109-33. doi: 10.11606/issn.2316-9095.v22-196735
13. Pereira FS, Conceição H, Rosa MLS, Marinho MM, Tassinari CCG, Milhomem Neto JM, et al. Late Cryogenian–Ediacaran magmatism in southern Borborema Province, NE Brazil: Ages, sources, petrogenesis, and tectonic setting. *Geoscience Frontiers*. 2023;14:e101626. doi: 10.1016/j.gsf.2023.101626
14. Silva Filho AF, Guimarães IP, Santos L, Armstrong R, Van Schmus R. Geochemistry, U–Pb geochronology, Sm–Nd and O isotopes of ca. 50 Ma long ediacaran high-K syn-collisional magmatism in the Pernambuco Alagoas Domain, Borborema Province, NE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*. 2016;68:134-54. doi: 10.1016/J.JSAMES.2015.12.013
15. Oliveira EP, Windley B, Araújo MNC. The Neoproterozoic Sergipano orogenic belt, NE Brazil: A complete plate tectonic cycle in western Gondwana. *Precambrian Research*. 2010;181:64-84. doi: 10.1016/j.precamres.2010.05.014
16. Brito Neves BB, Fuck RA. Neoproterozoic evolution of the basement of the South American platform. *Journal of South American Earth Sciences*. 2013;47:72-89. doi: 10.1016/j.jsames.2013.04.005
17. Davison I, Santos RA. Tectonic evolution of the Sergipano fold belt, NE Brazil, during the Brasiliano orogeny. *Precambrian Research*. 1989;45(4):319-42. doi: 10.1016/0301-9268(89)90068-59
18. Santos RA. Texto explicativo do mapa geológico do Estado de Sergipe: Geologia e recursos minerais do Estado de Sergipe. Escala 1:250.000. Brasília (DF): Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil/PLGB. Serviço Geológico do Brasil/CPRM. Companhia de Desenvolvimento Econômico do Estado de Sergipe/CODISE; 2001.
19. Silva Filho MA, Bonfim LFC, Santos RA, Leal RA, Santana AC, Braz FPA. Geologia da Geossinclinal Sergipana e do seu Embasamento – Projeto Baixo São Francisco-Vaza-Barris. Brasília (DF): DNPM; 1979. Disponível em: <https://rigeo.sgb.gov.br/handle/doc/9444>.
20. Pereira FS, Lafon JM, Rosa MLS, Conceição H, Bertotti AL, Milhomem Neto JM, et al. Constraints on the source and petrogenesis of early Ediacaran shoshonitic mafic magmatism and high-K calc-alkaline granitoids in the Sergipano Orogenic System, Borborema Province, Brazil. *Precambrian Research*. 2024;404:e107312. doi: 10.1016/j.precamres.2024.107312
21. Sousa CS, Soares S, Rosa MLS, Conceição H. Contribuição à Geologia, Petrografia e Geoquímica da Região Oeste do Batólito Bela Vista, Domínio Poço Redondo, Sistema Orogênico Sergipano. *Revista de Geologia*. 2019;31:105-20.
22. Sousa CS, Soares HS, Rosa MLS, Conceição H. Petrologia e Geocronologia do Batólito Rio Jacaré, Domínio Poço Redondo, Sistema Orogênico Sergipano, NE do Brasil. *Geologia USP. Série Científica*. 2019;19:171-94. doi: 10.11606/issn.2316-9095.v19-152494
23. Passos LH, Fuck RA, Chemale F, Lenz C, Pimentel MM, Machado A, et al. Neoproterozoic (740–680 Ma) arc-back-arc magmatism in the Sergipano Belt, southern Borborema Province, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*. 2021;109:103280. doi: 10.1016/J.JSAMES.2021.103280
24. Liz LCC, Machado A, Liz JD, Almeida JM. Petrografia e geoquímica dos ortoanfibolitos das unidades Novo Gosto e Gentileza, Domínio Canindé, Faixa de Dobramentos Sergipana, Nordeste brasileiro. *Pesquisas em Geociências*. 2018;45(2):1-27. doi: 10.22456/1807-9806.88650
25. Deer WA, Howie RA, Zussman J. *An introduction to the Rock-Forming Minerals*. 3. ed. London: Longman; 2013.
26. Janousek V, Farrow CM, Erban V. Interpretation of Whole-rock Geochemical Data in Igneous Geochemistry: Introducing Geochemical Data Toolkit (GCDKit). *Journal of Petrology*. 2006;47(6):1255-9. doi: 10.1093/petrology/egl013
27. Streckeisen A. To each plutonic rocks its proper name. *Earth Science Reviews*. 1976;12(1):1-33. doi: 10.1016/0012-8252(76)90052-0
