

Petrologia e geocronologia dos *stocks* Mocambo e Frutuoso, Domínio Macururé, Sistema Orogênico Sergipano

Petrology and geochronology of the Mocambo and Frutuoso Stocks, Macururé Domain, Sergipano Orogenic System

Illana Rocha Oliveira¹ , Asayuki Rodrigues de Menezes¹ , Maria de Lourdes da Silva Rosa¹ , Herbet Conceição¹ 

¹Universidade Federal de Sergipe, Pós-Graduação em Geociências e Análise de Bacias, Laboratório de Petrologia Aplicada à Pesquisa Mineral, Avenida Marechal Rondon, s/n, Jardim Rosa Elze, CEP: 49400-000, São Cristóvão, SE, BR (illanarocha.geo@hotmail.com; asayuki@academico.ufs.br; lrosa@academico.ufs.br; herbet@academico.ufs.br)

Recebido em 18 de abril de 2022; aceito em 25 de novembro de 2022.

Resumo

Os *stocks* Mocambo e Frutuoso têm área de 3 km², possuem formas alongadas, ocorrem intrusivos em rochas metassedimentares da porção centro-leste do Domínio Macururé nas quais provoca metamorfismo de contato. O *stock* Mocambo é composto de quartzo-dioritos e quartzo-monozodioritos. O *stock* Frutuoso é formado por quartzo-dioritos porfíricos. Os quartzo-dioritos e quartzo-monozodioritos apresentam foliação magmática NE-SW paralela à foliação metamórfica regional. Os dados obtidos neste estudo sugerem que esses *stocks* tenham sido intrusivos em estágio cedo a sincrônico à deformação regional. O *stock* Mocambo tem idade de cristalização de 614 ± 7 Ma (U-Pb, Shrimp). Enclaves microgranulares dioríticos são presentes nos dois *stocks*, e as estruturas e texturas indicam interação entre magmas máfico e félsico. As análises petrográficas e químicas em minerais permitiram identificar a presença de oligoclásio, albita, biotita primária reequilibrada, tschermaquita, Mg-hornblenda, epidoto, allanita, ilmenita e magnetita. A cristalização magmática do anfibólio cálcico foi a ~29 km (8 kbar) sob condições oxidantes. As rochas estudadas apresentam afinidade shoshonítica, são magnesianas e podem estar relacionadas a magmas hidratados e oxidantes gerados em um ambiente orogênico. As semelhanças geoquímicas entre os dois *stocks* indicam que eles são cogenéticos. Os dados químicos evidenciam que as rochas dos *stocks* Mocambo e Frutuoso apresentam assinaturas geoquímicas de rochas potássicas geradas pelo manto em ambiente de arco continental, com contribuição de manto astenosférico dada a quebra da placa oceânica descendente.

Palavras-chave: Magmatismo shoshonítico; Mistura de magmas; Província Borborema.

Abstract

The Mocambo and Frutuoso stocks have an area of 3 km², have elongated shapes, occur intrusive in metasedimentary rocks in the east-central portion of the Macururé Domain, in which they cause contact metamorphism. Mocambo Stock is composed of quartz-diorites and quartz-monozodiorites. The Frutuoso Stock is formed by porphyritic quartz-diorites. Quartz-diorites and quartz-monozodiorites present NE-SW magmatic foliation parallel to regional metamorphic foliation. The data obtained in this study suggest that these stocks were intrusive at an early stage to synchronous with regional deformation. The Mocambo Stock has a crystallization age of 614 ± 7 Ma (U-Pb, Shrimp). Dioritic microgranular enclaves are present in both stocks and the structures and textures indicate interaction between mafic and felsic magmas. Chemical analysis of minerals allowed to identify the presence of oligoclase, albite, reequilibrated primary biotite, tschermaquite, Mg-hornblende, epidote, allanite, ilmenite, and magnetite. Magmatic crystallization of calcium amphibole was at ~29 km (8 kbar) under oxidizing conditions. The studied rocks have shoshonitic affinities, are magnesian and may be related to hydrated and oxidizing magmas generated in an orogenic environment. The geochemical similarities between the two stocks indicate that they are cogenetic. Chemical data show that the rocks of the Mocambo and Frutuoso stocks present geochemical signatures of potassium rocks generated from the mantle in a continental arc environment, with contribution of the asthenospheric mantle due to the breaking of the descending oceanic plate.

Keywords: Shoshonitic magmatism; Magma mixing; Borborema Province.

INTRODUÇÃO

Granitos em cinturões orogênicos são ferramentas importantes para estimar o tempo mínimo de duração da orogenia com base em suas idades (e.g. Pitcher, 1997). Por isso, considera-se que esses magmas são de interesse geológico particular na investigação direta e indireta sobre a crosta continental. Dessa forma, os granitos, quando bem caracterizados e com idades bem definidas, podem ser utilizados como traçadores geotectônicos para reconstruir as condições geodinâmicas passadas (Barbarin, 1990; Pitcher, 1997).

Os granitos cordilheiranos são assim nomeados por serem os principais componentes das grandes cordilheiras, a exemplo de porções ocidentais das Américas (Pitcher, 1997; Barbarin, 1999). De acordo com Frost et al. (2001), a maioria desses granitos é do Tipo I (formados por fusão de protólitos ígneos), magnesiano, principalmente cálcico e cálcio-alcálico, tem assinatura geoquímica de magmas de arco e segue tendências de diferenciação oxidantes. Segundo Barbarin (1999), esses granitos representam contribuições importantes do manto na formação da crosta continental. Nesse contexto, os enclaves microgranulares em granitos podem fornecer informações sobre a evolução de câmaras magmáticas félsicas e na interpretação da história petrológica de plútons (Barbarin, 1999, 2005).

Rochas shoshoníticas são saturadas em sílica, metaluminosas, têm alto álcalis total ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$), elementos litófilos de grande raio iônico (LILE) e baixos valores de ferro e titânio (Morrison, 1980). Segundo Muller e Groves (2019), magmas shoshoníticos encontram-se frequentemente associados a ambientes orogênicos, e o enriquecimento em LILE e elementos terras raras são consistentes com fusões parciais de manto metassomatizado abaixo de zona de subdução.

A presença de rochas shoshoníticas neoproterozoicas no Nordeste do Brasil tem sido descrita por diversos autores (e.g. Guimarães e Silva Filho, 1998; Brito et al., 2009; Silva Filho et al., 2013, 2014, 2016; Lisboa et al., 2019; Soares et al., 2019; Pereira et al., 2019, 2020). Esses autores sugerem que essas rochas sejam formadas por cristalização de magmas gerados por misturas de fontes (manto e crosta) ou fusão parcial de manto metassomatizado. No Sistema Orogênico Sergipano, o magmatismo shoshonítico foi descrito inicialmente por Lisboa et al. (2019), e posteriormente, com a ampliação das pesquisas, novos *stocks* shoshoníticos têm sido descritos (e.g. Santos et al., 2019; Soares et al., 2019; Pereira et al., 2019, 2020).

Este trabalho aborda a petrologia de dois *stocks*, Frutuoso e Mocambo, intrusivos na porção centro-leste do Domínio Macururé, e obtiveram-se os primeiros dados petrográficos, química mineral e geoquímica de rocha total para os dois corpos e a idade U-Pb *Shrimp* em zircão para o *stock* Frutuoso. Essas informações são apresentadas e discutidas no contexto do panorama do conhecimento atual do Sistema Orogênico Sergipano.

CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

A Província Borborema (PB) é uma unidade geológica complexa, localizada no Nordeste do Brasil e interpretada como a parte norte do Supercontinente Gondwana (Brito Neves et al., 2000). A PB é subdividida em três subprovíncias: norte, central e sul (Figura 1A). A subprovíncia sul é formada pelos orógenos Sergipano e Riacho do Pontal e o Superterreno Pernambuco-Alagoas (PEAL; Van Schmus et al., 2008, 2011; Caxito et al., 2016; Brito Neves e Silva Filho, 2019).

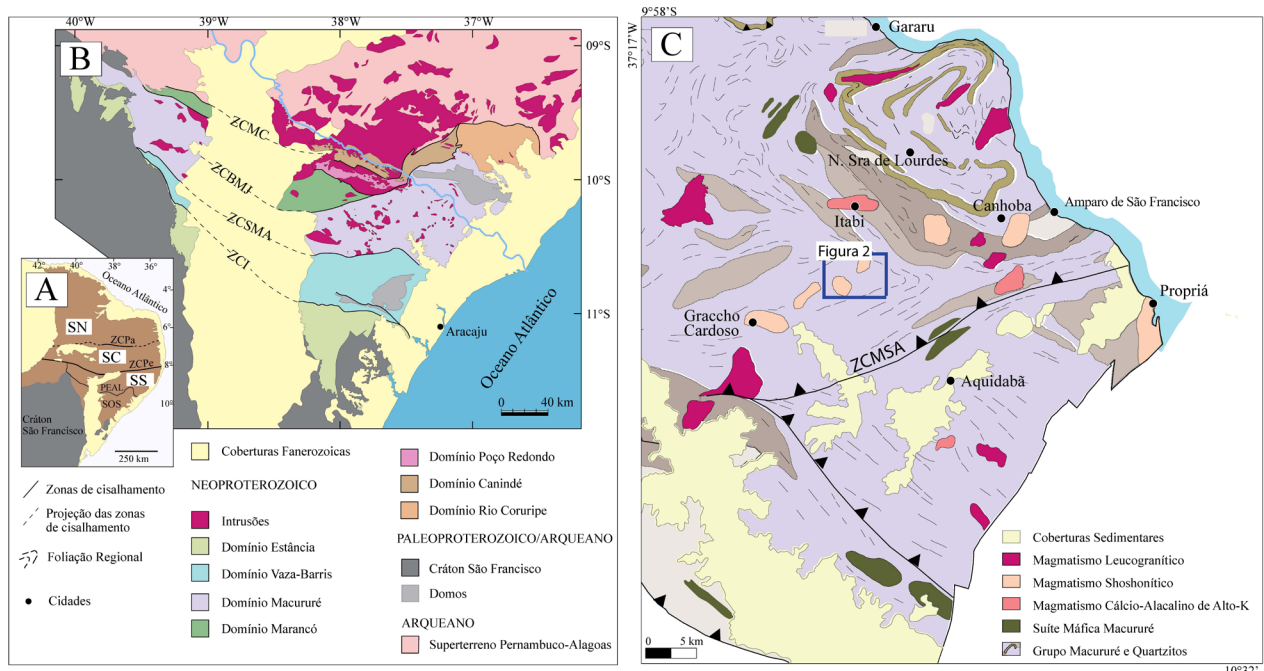
O Sistema Orogênico Sergipano (SOS; $\approx 45.000 \text{ km}^2$) é limitado a sul pelo Cráton São Francisco (CSF) e a norte pelo PEAL (Figura 1B). A formação do SOS é atribuída à colisão entre o PEAL e a placa Sanfranciscana (Davison e Santos, 1989; Oliveira et al., 2010; Brito Neves e Silva Filho, 2019). O SOS é formado por faixas de rochas, com geologias distintas, orientadas NW-SE, delimitadas por zonas de cisalhamento e foram nomeadas de domínios geológicos: Vaza Barris, Estância, Macururé, Maranco, Poço Redondo, Canindé e Rio Cururipe (Davison e Santos, 1989; Amorin, 1995). Os domínios Estância, Vaza-Barris e Macururé foram depositados em regime de margem passiva, submetidos a metamorfismo de baixo grau e são compostos essencialmente de rochas metassedimentares. Os domínios Marancó, Poço Redondo, Canindé e Rio Cururipe são formados por rochas plutônicas, vulcânicas e sedimentares submetidas a metamorfismo mais intenso que chega a fácies anfíbrito alto (Davison e Santos, 1989; Amorin, 1995; Oliveira et al., 2017).

O Domínio Macururé (Figura 1B) é o de maior expressão em área no SOS, com aproximadamente 2.000 km^2 e largura média de 55 km (Conceição et al., 2016). Esse domínio é composto das rochas do Grupo Macururé que correspondem a fílitos, ardósias, metarritmitos, biotita micaxistos granodíferos, metarenitos, com intercalações de rochas calciossilicáticas, vulcanoclásticas e mármore (Silva Filho et al., 1979; Santos et al., 1998). Intrusivo nessas rochas ocorre um importante plutonismo ediacarano. Os *stocks* Mocambo e Frutuoso, objetos deste estudo, fazem parte desse magmatismo, e são intrusivos nas rochas metassedimentares do Grupo Macururé.

GRANITOGÊNESE NO DOMÍNIO MACURURÉ

Conceição et al. (2016), ao descreverem a granitogênese no DM, contabilizaram a presença de cerca de 60 intrusões. Rosa et al. (2017) obtiveram idades U-Pb_{Shrimp} para vários granitos do DM e propõem dois intervalos para a colocação dessas intrusões:

- (1) 636 – 615 Ma: colocam-se os granitos mais antigos (pré-colisionais a sin-colisionais);
- (2) 608 – 588 Ma: intrudem os granitos pós-colisionais.



SN: Subprovinça Norte; SC: Subprovinça Central; SS: Subprovinça Sul; ZCPa: Zona de Cisalhamento Patos; ZCPE: Zona de Cisalhamento Pernambuco; SOS: Sistema Orogênico Sergipano; PEAL: Superterreno Pernambuco-Alagoas. Zonas de Cisalhamento: Macururé (ZCMC), Belo Monte-Jeremoabo (ZCBMJ), São Miguel do Aleixo (ZCMA) e Itaporanga (ZCI) (Davison e Santos, 1989; Oliveira et al., 2010; Pinho Neto et al., 2019).

Figura 1. Esquemas geológicos apresentando o contexto geológico regional. (A) Esquema geológico da Província Borborema, segundo Van Schmus et al. (2011). (B) Esquema geológico do Sistema Orogênico Sergipano após Pinho Neto et al. (2019) e Pereira et al. (2020). (C) Esquema geológico da porção centro-leste do Domínio Macururé, com ênfase para as intrusões graníticas (Conceição et al., 2016; Conceição et al., 2017). O polígono azul delimita a área estudada (Figura 2).

Conceição et al. (2017) descrevem a presença de quatro tipos de magmatismos no DM e chamam atenção que vários desses corpos têm intrusões contemporâneas, e eles são:

- Suíte Máfica Macururé (636-629 Ma): Essa suíte se localiza na região leste do DM (Figura 1C) e é formada por seis *stocks* (Capela, Dores, Aquidabã, Camará, Campo Grande e Pedra Branca). Esses corpos são constituídos de dioritos e gabros, monzonitos com hornblenditos e granitos subordinados (Pereira et al., 2019, 2020). As idades dos *stocks* variam de 636 – 629 Ma, e essas rochas apresentam foliação magmática paralela à metamórfica regional. Esse plutonismo foi interpretado por Pereira et al. (2020) como intermediário a máfico, shoshonítico, precoce a sincrônico a deformação regional;
- Magmatismo granodiorítico calcioalcalino de alto potássio (631 – 618 Ma): Esse magmatismo é representado essencialmente por granodioritos, com granitos subordinados, tem idades entre 631 – 618 Ma (Long et al., 2005; Silva, 2014), e a assinatura geoquímica é calcioalcalina de alto potássio de ambiente de arco vulcânico;
- Magmatismo shoshonítico (615 – 588 Ma): Os *stocks* deste magmatismo (Figura 1C) são formados por monzonitos, com termos sieníticos e graníticos subordinados, e os enclaves são abundantes (Conceição et al., 2017;

Lisboa et al., 2019; Santos et al., 2019). Apresentam assinatura geoquímica shoshonítica. Conceição et al. (2017) agruparam esses corpos em dois conjuntos distintos: o orogênico e pós-colisional. O magmatismo shoshonítico orogênico localiza-se na parte leste do DM, é representado pelos *stocks* Propriá (615 ± 6 Ma; Santos et al., 2019), Amparo do São Francisco e Fazenda Alvorada. Esses corpos são constituídos de quartzo-monzonitos e granitos porfíricos. Enclaves são abundantes nos *stocks* Propriá e Amparo do São Francisco. O magmatismo shoshonítico pós-colisional é representado pelo *stock* Glória Norte (588 Ma, Lisboa et al., 2019). Este corpo é composto de quartzo-monzonitos porfíricos que guardam enclaves de flogopita clinopiroxenitos, micro-sienitos leuco-melanocráticos e lamprófiros ultrapotássicos (Lisboa et al., 2019);

- Magmatismo leucogranítico (626 – 570 Ma): Este magmatismo é essencialmente formado por granitos (Figura 1C) leucocráticos, metaluminosos, com termos mais evoluídos peraluminosos, correspondem a granitos do Tipo I e exibem assinatura geoquímica calcioalcalina de alto K₂O (Conceição et al., 2016; Conceição, 2019). Os biotita granitos apresentam enclaves máficos microgranulares, que correspondem a micro-sienitos metaluminosos

shoshoníticos, e os muscovita granitos apresentam enclaves biotíticos. Conceição et al. (2016) interpretaram a variedade de rochas deste *stock* como reflexo do processo complexo de mistura de magmas.

MATERIAIS E MÉTODOS

Os estudos das rochas e enclaves dos *stocks* investigados neste trabalho foram realizados com base em dados de campo e coleta de amostras representativas. Os mapas base utilizados foram o Mapa Geológico do Estado de Sergipe (Teixeira et al., 2014) e a folha topográfica Graccho Cardoso (SC.24-Z-B-I; SUDENE, 1973). Nos trabalhos de campo, visitaram-se 35 afloramentos, e foram coletadas 22 amostras de rochas.

A petrografia foi feita com base em 20 lâminas delgadas polidas (*stock* Mocambo: 8; *stock* Frutuoso: 12 e, entre essas, 6 de enclaves). Para a realização da análise petrográfica, foi utilizado microscópio petrográfico com luz transmitida e refletida do Laboratório de Microscopia Ótica e Metalografia do Condomínio de Laboratórios Multiusuários da Geociências (CLGeo) na Universidade Federal de Sergipe (UFS). A estimativa modal das rochas foi feita com base em 40 visadas em campos não sobrepostos das lâminas delgadas. A nomenclatura das rochas seguiu as recomendações da International Union of Geological Sciences (IUGS) (Le Maître et al., 2002).

Análises químicas das fases minerais foram obtidas em 16 lâminas, metalizadas com ouro (8 – 10 µm), utilizando microscópio eletrônico de varredura (MEV) e espectrômetro de energia dispersiva (EDS), da marca Oxford Instruments®, que se encontra instalado no MEV, marca Tescan® (modelo Vega 3 LMU) do CLGeo-UFS. O MEV é calibrado com a energia do Cu, e a avaliação dos resultados das análises químicas é feita com padrões internacionais da Astimex® e Cameca. Procedeu-se à correção dos falsos picos, picos de escape e picos coincidentes de energia, como sugerido por Newbury (2009). As condições analíticas do MEV foram de 20 kV de tensão, 17 nÅ de intensidade de corrente, 0,37 µm de diâmetro do feixe, tempo de contagem médio de 60 s, e a distância de análise foi de 15 mm. O programa de processamento de dados utilizado foi o AztecEnergy, versão 4.0, da Oxford Instruments®, rotina Quant, que se utiliza das correções ZAF (corresponde aos fatores Z = número atômico, A = absorção, F = fluorescência) para processar os resultados. Os cálculos das fórmulas estruturais dos minerais seguiram as recomendações de Deer et al. (1992), e as estimativas do Fe²⁺ e Fe³⁺ foram feitas segundo Droop (1987). O valor de H₂O dos minerais hidratados foi calculado por estequiometria. O imageamento de texturas foi realizado no MEV com o detector *backscattered electrons* (BSE).

Obteve-se idade U-Pb em zircão apenas no *stock* Mocambo. Os cristais de zircão foram concentrados após

britagem, moagem e peneiramento até uma fração com granulometria entre 40-100#, bateia de mesa, separação por líquidos densos e seleção manual. Para observar as estruturas internas e selecionar as melhores áreas para as análises, os cristais foram metalizados com ouro e imageados com catodoluminescência no CLGeo-UFS. As razões U-Th-Pb em zircão foram obtidas com a *sensitive high resolution ion microprobe* (SHRIMP) IIe/MC, no Laboratório de Geocronologia de Alta Resolução do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo (GeoLab-IGc-USP). O zircão de referência TEMORA 2 (²⁰⁶Pb/²³⁸U 416,8 ± 0,2 Ma; Black et al., 2004) foi utilizado para normalizar as razões isotópicas. O cálculo da idade foi feito com o programa SQUID (Ludwig, 2009a), e o diagrama Concórdia foi elaborado com *software* Isoplot/Ex (Ludwig, 2009b).

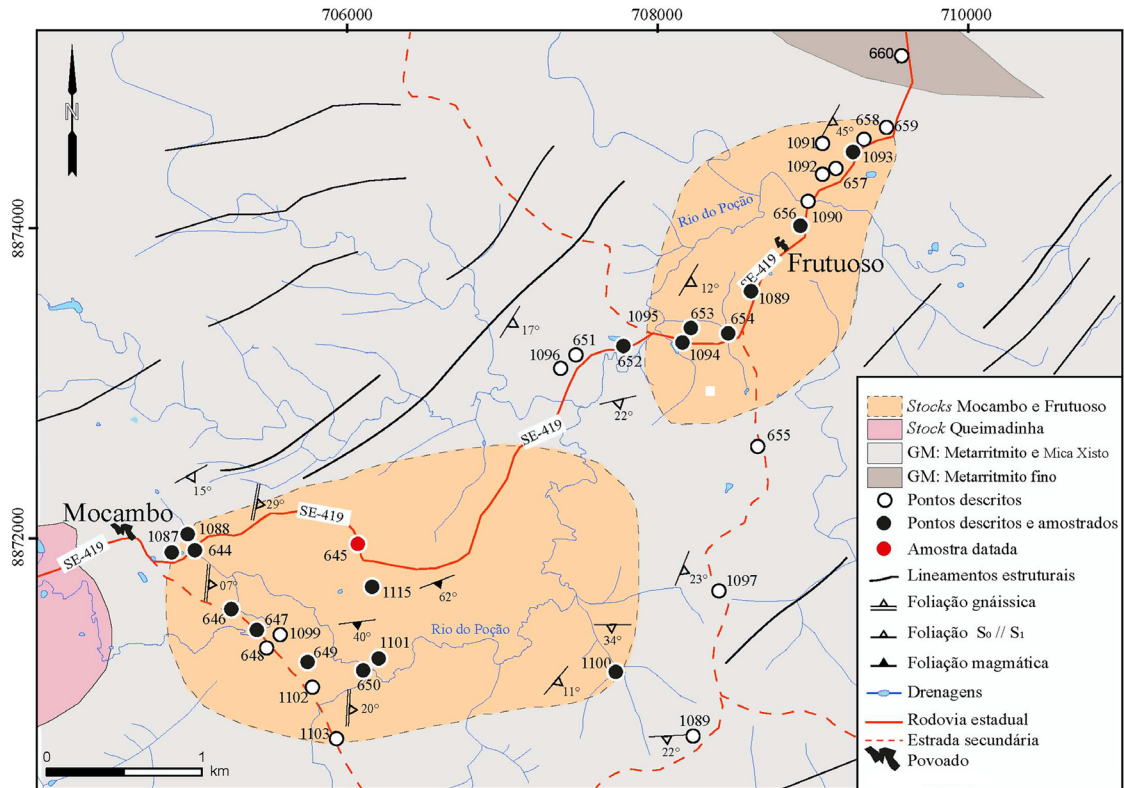
A análise química de elementos maiores foi obtida para 16 amostras de rochas representativas dos *stocks* estudados. Essas análises foram feitas com a técnica de fluorescência de raios X, método pó prensado, em equipamento Shimadzu XRF-1800 do CLGeo-UFS em sete amostras do *stock* Mocambo (SM), e nove do *stock* Frutuoso (SF), cinco delas são enclaves. A dosagem da perda ao fogo das amostras foi feita por calcinação a 1.000°C. Desse conjunto de rochas, nove amostras foram analisadas para elementos-traço por *inductively coupled plasma mass spectrometry* (ICP-MS) no laboratório comercial ALS, Canadá. Os dados geoquímicos foram tratados com o auxílio do *software* Geochemical Data Toolkit (GCDKit) de Janoušek et al. (2006).