28. Deer WA, Howie RA, Zussman J. *An introduction to the Rock-Forming Minerals*. 1. ed. London: Longman; 1992.

29. Tischendorf G, Gottesmann B, Förster HJ, Trumbull RB. On Li-bearing Micas: Estimating Li from electron-microprobe analyzes and an improved diagram for graphical representation. *Mineralogical Magazine*. 1997;61(409):809-34. doi: 10.1180/minmag.1997.061.409.05
30. Nachit H, Ibhi AB, Abia El-H, Abia EH, Ohoud MB. Discrimination between primary magmatic biotites, reequilibrated biotites, and neoformed biotites. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris*. 2005;337(16):1415-20. doi: 10.1016/j.crte.2005.09.002
31. Abdel-Rahman AM. Nature of biotites from alkaline, calc-alkaline, and peraluminous magmas. *Journal of Petrology*. 1994;35(2):525-41. doi: 10.1093/petrology/35.2.525
32. Putirka, K. Amphibole thermometers and barometers for igneous systems and some implications for eruption mechanisms of felsic magmas at arc volcanoes. *American Mineralogist*. 2016;101:841-58. doi: 10.2138/am-2016-5506
33. Leake B, Woolley A, Arps C, Birch WD, Gilbert M, Grice J, et al. Nomenclature of amphiboles: Report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association, commission on new minerals and mineral names. *American Mineralogist*. 1997;82:1019-37. doi: 10.1127/ejm/9/3/0623
34. Kartashov PM. Classification diagram for REE-bearing members of the epidote group based on crystallochemical data. Workshop on accessory minerals. University of Warsaw. 2014;1:19-21. doi: 10.13140/2.1.4907.0089
35. Middlemost EAK. Naming material in the magma/igneous rock system. *Earth Science Reviews*. 1994;37:215-24. doi: 10.1016/0012-8252(94)90029-9
36. Maniar PD, Picolli PM. Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of American Bulletin*. 1989;101:635-43. doi: 10.1130/0016-7606(1989)101<0635:TDOG>2.3.CO;2
37. Frost BR, Barnes CG, Collins WJ, Arculus RJ, Ellis DJ, Frost CD. A Geochemical classification for granitic rocks. *Journal of Petrology*. 2001;42:2033-48. doi: 10.1093/petrology/42.11.2033
38. Peccerillo A, Taylor SR. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1976;58:63-81. doi: 10.1007/BF00384745
39. Turner S, Arnaud N, Liu J, Rogers N, Hawkesworth C, Harris N, et al. Post-collision shoshonitic volcanism on the Tibetan plateau: implications for convective thinning of the lithospheres and the source of ocean island basalt. *Journal of Petrology*. 1996;37:45-71.
40. Pearce JA, Harris NB, Tindle AG. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*. 1984;25:956-83. doi: 10.1093/petrology/25.4.956
41. Nakamura N. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1974;38:757-75. doi: 10.1016/0016-7037(74)90149-5
42. Thompson RN, Magmatism of the British Tertiary volcanic province. *Scot Geol*. 1982;18:49-107.
43. Pearce JA. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. *Orogenic Andesites and Related Rocks*. 1982;1:528-48.
44. Pearce JA. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: Hawkesworth CJ, Norry MJ, editors. *Continental basalt and mantle xenoliths*. Cambridge: Shiva Publishing Ltd; 1983. p. 230-49.
45. Nesbitt H. Petrogenesis of siliciclastic sediments and sedimentary rocks. *Geochemistry of Sediments and Sedimentary Rocks*. 2003;4:39-51.
46. Arquaz RM, Moreto CP, Melo GH. Geoquímica das rochas metassedimentares clásticas do Grupo Igarapé Bahia, Bacia Carajás: implicações para a composição da área fonte, proveniência de sedimentos e ambiente tectônico. *Revista dos Trabalhos de Iniciação Científica da UNICAMP*. 2018;1:26.
47. Bueno JF, Oliveira EP, McNaughton NJ, Laux JH. U–Pb dating of granites in the Neoproterozoic Sergipano Belt, NE-Brazil: Implications for the timing and duration of continental collision and extrusion tectonics in the Borborema Province. *Gondwana Research*. 2009;15:86-97. doi: 10.1016/j.gr.2008.06.003
48. Cuney M, Sabaté P, Vidal P, Marinho MM, Conceição H. The 2 Ga peraluminous magmatism of the Jacobina - Contendas Mirante Belt (Bahia) Brazil): Major and trace-element geochemistry and metallogenic potential. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 1990;44(1-2):e20190101. doi: 10.1016/0377-0273(90)90015-8
49. Didier J, Barbarin B. The different types of enclaves in granites: Nomenclature. In: Didier J, Barbarin B, editors. *Enclaves in granite petrology*. Amsterdam: Elsevier; 1991. p. 19-23.
50. Tobisch O, McNulty B, Vernon R. Microgranitoid enclave swarms in granitic plutons, central Sierra Nevada, California. *Lithos*. 1997;40(2-4):321-39. doi: 10.1016/S0024-4937(97)00004-2
51. Hibbard MJ. Textural anatomy of twelve magma - mixed granitoid systems. In: Didier J, Barbarin B, editors. *Enclaves and granite petrology*. Oxford (UK): Elsevier; 1991. p. 431-44.