RESULTADOS

Geologia local

Os *stocks* Mocambo e Frutuoso, ambos com aproximadamente 3 km² (Figura 2), possuem formas alongadas e afloram como lajedos e blocos. As rochas encaixantes dessas intrusões são rochas metarritmíticas (Figura 2) e biotita xistos granadíferos do Grupo Macururé. Na maioria dos afloramentos visitados das rochas metassedimentares, foi possível identificar as estruturas sedimentares primárias (e.g., acamamento rítmico (Figura 3A), marca de onda e estratificação cruzada). A foliação metamórfica é paralela ao So sedimentar e tem direção NE-SW. A preservação das estruturas sedimentares primárias reflete o baixo grau do metamorfismo que afetou a região. Nas rochas metassedimentares próximas aos contatos dos *stocks*, têm-se porfiroblastos de biotita com disposição caótica (Figura 3B), sugerindo a presença de metamorfismo de contato.

Os *stocks* Mocambo e Frutuoso são formados por rochas de cor cinza, granulação média, apresentam foliação magmática incipiente marcada pela orientação da biotita (Figura



GM: Grupo Macururé.

Figura 2. Mapa geológico dos stocks Mocambo e Frutuoso.

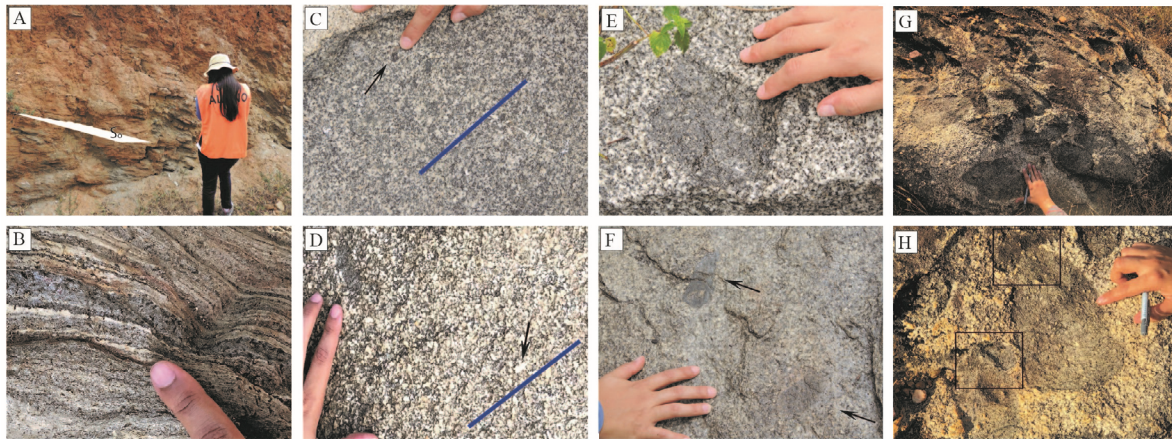


Figura 3. Fotografias com imagens de campo de rochas dos stocks estudados e dos metarritmitos do Domínio Macururé. (A) Rocha metarritmítica do Domínio Macururé com acamadamento sedimentar preservado (So); essa orientação primária é destacada pelo plano em cor branca. (B) Rocha metarritmítica com acamadamento sedimentar preservado (camadas paralelas com coloração cinza clara e escura) e com as porfiroblastos de biotita (palhetas na cor preta) que se apresentam com disposição aleatória. (C) Rocha do stock Mocambo de cor cinza, granulção média. Notar a foliação magmática (traço azul) e aglomerados de minerais máficos (região escurecida em destaque pela seta e o dedo). (D) Rocha com textura porfírica do stock Frutuoso, com fenocristais centimétricos, subédrico e euédrico de plagioclásio (retângulos com cor mais branca na imagem). Notar a orientação dos fenocristais (traço azul). (E) Enclave microgranular do stock Mocambo com forma angular (região escura) e os xenocristais de plagioclásio (áreas brancas interior da região cinza escura). (F) Afloramento com vários enclaves microgranulares elipsoides no stock Mocambo. (G e H) Imagens de afloramento no stock Frutuoso com enxame de enclaves microgranulares poligênicos. Observar a variação das formas dos enclaves (subangulares, ameboides, globulares e elipsoidais). Os quadriláteros pretos marcam áreas de contato entre os enclaves. Notar que os contatos entre os enclaves estão deformados (um enclave se acomoda ao contato do outro).

3C). As texturas presentes são equigranular e porfirítica, com fenocristais de plagioclásio (Figura 3D). No SF, a maioria das rochas tem estrutura maciça ou foliação magmática incipiente.

A foliação presente nas rochas desses *stocks* tem orientação NE-SW (S_0/S_1 , N31°/12°SE) e é paralela ao eixo maior dessas intrusões. A foliação magmática nos *stocks* tem continuidade nas rochas encaixantes metassedimentares do DM. A borda oeste do SM registra maior deformação, em que é possível observar desenvolvimento de estrutura gnáissica (N5°/7°SE).

Enclaves microgranulares (EM) de diferentes formas ocorrem nos corpos estudados. No SM, estão presentes enclaves cinza escuro, com tamanhos de até 15 cm, contatos retos e forma angular (Figura 3E). Ocasionalmente observam-se enclaves elipsoidais e orientados segundo a direção geral NE-SW (Figura 3F). No SF, o volume de EM é mais importante que no SM, os quais ocorrem em enxames de enclaves poligênicos (Figura 3G). Nestes enxames, têm-se enclaves de diferentes tipos, formas e tamanhos (Figuras 3G e 3H). Os EM dos dois *stocks* incluem xenocristais de plagioclásio das rochas magmáticas encaixantes.

Petrografia e química mineral

As rochas dos dois *stocks* são muito parecidas, por esse motivo, apresenta-se a descrição petrográfica conjuntamente, ressaltando-se as particularidades existentes em cada um dos corpos. Os dados da estimativa visual dos volumes dos minerais na rocha são apresentados na Tabela 1.

Os *stocks* Mocambo e Frutuoso são constituídos de biotita quartzo-diorito e biotita quartzo-monozodiorito leucocráticos (Figura 4). Essas rochas apresentam texturas allotriomórfica e hipidiomórfica, granulação média, grossa e são compostas essencialmente de plagioclásio, quartzo, microclina e biotita. A mineralogia acessória é formada

por epidoto, allanita, titanita, zircão, apatita, ilmenita e magnetita. A principal diferença mineralógica entre os dois *stocks* estudados é a presença de anfibólio como mineral acessório nas rochas do SF. Exceto na amostra SOS1093, que tem 4% de anfibólio. Os EM do SF correspondem a anfibólio-dioritos leucocráticos equigranulares (Figura 4) e têm a biotita como mineral máfico principal. A mineralogia acessória é composta de anfibólio, epidoto, allanita, titanita, apatita, zircão e minerais opacos. Destaca-se que a maior diferença entre os enclaves e as rochas que os hospedam é o índice de cor, sendo um pouco maior para os enclaves, especialmente pela presença de anfibólio.

Plagioclásio

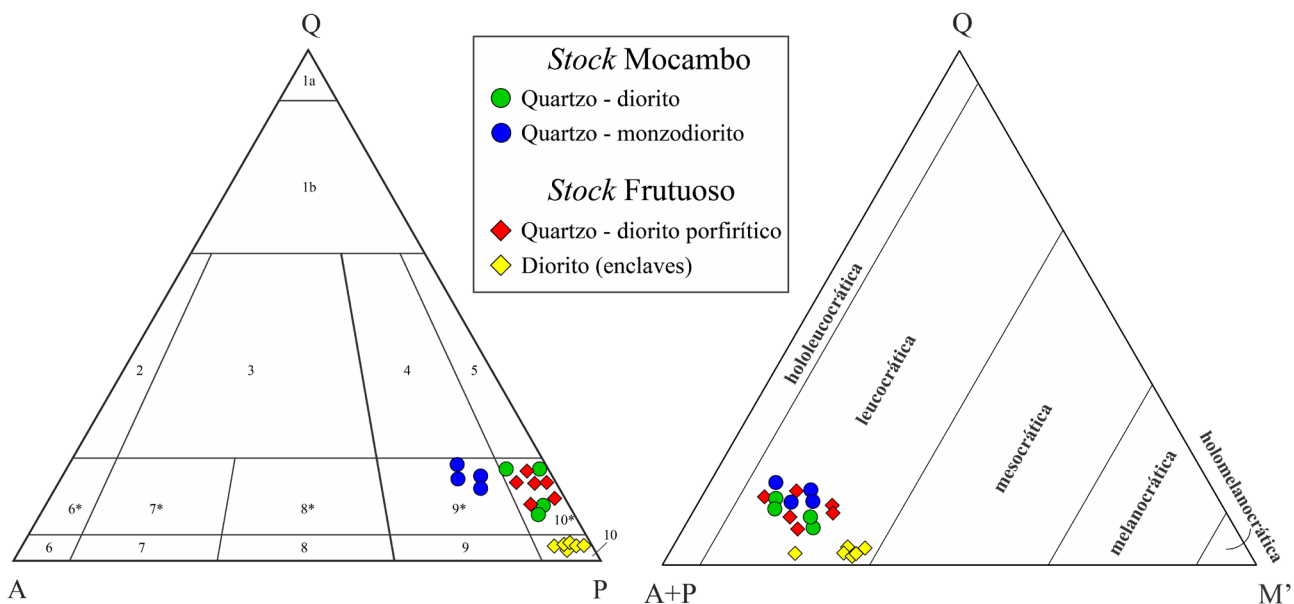
Os cristais de plagioclásio (1 – 6,3 mm) são anédrico, subédrico, e, em vários deles, têm-se relíquias das geminações albita e albita-Carlsbad, com lamelas descontínuas e mascaradas pela saussuritização (Figura 5A). Zoneamento composicional é sugerido pela presente extinção ondulante concêntrica. Em contato com microclina, pequenos cristais de plagioclásio das rochas do SM exibem textura mirmequítica (Figura 5B). Inclusões de cristais de biotita, epidoto, titanita e apatita acicular são frequentes em todas as amostras. A microclina é pertítica, e a exsolução ocorre em finas flâmulas. Os cristais são anédricos e raramente subédricos. Alguns cristais apresentam geminações albita-periclina. Biotita, apatita e epidoto ocorrem como inclusões.

O plagioclásio das rochas estudadas está bastante saussuritizado. Os dados químicos obtidos permitiram classificá-los como oligoclásio e albita (Tabelas 2 e 3, Figura 6), e as variações composicionais são de $An_{28,3-1,4}$ nos enclaves, $An_{15,6-1,0}$ em SF e de $An_{23,4-1,4}$ em SM. As fases potássica e sódica em microclina pertítica aproximam-se das composições estequiométricas da albita e ortoclásio.

Tabela 1. Composição modal de rochas representativas dos *stocks* Mocambo e Frutuoso.

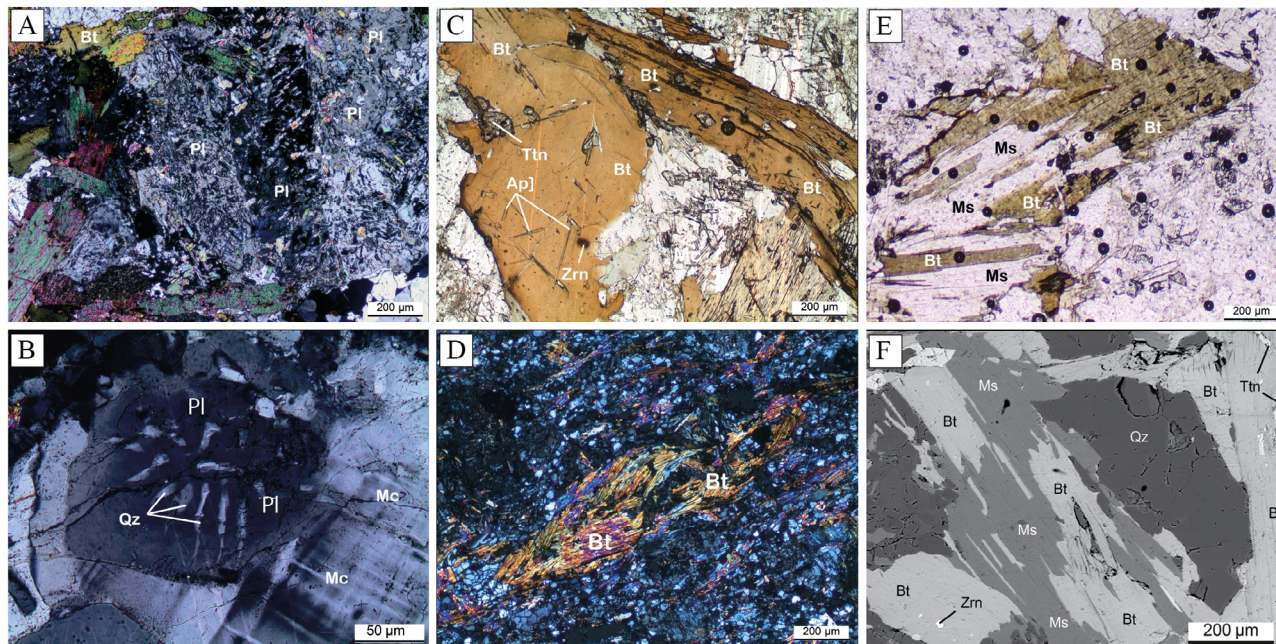
NA	Stock Mocambo										Stock Frutuoso									
	SOS-645	SOS-650	SOS-1101B	SOS-1115A	SOS-646	SOS-647	SOS-649	SOS-1100B	SOS-653	SOS-654	SOS-656A	SOS-656F	SOS-1089	SOS-1093	SOS-656B	SOS-656C	SOS-656D	SOS-656F	SOS-656G	SOS-656H
Rocha	Biotita Quartzo Diorito					Biotita Quartzo Monzodiorito					Biotita Quartzo Diorito Porfirítico					Biotita Diorito (Enclaves)				
UTM	706057 8871919	706137 8871170	706184 8871198	706172 8871678	705261 8871548	705419 8871408	705766 8871201	707661 8871147	708172 8873306	708456 8873324	708913 8874020	708913 8874020	708606 8873589	709257 8874501	708913 8874020	708913 8874020	708913 8874020	708913 8874020	708913 8874020	708913 8874020
Plagioclásio	66,7	66,3	71,6	67,2	59,3	55,3	60,9	57,8	65,7	73,2	67,6	70,7	64,1	60,1	65,1	71,6	63,3	64,1	62,9	66,0
Quartzo	7,6	14,9	13,7	8,2	15,5	13,8	11,6	13,3	14,8	14,0	8,0	10,2	12,1	12,1	3,2	2,3	2,3	2,5	3,1	2,9
Microclina	4,2	6,2	1,4	3,5	12,8	12,1	10,9	9,3	3,0	2,2	4,2	1,6	1,1	5,1	1,2	4,4	2,3	1,9	1,4	0,6
Biotita	19,1	10,3	11,0	18,4	10,9	16,5	15,1	16,9	13,6	8,7	18,8	14,8	20,5	16,3	24,7	19,5	26,7	25,5	25,8	24,3
Anfibólio										0,7		0,9		4,1	4,8		4,2	3,6	4,2	3,8
Titanita	1,2	0,8	0,9	1,8	0,7	1,6	0,6	1,3	<0,10	0,6	0,9	0,9	0,8	1,2	0,3	1,2	0,8	1,2	1,2	1,0
Epidoto	1,0	1,5	1,3	0,7	0,5	0,5	1,0	0,9	2,3	0,5	0,3	0,9	1,2	0,7	0,7	0,8	0,4	1,2	1,5	1,4
Zircão	0,1	<0,10	<0,10	0,2	<0,10	<0,10	<0,10	<0,10	<0,10	<0,10	0,2	<0,10	<0,10	<0,10	<0,10	<0,10	<0,10	<0,10	<0,10	<0,10
Apatita	<0,10	0,2	0,1	<0,10	<0,10	<0,10	<0,10	<0,10	0,3	<0,10	<0,10	0,1	0,1	0,2	<0,10	0,2	<0,10	<0,10	<0,10	<0,10
Min. Opacos	0,2	<0,10	<0,1	0,2	0,4	0,1	<0,10	0,6	0,3	0,2	<0,10	<0,10	0,2	0,2	<0,10	<0,10	<0,10	<0,10	<0,10	<0,10
Total	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100

NA: número da amostra; UTM: coordenadas UTM.



A: feldspatos alcalinos; P: plagioclásio (% anortita > 5%); Q: quartzo; M': somatório dos minerais máficos. 1a: Quartzolito; 1b: Granitoides ricos em quartzo; 2: Álcali-Feldspato Granito; 3: Granito; 4: Granodiorito; 5: Tonalito; 6*: Álcali-Feldspato Quartzo Sienito; 7*: Quartzo Sienito; 8*: Quartzo Monzonito; 9*: Quartzo Monzoniorito; 10*: Quartzo Diorito/Quartzo Gabro; 6: Álcali-Feldspato Sienito; 7: Sienito; 8: Monzonito; 9: Monzoniorito; 10: Diorito/Gabro/Anortosito.

Figura 4. Diagramas QAP e Q(A+P)M' para a classificação de rochas ígneas plutônicas segundo Streckeisen (1976) aplicados às rochas dos stocks estudados.



Pl: Plagioclásio; Qz: quartzo; Mc: microclima; Bt: biotita; Ap: apatita; Ttn: titanita; Zrn: zircão; Ms: muscovita.

Figura 5. Texturas presentes em rochas das intrusões e enclaves estudados. (A) Cristal de plagioclásio saussuritizado. Notar a forte intensidade da saussuritização, feição que é presente em muitos dos cristais nas rochas estudadas (amostra SOS-645). (B) Cristal de plagioclásio com textura mirmequítica em contato com microclina. (C) Cristais de biotita marrom com inclusões de apatita acicular, zircão e titanita anédrica (amostra sOS-646). (D) Aglomerado orientado de cristais de biotita (regiões amareladas mais claras) em rocha monzoniorítica (amostra SOS-1100B). (E) Contatos reentrantes e serrilhados entre cristais de biotita e muscovita (amostra SOS-1093). (F) Imagem BSE da textura de substituição da biotita por muscovita (amostra SOS-654). As imagens A, B e D foram obtidas com os nicóis cruzados. As imagens C e E foram obtidas com luz polarizada.

Feldspato potássico

Os cristais de microclina e ortoclásio pertícticos (Figura 6) são presentes com volumes inferiores a 10% (Tabela 1). A exsolução ocorre em finas flâmulas. Os cristais são anédricos e raramente subédricos. Alguns desses apresentam geminações albita-periclina. Biotita, apatita e epidoto ocorrem como inclusões.

A composição química dos cristais de microclina e ortoclásio apresentam conteúdos superiores a 90% da molécula de ortoclásio, e a fase sódica exsolvida corresponde praticamente a albita pura (Tabelas 2 e 3, Figura 6).

Biotita

A biotita marrom subédrica e euédrica é o mineral máfico mais abundante nas rochas estudadas (Tabela 1). Ela ocorre

orientada pela foliação em cristais individuais ou em agregados com titanita, apatita acicular, epidoto e zircão (Figura 5C). Na borda oeste do SM (amostra SOS-646), a biotita apresenta *kink* e forma alongados aglomerados orientados segundo a foliação (Figura 5D). A biotita é frequentemente transformada para clorita, e a ilmenita, Ti-magnetita coroadas por titanita anédrica ocupam as clivagens. A biotita exibe contatos reentrantes e serrilhados com cristais de muscovita (Figura 5E), e observa-se textura de substituição (Figura 5F).

Os cristais de biotita das rochas estudadas apresentam razões Fe/(Fe + Mg) variando de 0,38 – 0,49 nos enclaves, 0,40 – 0,55 no SF e 0,48 – 0,56 no SM (Tabelas 4 e 5; Figura 7A). A composição química dos cristais analisados de biotita indica tratar-se de cristais magmáticos reequilibrados (Figura 7B). Os dados químicos indicam que a muscovita dessas rochas é secundária (Figura 7C).

Tabela 2. Análises químicas representativas de cristais de plagioclásio e feldspato potássico das rochas do stock Mocambo. O cálculo da fórmula estrutural foi feito com base em oito oxigênios.

Amostra	SOS-649				SOS-645				SOS-1101B				SOS-1115A													
	Plg		KF		Plg		KF		Plg		KF		Plg		KF		Plg		KF		Plg					
SiO ₂	64,4	64,3	66,9	63,4	59,7	63,2	63,2	62,9	64,7	64,3	67,6	62,4	67,2	67,7	63,4	63,4	64,5	63,9	65,5	62,0	62,3	62,5	65,0	62,4	65,2	62,1
Al ₂ O ₃	22,5	22,5	20,6	19,6	27,6	23,3	23,4	23,5	22,4	22,9	20,6	24,3	20,9	20,2	19,4	19,1	22,4	23,3	21,9	24,4	24,2	24,1	22,3	24,0	18,8	24,1
CaO	2,3	2,3	0,5		4,4	3,7	3,7	3,9	2,6	3,3	0,4	4,6	0,8	0,4			3,0	2,8	2,4	4,6	4,8	4,3	2,5	4,6	4,9	
Na ₂ O	10,8	10,9	12,0	0,6	8,3	9,9	9,6	9,7	10,3	9,5	11,4	8,8	11,2	11,5	0,7	0,4	10,0	9,8	10,2	9,0	8,7	9,1	10,2	9,0	8,9	
K ₂ O				15,2							0,1	0,2			0,1		15,3	15,7		0,3					16,0	0,1
BaO				1,1											1,2	1,4										
Total	100,0	100,0	100,0	99,9	100,0	100,1	99,9	100,0	100,0	100,1	100,2	100,1	100,2	99,8	100,0	100,0	99,9	100,1	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,1
Si	2,84	2,84	2,93	2,95	2,64	2,79	2,79	2,78	2,85	2,83	2,95	2,75	2,94	2,96	2,95	2,96	2,84	2,81	2,88	2,74	2,75	2,76	2,86	2,76	3,00	2,75
Al	1,17	1,17	1,06	1,07	1,44	1,21	1,22	1,22	1,16	1,19	1,06	1,26	1,08	1,04	1,06	1,05	1,16	1,21	1,13	1,27	1,26	1,26	1,16	1,25	1,02	1,26
Ca	0,11	0,11	0,02		0,21	0,18	0,18	0,18	0,12	0,16	0,02	0,22	0,04	0,02			0,14	0,13	0,11	0,22	0,23	0,20	0,12	0,22	0,23	
Na	0,92	0,93	1,02	0,05	0,71	0,85	0,82	0,83	0,88	0,81	0,96	0,75	0,95	0,98	0,06	0,04	0,85	0,84	0,87	0,77	0,75	0,78	0,87	0,77	0,76	0,76
K				0,90						0,01	0,01		0,01		0,91	0,93		0,02							0,94	0,01
Ba				0,02											0,02	0,03										
Total	5,04	5,05	5,04	4,99	5,00	5,03	5,01	5,02	5,01	4,99	5,01	4,99	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,01	4,99	5,01	4,99	5,00	5,00	5,00	4,96	5,01
Or				94,3						0,6	1,1		0,6		93,5	96,3		1,7						100,0	0,6	
Ab	89,5	89,6	97,7	5,7	77,3	82,9	82,4	81,8	87,8	83,4	97,0	77,6	95,7	98,1	6,5	3,7	85,8	84,9	88,5	78,0	76,6	79,3	88,1	78,0	76,2	
An	10,5	10,4	2,3		22,7	17,1	17,6	18,2	12,2	16,0	1,9	22,4	3,8	1,9			14,2	13,4	11,5	22,0	23,4	20,7	11,9	22,0	23,2	

Amostra	Biotita quartzo diortos porfíricos												Enclaves biotita diorticos								
	SOS-654			SOS-656H			SOS-1093			SOS-656B			SOS-656D			SOS-656G					
	Plg	KF	Plg	Plg	KF	Plg	Plg	KF	Plg	Plg	KF	Plg	Plg	KF	Plg	Plg	KF	Plg			
SiO ₂	64,9	66,3	63,8	64,0	64,4	66,0	67,4	64,3	64,7	65,4	67,9	60,0	61,5	64,1	64,4	66,1	66,8	63,8	65,7	66,6	66,8
Al ₂ O ₃	22,0	21,0	19,2	22,7	22,5	21,8	20,6	22,7	22,8	22,0	20,2	25,6	24,4	22,8	22,5	21,5	21,5	22,9	21,1	21,0	20,9
CaO	2,9	1,1		3,0	2,7	1,3	0,5	3,1	2,5	2,2	0,4	6,0	4,5	2,6	2,6	1,9	1,7	2,6	1,7	1,3	0,9
Na ₂ O	10,1	11,5	0,9	10,2	10,5	10,9	11,5	9,8	9,8	10,4	11,5	8,4	9,5	10,5	10,5	10,5	10,7	11,3	11,1	11,1	11,1
K ₂ O			15,1						0,2												
BaO			1,0																		
Total	99,9	99,9	100,0	99,9	100,1	100,0	100,0	99,9	100,0	100,0	100,0	100,0	99,9	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	99,8	100,0	99,7
Si	2,86	2,91	2,96	2,83	2,84	2,89	2,95	2,83	2,84	2,87	2,97	2,67	2,73	2,83	2,84	2,90	2,92	2,82	2,90	2,92	2,93
Al	1,14	1,09	1,05	1,18	1,17	1,13	1,06	1,18	1,18	1,14	1,04	1,34	1,28	1,18	1,17	1,11	1,11	1,19	1,10	1,09	1,08
Ca	0,14	0,05	0,00	0,14	0,13	0,06	0,02	0,15	0,12	0,10	0,02	0,29	0,21	0,12	0,12	0,09	0,08	0,12	0,08	0,06	0,04
Na	0,86	0,98	0,08	0,87	0,90	0,93	0,98	0,84	0,84	0,89	0,97	0,72	0,82	0,90	0,90	0,89	0,85	0,92	0,97	0,94	0,94
K			0,89						0,01												
Ba			0,02																		
Total	5,00	5,03	5,00	5,02	5,03	5,01	5,01	5,00	4,99	5,00	5,00	5,02	5,04	5,03	5,03	4,99	4,95	5,05	5,04	5,01	5,00
Or			91,7						1,2												
Ab	86,3	95,0	8,3	86,0	87,6	93,8	97,7	85,1	86,6	89,5	98,1	71,7	79,3	88,0	88,0	90,9	91,4	88,2	92,3	93,9	95,7
An	13,7	5,0	0,0	14,0	12,4	6,2	2,3	14,9	12,2	10,5	1,9	28,3	20,7	12,0	12,0	9,1	8,6	11,8	7,7	6,1	4,3

Anfibólio

O anfibólio verde ocorre unicamente nas rochas do SF e seus enclaves. Os cristais são euédrico, subédrico, apresentam planos de clivagens com minerais opacos e titanita anédrica. O anfibólio ocorre associado a cristais de biotita e são observados contatos serrilhados e reentrantes entre eles. Os cristais de anfibólio dos enclaves foram analisados (Tabela 6) e correspondem a tschermquita e magnésio-hornblenda (Figura 8).

Epídoto

As rochas dos stocks SF e SM apresentam diferentes grupos de cristais de epídoto com base na textura (Figura 9) e composição (Tabela 7; Figura 10A). O grupo considerado magmático, presente em todas as rochas, é formado por cristais subédrico, euédrico, com zonação composicional (Figura 9A) e que ocorre com frequência total ou parcialmente inclusos em cristais de biotita (Figura 9A) e

Tabela 3. Análises químicas representativas de cristais de plagioclásio e feldspato potássico das rochas do stock Frutuoso. O cálculo da fórmula estrutural foi feito com base em oito oxigênios.

Rocha	Biotita quartzo dioritos												Quartzo monzodioritos											
	SOS-645				SOS-1115A				SOS-1101B				SOS-1100B				SOS-649				SOS-1115A			
Posição	C	B	C	B	C	B	C	B	C	B	C	B	C	B	C	B	C	B	C	B	C	B	C	B
SiO ₂	37,2	37,6	36,9	36,5	36,9	37,1	36,6	36,8	36,6	37,4	36,7	37,3	36,6	36,5	37,0	36,8	36,8	37,0	37,7	37,4	36,9	37,1	36,6	36,8
TiO ₂	2,2	1,7	2,0	2,1	2,1	1,9	2,0	1,9	1,4	1,6	1,6	1,4	1,5	1,3	1,5	1,4	1,6	1,3	1,5	1,4	2,1	1,9	2,0	1,9
Al ₂ O ₃	18,6	18,2	18,4	18,1	17,8	17,9	17,4	17,6	17,3	17,3	17,5	17,3	17,3	17,1	17,2	16,9	17,2	16,9	17,5	16,8	17,8	17,9	17,4	17,6
FeO	18,9	18,7	19,4	19,8	19,8	19,9	20,4	20,2	21,1	20,4	20,7	20,4	21,1	21,4	20,3	20,8	21,3	20,9	19,4	20,3	19,8	19,9	20,4	20,2
MnO	0,2	0,2	0,1	0,2	0,2	0,1	0,2	0,2	0,3	0,0	0,4	0,4	0,0	0,4	0,2	0,3	0,3	0,4	0,2	0,4	0,2	0,1	0,2	0,2
MgO	9,9	10,4	10,1	10,0	10,0	10,3	10,3	10,3	9,5	9,6	9,6	10,1	9,8	9,7	10,3	10,0	9,5	9,9	10,2	10,4	10,0	10,3	10,3	10,3
K ₂ O	9,1	9,0	9,2	9,4	9,3	9,0	9,2	9,1	9,8	9,7	9,5	9,1	9,7	9,6	9,3	9,7	9,4	9,3	9,4	9,3	9,3	9,0	9,2	9,1
F																	0,3	0,1	0,3					
Cl			0,1				0,1		0,1		0,1			0,2	0,2					0,1			0,1	
O=F,Cl			-0,1											-0,2	-0,2				-0,2	-0,1	-0,2		-0,1	
Total	96,1	95,9	96,1	96,1	96,0	96,1	96,1	96,0	96,1	96,0	96,1	96,1	96,0	96,0	95,7	95,9	96,1	95,8	95,9	96,2	96,0	96,1	96,0	96,0
Si	5,56	5,63	5,53	5,50	5,56	5,57	5,54	5,55	5,58	5,66	5,57	5,64	5,57	5,57	5,61	5,61	5,59	5,63	5,68	5,66	5,56	5,57	5,54	5,55
Al ^{iv}	2,44	2,37	2,47	2,50	2,44	2,43	2,46	2,45	2,42	2,34	2,43	2,36	2,43	2,43	2,39	2,39	2,41	2,37	2,32	2,34	2,44	2,43	2,46	2,45
[T]	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
Al ^{vi}	0,84	0,84	0,80	0,73	0,72	0,73	0,64	0,68	0,69	0,75	0,70	0,72	0,67	0,65	0,68	0,64	0,68	0,67	0,78	0,66	0,72	0,73	0,64	0,68
Ti	0,25	0,19	0,23	0,24	0,24	0,22	0,23	0,22	0,17	0,19	0,19	0,16	0,18	0,15	0,18	0,17	0,19	0,15	0,17	0,16	0,24	0,22	0,23	0,22
Fe	2,37	2,34	2,43	2,50	2,50	2,50	2,58	2,55	2,69	2,58	2,64	2,58	2,69	2,74	2,57	2,66	2,71	2,67	2,44	2,56	2,50	2,50	2,58	2,55
Mn	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,04	0,00	0,05	0,05	0,00	0,05	0,02	0,04	0,04	0,05	0,02	0,05	0,02	0,01	0,02	0,02
Mg	2,20	2,31	2,26	2,25	2,25	2,30	2,32	2,31	2,16	2,17	2,18	2,27	2,22	2,21	2,32	2,27	2,16	2,25	2,28	2,34	2,25	2,30	2,32	2,31
[Y]	5,68	5,71	5,73	5,74	5,72	5,76	5,79	5,79	5,75	5,67	5,75	5,78	5,76	5,80	5,78	5,77	5,77	5,79	5,70	5,78	5,72	5,76	5,79	5,79
K	1,74	1,72	1,76	1,81	1,79	1,73	1,78	1,76	1,91	1,87	1,84	1,76	1,88	1,87	1,80	1,89	1,83	1,81	1,81	1,80	1,79	1,73	1,78	1,76
[X]	1,74	1,72	1,76	1,81	1,79	1,73	1,78	1,76	1,91	1,87	1,84	1,76	1,88	1,87	1,80	1,89	1,83	1,81	1,81	1,80	1,79	1,73	1,78	1,76
OH*	4,00	4,00	3,97	4,00	4,00	4,00	3,97	4,00	3,97	4,00	3,97	4,00	4,00	4,00	3,95	3,95	4,00	3,86	3,95	3,83	4,00	4,00	3,97	4,00
F																	0,14	0,05	0,14					
Cl			0,03				0,03		0,03		0,03			0,05	0,05					0,03			0,03	
[W]	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00
Total	19,42	19,43	19,49	19,55	19,52	19,50	19,57	19,54	19,65	19,54	19,60	19,54	19,64	19,67	19,58	19,65	19,59	19,60	19,50	19,57	19,52	19,50	19,57	19,54
Fe/(Fe+Mg)	0,52	0,50	0,52	0,53	0,53	0,52	0,53	0,52	0,55	0,54	0,55	0,53	0,55	0,55	0,53	0,54	0,56	0,54	0,52	0,52	0,53	0,52	0,53	0,52

plagioclásio (Figura 9B). O outro grupo de cristais de epidoto é hidrotermal segundo os critérios de Tulloch (1979) e está associado da saussuritização do plagioclásio. É formado por cristais pequenos (< 0,1 mm) anédrico, subédrico, por vezes posicionados na clivagem da biotita. Os dados químicos dos cristais de epidoto correspondem a

epidoto, clinzoisita e allanita (Figura 10A). Nos cristais de allanita, o lantanídeo dominante é o cério. O cálculo do componente pistacita [Ps = $Fe^{3+}/(Fe^{3+} + Al) \times 100$] do epidoto nas rochas estudadas varia de 0 até 29%. Todavia no SM tem-se mais cristais com conteúdos de pistacita entre 27 e 29%.

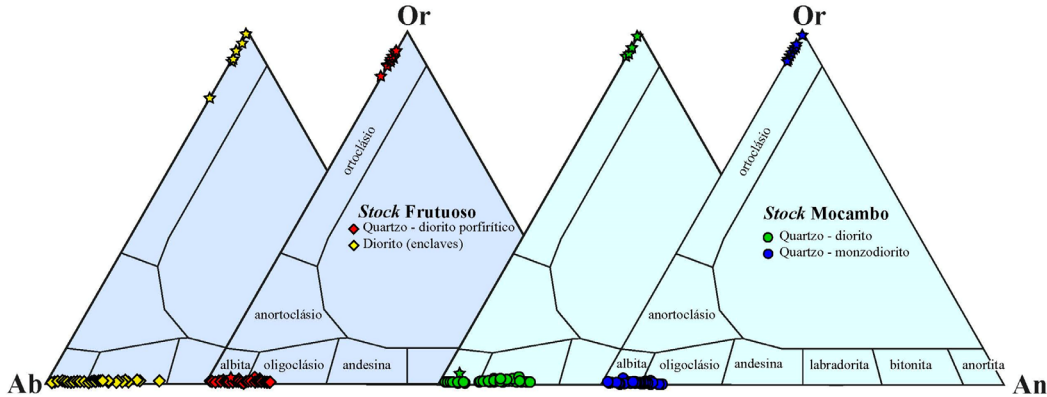


Figura 6. Diagrama Albita (Ab) – Ortoclásio (Or) – Anortita (An) de Deer et al. (1992) para a nomenclatura de cristais de feldspatos. As estrelas diferenciam os cristais de feldspato alcalino dos círculos correspondentes a cristais de plagioclásio.

Tabela 4. Análises químicas representativas dos cristais de biotita do stock Mocambo. A fórmula estrutural foi calculada com base em 22 oxigênios. Posição das análises nos cristais C = centro e B = borda.

Amostra	Biotita quartzo dioríticos porfíricos														Enclaves biotita dioríticos																		
	SOS-649		SOS-656F*		SOS-1089		SOS-656A		SOS-653		SOS-654		SOS-656D		SOS-656B																		
Posição	C	B	C	B	C	B	C	B	C	B	C	B	C	B	C	B	C	B	C	B	C	B	C	B	C	B							
SiO ₂	37,7	37,4	38,0	38,2	34,8	36,5	37,5	38,1	38,5	38,0	37,1	37,5	37,4	36,9	37,6	37,2	37,5	38,1	38,1	38,2	37,7	36,8	36,1	37,8	38,0	38,0	38,4	39,1	38,1	38,1	38,7	38,5	
TiO ₂	1,5	1,4	1,4	1,3	1,7	1,3	1,6	1,4	1,5	1,5	1,6	1,7	1,6	1,7	1,4	1,7	1,5	1,5	1,5	1,3	1,6	1,2	1,6	1,2	1,4	1,2	1,3	1,2	1,5	1,4	1,4	1,6	
Al ₂ O ₃	17,5	16,8	17,5	17,5	16,9	19,6	17,7	17,8	17,8	17,6	17,9	17,4	17,2	17,3	18,0	17,8	17,4	17,4	17,0	17,6	17,3	15,9	15,7	17,9	17,0	17,1	17,4	17,4	17,8	17,6	17,0	17,9	
FeO	19,4	20,3	17,0	16,7	21,0	16,9	17,7	16,3	15,8	16,5	19,5	19,4	19,5	19,6	17,7	18,4	19,2	18,3	19,0	18,2	18,8	19,7	22,1	18,2	17,8	17,7	17,1	16,2	15,6	15,6	15,7	15,5	
MnO	0,2	0,4	0,3	0,3	0,3	0,3	0,2	0,3	0,2	0,1	0,3	0,3	0,3	0,3	0,2	0,2	0,3	0,3	0,3	0,3	0,2	0,5	0,3	0,2	0,2	0,4	0,2	0,2	0,2	0,2	0,3	0,1	
MgO	10,2	10,4	12,6	12,6	11,2	12,5	12,3	12,9	12,6	12,8	10,6	11,1	10,7	10,8	11,4	11,6	10,5	10,8	10,8	11,2	10,8	12,7	10,1	11,5	12,1	12,5	12,6	12,7	13,4	13,3	13,6	13,1	
K ₂ O	9,4	9,3	9,3	9,3	10,0	8,9	9,1	9,1	9,6	9,5	9,2	8,7	9,4	9,5	9,7	9,1	9,5	9,6	9,3	9,1	9,6	9,3	10,1	9,0	9,4	9,2	9,0	9,2	9,3	9,7	9,3	9,4	
BaO																																	
F	0,1	0,3									0,4						0,1																
Cl		0,1									0,0	0,1				0,1	0,1									0,1							0,1
O=F,Cl		-0,1									-0,2	-0,1				-0,1	-0,1									-0,1							-0,1
Total	96,0	96,3	96,1	95,9	96,0	96,0	96,1	95,9	96,0	96,0	96,3	96,2	96,0	96,0	96,0	95,9	96,1	96,1	96,0	96,1	96,1	96,0	95,9	95,9	96,0	96,0	96,0	95,9	96,0	96,1	96,0	96,0	
Si	5,68	5,66	5,64	5,67	5,36	5,41	5,59	5,64	5,68	5,64	5,57	5,62	5,64	5,57	5,62	5,56	5,65	5,70	5,71	5,70	5,66	5,57	5,57	5,64	5,68	5,67	5,69	5,76	5,62	5,64	5,70	5,67	
Al ^v	2,32	2,34	2,36	2,33	2,64	2,59	2,41	2,36	2,32	2,36	2,43	2,38	2,36	2,43	2,38	2,44	2,35	2,30	2,29	2,30	2,34	2,43	2,43	2,43	2,36	2,32	2,33	2,31	2,24	2,38	2,36	2,30	2,33
[T]	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
Al ^{iv}	0,78	0,66	0,70	0,73	0,42	0,84	0,68	0,74	0,78	0,71	0,74	0,68	0,69	0,65	0,78	0,69	0,74	0,77	0,71	0,78	0,72	0,41	0,43	0,78	0,67	0,67	0,72	0,78	0,71	0,70	0,65	0,76	
Ti	0,17	0,16	0,16	0,15	0,20	0,15	0,18	0,16	0,17	0,17	0,18	0,19	0,18	0,20	0,16	0,19	0,17	0,17	0,17	0,15	0,18	0,14	0,19	0,14	0,16	0,13	0,15	0,14	0,17	0,16	0,16	0,18	
Fe	2,44	2,56	2,11	2,07	2,70	2,10	2,20	2,02	1,96	2,05	2,45	2,43	2,45	2,47	2,21	2,31	2,42	2,30	2,38	2,27	2,36	2,49	2,85	2,28	2,22	2,20	2,12	2,00	1,92	1,94	1,94	1,90	
Mn	0,02	0,05	0,04	0,04	0,04	0,04	0,02	0,04	0,02	0,01	0,04	0,04	0,04	0,04	0,02	0,02	0,04	0,04	0,04	0,04	0,02	0,06	0,04	0,02	0,02	0,05	0,02	0,02	0,02	0,04	0,04	0,01	
Mg	2,28	2,34	2,78	2,78	2,57	2,76	2,73	2,84	2,77	2,82	2,37	2,48	2,39	2,42	2,54	2,59	2,35	2,40	2,42	2,50	2,43	2,86	2,32	2,56	2,69	2,77	2,78	2,78	2,96	2,94	3,00	2,86	
[M]	5,70	5,78	5,79	5,77	5,93	5,88	5,82	5,79	5,70	5,76	5,78	5,82	5,75	5,78	5,72	5,81	5,72	5,67	5,73	5,74	5,71	5,97	5,82	5,79	5,77	5,82	5,79	5,73	5,78	5,76	5,79	5,72	
K	1,81	1,80	1,76	1,76	1,96	1,69	1,73	1,72	1,81	1,80	1,77	1,67	1,81	1,83	1,85	1,74	1,83	1,83	1,78	1,73	1,84	1,80	1,98	1,72	1,79	1,75	1,71	1,73	1,75	1,83	1,75	1,77	
Ba																																	
[X]	1,81	1,80	1,76	1,76	1,96	1,69	1,73	1,72	1,81	1,80	1,77	1,67	1,81	1,83	1,85	1,74	1,83	1,83	1,78	1,73	1,84	1,80	1,98	1,72	1,79	1,75	1,71	1,73	1,75	1,83	1,75	1,77	
OH ⁺	3,95	3,83	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	3,81	4,00	3,97	4,00	4,00	4,00	4,00	3,93	3,97	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	3,98	4,00
F	0,05	0,14									0,19							0,05															
Cl		0,03											0,03					0,03	0,03								0,02					0,02	
[W]	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	
Total	19,50	19,57	19,55	19,53	19,89	19,57	19,55	19,51	19,50	19,56	19,54	19,49	19,56	19,61	19,56	19,55	19,54	19,51	19,51	19,48	19,55	19,77	19,80	19,50	19,56	19,58	19,50	19,46	19,54	19,59	19,54	19,49	
Fe/(Fe+Mg)	0,52	0,52	0,43	0,43	0,51	0,43	0,45	0,42	0,41	0,42	0,51	0,49	0,51	0,51	0,46	0,47	0,51	0,49	0,50	0,48	0,49	0,47	0,55	0,47	0,45	0,44	0,43	0,42	0,39	0,40	0,39	0,40	

Outros minerais

Cristais de apatita prismáticos e aciculares ocorrem como inclusões em cristais de plagioclásio, biotita (Figura 9C) e menos frequentemente em feldspato alcalino e quartzo (Figura 9C). A análise química permitiu classificá-las como F-apatita e OH-apatita (Tabela 8; Figura 10B). O quartzo é anédrico, na borda oeste do SM, ele se apresenta com forte extinção ondulante e ocorre fortemente orientado segundo a foliação gnáissica de orientação geral N-S (Figura 9D). A titanita ocorre euédrica, subédrica e anédrica (Figura 9E), tem flúor < 0,8% e La + Ce + Nd < 2%. Em vários cristais

de titanita identificou-se presença de zonação acentuada (Figura 9F). Cristais anédricos coroados por ilmenita e Ti-magnetita (Figuras 9G e 9H). Ilmenita (MnO < 2%) ocorre nas rochas quartzo dioríticas dos stocks Mocambo e Frutuoso e são coroadas por cristais anédricos de titanita.

Geocronologia do stock Mocambo

A idade do SM foi obtida com a técnica U-Pb em zircão por SHRIMP. A amostra datada corresponde a biotita quartzo-diorito (amostra SOS-645) e está localizada no centro do corpo (UTM: 0706057/8871919). Os cristais de zircão

Tabela 5. Análises químicas representativas dos cristais de biotita do stock Frutuoso. A fórmula estrutural foi calculada com base em 22 oxigênios. Posição das análises nos cristais C = centro e B = borda.

Amostra	Stock Mocambo								
	SOS-656G				SOS-656H				
Posição	C	C	C	C	C	C	C	Int	B
SiO ₂	51,5	51,7	46,6	44,6	44,6	52,1	44,3	39,1	44,7
TiO ₂	0,0	0,1	0,4	0,9	0,7	0,1	0,6	3,4	1,0
Al ₂ O ₃	6,0	5,9	10,8	12,0	12,5	4,5	15,2	12,0	13,0
FeO	12,8	12,3	14,5	15,4	15,1	12,7	13,6	18,5	14,5
MgO	14,3	15,0	11,7	10,6	10,3	15,1	11,0	9,5	11,4
MnO	0,4	0,4	0,4	0,3	0,5	0,5	0,4	0,4	0,4
CaO	11,8	11,4	11,7	11,9	11,7	12,3	10,7	13,5	10,7
Na ₂ O	0,8	0,9	1,4	1,3	1,4	0,6	1,2	0,7	1,5
K ₂ O	0,4	0,4	0,7	1,1	1,2	0,2	0,9	0,9	0,8
Total	98,0	98,1	98,1	97,9	97,9	98,1	97,8	98,0	97,9
Si	7,36	7,33	6,78	6,57	6,57	7,44	6,35	5,93	6,44
Al ^{IV}	0,64	0,67	1,22	1,43	1,43	0,56	1,65	2,07	1,56
[T]	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
Al ^{VI}	0,37	0,31	0,62	0,65	0,74	0,20	0,91	0,06	0,66
Ti	0,00	0,01	0,04	0,10	0,08	0,01	0,06	0,39	0,11
Fe ³⁺	0,38	0,57	0,37	0,28	0,24	0,39	0,85	0,46	0,84
Fe ²⁺	1,16	0,89	1,39	1,62	1,62	1,13	0,79	1,88	0,91
Mn	0,05	0,05	0,05	0,04	0,06	0,06	0,05	0,05	0,05
Mg	3,05	3,17	2,53	2,32	2,26	3,21	2,34	2,15	2,44
[C]	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00
Ca	1,80	1,73	1,81	1,87	1,84	1,87	1,64	2,20	1,65
Na	0,20	0,24	0,19	0,13	0,16	0,13	0,33		0,35
[B]	2,00	1,97	2,00	2,00	2,00	2,00	1,97	2,20	2,00
Na	0,02		0,20	0,24	0,23	0,04		0,20	0,06
K	0,07	0,07	0,13	0,20	0,22	0,04	0,16	0,17	0,14
[A]	0,09	0,07	0,33	0,44	0,45	0,07	0,16	0,37	0,20
OH*	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
[W]	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00		2,00	2,00
Total	17,09	17,04	17,33	17,44	17,45	17,07	17,13	17,57	17,20
				Geobarômetros (em kbar)					
HZ (1986)			5,36	6,52	7,03		8,98	6,82	7,22
				Geotermômetros (°C)					
AS (1995)			736	759	776		856	861	909
R (2021)			781	789	813		698	841	874

dessa amostra têm cor marrom clara a incolor, são subédrico, euédrico e têm comprimentos de até 200 µm (Figura 11A).

Foram analisados 12 pontos em diferentes cristais, e os resultados são apresentados na Tabela 9. Para o cálculo da

idade, foram selecionadas seis análises, que apresentaram discordância ≤ 5% e com valores de chumbo não radiogênico inferiores a 0,19%. Os cristais selecionados apresentam, em imagens de catodoluminescência, zoneamento

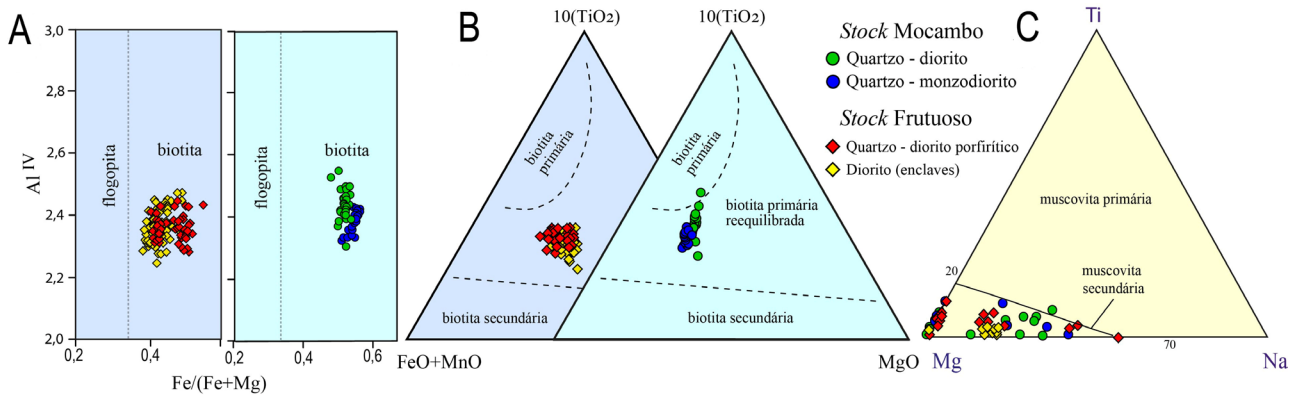


Figura 7. Diagramas mineraloquímicos aplicados às micas dos stocks estudados. (A) Diagrama binário Fe / (Fe+Mg) – Al^{IV} de Deer et al. (1992) para distinção química entre biotita e flogopita. (B) Diagrama ternário TiO₂ – MgO - (FeO + MnO) para diferenciar cristais de biotita primária, reequilibrada e secundária (Nachit et al., 2005). (C) Diagrama ternário catiônico Mg – Ti - Na para distinguir entre muscovita de origem primária (magmática) e secundária (hidrotermal) elaborado por Miller et al. (1981).

Tabela 6. Análises químicas de cristais de anfibólios em enclaves do stock Frutuoso. O cálculo da fórmula estrutural foi feito com base em 22 oxigênios. Indica-se a posição da análise nos cristais: C = centro, Int -intermediário e B = borda. Dados termobarométricos calculados são apresentados.

Amostra	Mocambo										Frutuoso									
	SOS-645	SOS-647	SOS-649	SOS-656G	SOS-656B	SOS-1089	SOS-653	SOS-1093	SOS-1101B	SOS-645	SOS-647	SOS-649	SOS-656G	SOS-656B	SOS-1089	SOS-653	SOS-1093	SOS-1101B		
SiO ₂	39,7	40,0	43,4	43,4	40,1	40,8	36,9	39,6	40,5	39,8	39,4	39,4	40,0	40,2	40,0	39,7	40,2	40,0	39,7	
TiO ₂							0,9													
Al ₂ O ₃	29,6	34,6	32,3	32,7	30,9	34,7	21,9	30,2	33,1	28,4	30,3	29,6	33,1	28,7	30,5	29,1	33,9	24,0	30,2	
FeO	7,4	1,2	4,8	3,8	6,0	1,0	11,0	5,9	2,6	8,1	6,0	7,2	2,8	7,9	5,8	7,3	1,7	13,9	5,8	
MnO														0,3						
MgO							0,9													
CaO	23,2	24,2	19,6	20,1	23,1	23,4	14,7	24,4	23,8	23,7	24,3	23,6	23,6	23,2	23,7	23,8	24,2	22,1	24,3	
Na ₂ O							0,5													
La ₂ O ₃							3,9													
Ce ₂ O ₃							7,6					0,1	0,1							
Nd ₂ O ₃							1,6													
Total	99,9	100,0	100,1	100,0	100,1	99,9	99,9	100,1	100,0	100,0	100,0	99,9	99,9	100,0	100,0	99,9	100,0	100,0	100,0	
Si	3,01	2,97	3,26	3,26	3,02	3,03	3,09	2,98	3,02	3,02	2,97	2,98	2,99	3,05	3,01	3,01	2,99	3,09	2,99	
Ti							0,06													
Al	2,64	3,03	2,86	2,89	2,74	3,04	2,16	2,68	2,91	2,54	2,69	2,64	2,92	2,57	2,71	2,60	2,97	2,18	2,68	
Fe ³⁺	0,34	0,03	0,00	0,00	0,22	0,00	0,22	0,36	0,04	0,42	0,37	0,39	0,10	0,34	0,26	0,39	0,04	0,64	0,34	
Fe ²⁺	0,12	0,05	0,30	0,24	0,16	0,06	0,55	0,01	0,12	0,09	0,01	0,07	0,08	0,16	0,10	0,08	0,06	0,26	0,03	
Mn														0,02						
Mg							0,11													
Ca	1,88	1,93	1,58	1,62	1,86	1,86	1,32	1,97	1,90	1,93	1,96	1,92	1,89	1,89	1,91	1,93	1,93	1,83	1,96	
Na							0,08													
La							0,12													
Ce							0,23					0,00	0,00							
Nd							0,05													
Total	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	
%Ps	15,1	2,4	9,5	7,6	12,1	2,0		12,2	5,3	16,8	12,3	14,7	5,7	16,3	11,9	15,1	3,4	29,1	12,0	

HZ 1986: Hammarstrom e Zen (1986); AS 1995: Anderson e Smith (1995); R2021: Ridolfi (2021).

oscilatório paralelo às fácies cristalinas (Figura 11A) e razões Th/U entre 0,23 e 0,35, características típicas de cristais magmáticos (Corfu, 2003; Kirkland et al., 2015). O conjunto das seis análises consideradas forneceu uma idade concórdia de 614 ± 7 Ma com MSWD = 2,7 (Figura 11B), que é interpretada como a idade de cristalização das rochas do SM.

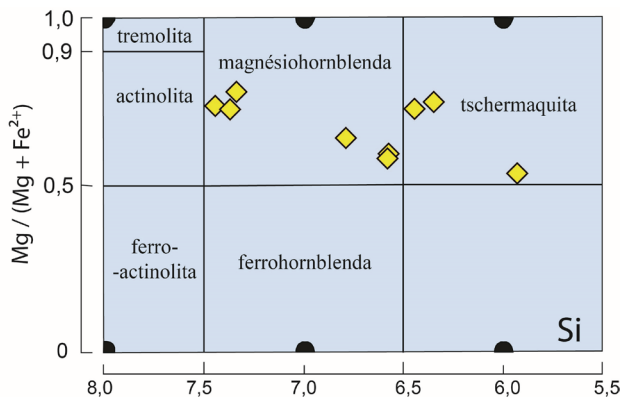


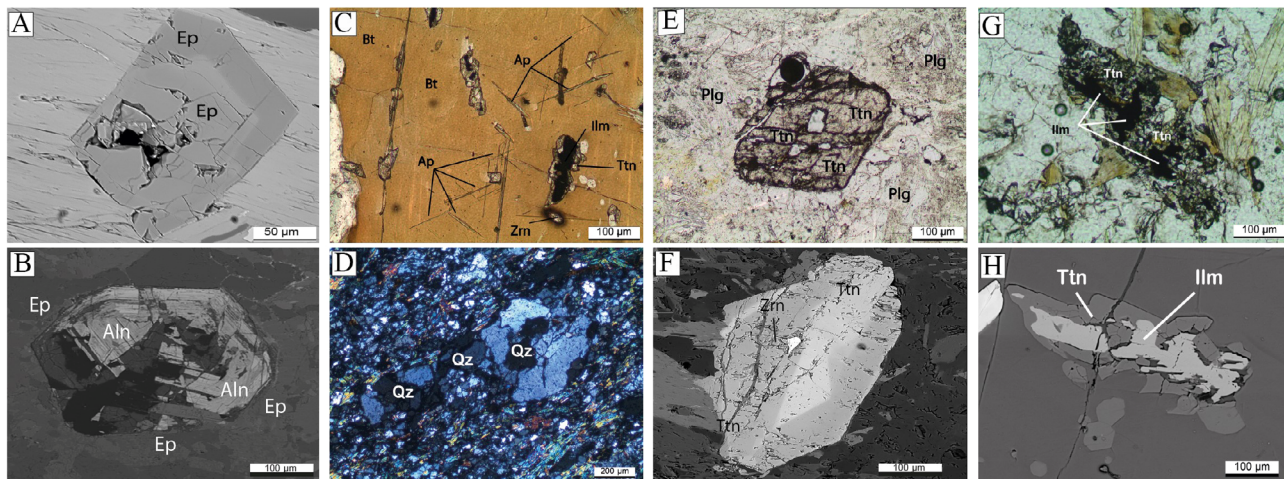
Figura 8. Diagrama $Mg/(Mg + Fe^{2+})$ versus Si (átomos por fórmula unitária) proposto por Leake et al. (1997) para classificação de anfibólios cálcicos ($CaB \geq 1,50$, $(Na + K)A < 0,50$ e $CaA < 0,50$) aplicado aos anfibólios dos enclaves dioríticos do stock Frutuoso.

Geoquímica dos stocks

Análises geoquímicas dessas rochas são apresentadas na Tabela 10. As rochas do SM têm SiO_2 que varia de 59 a 68%, e em SF varia de 60 a 66% e em seus enclaves de 56 a 61%.

Os dados químicos das rochas dos stocks estudados distribuem-se no diagrama TAS (total de álcalis versus SiO_2) nos campos das rochas alcalinas e subalcalinas (Figura 12A). As amostras posicionam-se nos campos de monzonito, quartzo-monzonito, granodiorito e os enclaves nos campos do monzonito e diorito (Figura 12A). O SF é essencialmente metaluminoso, enquanto, no SM, tem-se rochas metaluminosas, peraluminosas, e todas elas podem ser classificadas como granitos do Tipo I (Figura 12B). Os conteúdos de MgO nestas se situam entre 1,0 – 2,5% e são mais elevados nos enclaves (3,8 – 4,9%). A razão $FeO/(FeO + MgO)$ situa-se entre 0,64 – 0,73, posicionando as amostras estudadas no campo das rochas magnesianas (Figura 12C), que correspondem aos granitos cordilheiranos de Frost et al. (2001). Os conteúdos dos elementos maiores e traços fazem com que as rochas estudadas apresentem afinidade shoshonítica (Figuras 12D e 12E).

As rochas dos stocks e seus enclaves apresentam conteúdos similares em elementos-traço (Tabela 10). Essas rochas têm valores relativamente elevados de Ba (897 – 1.260 ppm) e Sr (501 – 669 ppm), moderados valores de Rb (92 – 132 ppm), Zr (160 – 309 ppm) e Th (8,43 – 14,8 ppm), e baixos a médios de Y (7,6 – 16,9 ppm), Nb (6,1 – 10,2 ppm), Hf (5,0 – 8,0 ppm) e Ta (0,6 – 0,9 ppm).

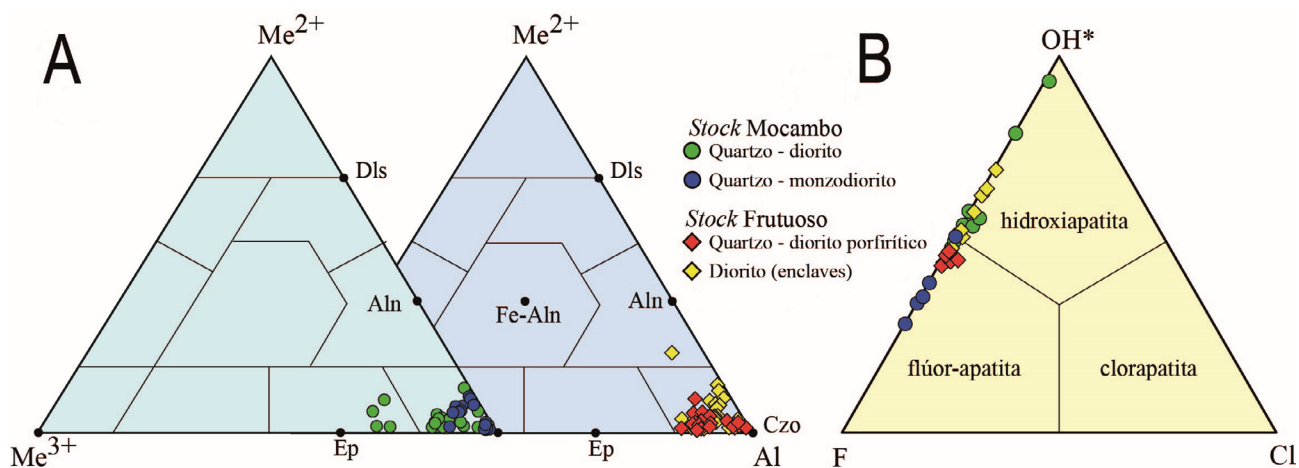


Ep: Epidoto; Aln: allanita; Ap: apatita; Bt: biotita; Ilm: ilmenita; Ttn: titanita; Zrn: zircão; Qz: quartzo; Plg: plagioclásio.

Figura 9. Texturas em minerais acessórios presentes nas rochas dos stocks e enclaves estudados. (A) Imagem de elétrons retroespalhados (BSE) de cristal euédrico de epidoto que exibe regiões mais claras no centro e mais escuras na borda, indicando zoneamento composicional. Esse cristal está incluído em biotita (amostra SOS-1093). (B) Imagem BSE de cristal de allanita com zoneamentos composicionais múltiplos, que se desenvolvem paralelos às faces do cristal. Esse cristal parcialmente incluído em plagioclásio (amostra SOS-647). (C) Cristais aciculares de apatita, indicados por linhas pretas, inclusos em biotita (amostra SOS-650). (D) Aglomerado de quartzo orientado (cristais com maiores tamanhos). (E) Cristal de titanita euédrica associado a cristais de plagioclásio (amostra SOS-656D). (F) Imagem BSE de cristal euédrico de titanita exibindo zoneamento composicional (amostra SOS-656H). (G) Cristal anédrico de ilmenita sendo corado por cristais anédricos de titanita (amostra SOS-1089). (H) Imagem BSE de ilmenita anédrica corada por titanita (amostra SOS-656D).

Tabela 7. Análises químicas representativas de cristais de epidoto. O cálculo da fórmula estrutural foi feito com base em 12,5 oxigênios.

Amostra	Stock Mocambo								Stock Frutuoso							
	SOS-645		SOS-649		SOS-1115A		SOS-1100B		SOS-653		SOS-656F		SOS-656A		SOS-656B	
P ₂ O ₅	41,2	40,7	40,9	40,4	41,1	42,6	40,2	41,2	40,7	41,2	40,6	40,9	41,4	41,1	40,5	
SiO ₂	0,3	0,3	0,3	0,5			0,2	0,2	0,5	0,5	0,2		0,3	0,3	1,1	
FeO		0,3	0,4	0,4			0,3	0,6	0,5	0,5		0,4			0,3	
CaO	54,2	53,4	52,7	52,6	55,4	56,9	53,7	54,4	52,6	52,8	54,1	54,7	53,7	53,5	53,4	
Na ₂ O			0,1	0,1					0,2	0,6					0,1	
SrO	0,4	0,3	0,4	0,4				0,2	0,6		0,2		0,2	0,4	0,5	
Y ₂ O ₃			0,3	0,1					0,8	0,1					0,4	
F	1,7	2,2	2,2	2,4	1,6	1,6	2,6	1,6	1,9	1,9	2,0	1,5	1,9	1,9	1,6	
Cl								0,1	0,1	0,1						
O=F,Cl	-0,7	-0,9	-0,9	-1,0	-0,7	-0,7	-1,1	-0,7	-0,8	-0,8	-0,8	-0,7	-0,8	-0,8	-0,7	
Total	97,1	96,3	96,4	95,9	97,5	97,5	95,9	97,6	97,1	96,9	96,2	96,9	96,7	96,4	97,3	
P	5,97	5,97	5,99	5,95	5,94	5,97	5,94	5,95	5,94	5,98	5,95	5,95	6,01	5,99	5,87	
Si	0,05	0,05	0,05	0,09			0,03	0,03	0,09	0,09	0,03		0,05	0,05	0,19	
Fe		0,04	0,06	0,06			0,04	0,09	0,07	0,07		0,06			0,04	
Ca	9,94	9,91	9,77	9,81	10,14	10,08	10,04	9,95	9,71	9,70	10,03	10,07	9,86	9,87	9,79	
Na		0,00	0,03	0,03					0,07	0,20					0,03	
Sr	0,04	0,03	0,04	0,04				0,02	0,06		0,02		0,02	0,04	0,05	
Y		0,00	0,03	0,01					0,07	0,01					0,04	
F	0,94	1,19	1,19	1,30	0,89	0,83	1,41	0,86	1,05	1,05	1,08	0,84	1,02	1,05	0,89	
Cl								0,03	0,03	0,03						
OH*	1,06	0,81	0,81	0,70	1,11	1,17	0,59	1,11	0,92	0,92	0,92	1,16	0,98	0,95	1,11	
Total	18,00	18,00	17,97	17,99	18,08	18,05	18,06	18,04	18,01	18,04	18,04	18,08	17,94	17,96	18,01	

**Figura 10.** Diagramas químicos para as nomenclaturas de epidoto e apatita. (A) Diagrama ternário Me³⁺ (= Fe³⁺ + Mn) - Me²⁺ (= Fe²⁺ + Mn + Mg) - Al (= Alumínio) para nomenclatura de cristais do Grupo do Epidoto após Kartashov (2014): Dls = Dolaseita; Aln = Allanita; Fe-Aln = Ferro-Allanita; Czo = Clinozoisita; Ep = Epidoto; (B) diagrama ternário F - OH* - Cl de Deer et al. (1992) para nomenclatura de cristais de apatita.

Os padrões de elementos terras raras (ETR) (Figura 13), normalizados pelo condrito de Nakamura (1974), têm enriquecimento em elementos terras raras leves (ETRL) com relação aos elementos terras raras pesados (ETRP), que apresentam razões $17 < Ce_N/Yb_N < 33,4$ e $22 < La_N/Yb_N < 45$. O conjunto de rochas estudado tem anomalias em európio, positivas e negativas e situa-se entre $Eu/Eu^* = 0,81$ e $1,11$ (Tabela 10).

DISCUSSÃO

Nas rochas dos *stocks* Mocambo e Frutuoso, tem-se foliação magmática paralela à foliação metamórfica NE-SW das rochas metassedimentares. Segundo Paterson et al. (1989), corpos intrusivos durante eventos de deformação regional caracterizam-se por apresentarem paralelismo entre foliação magmática e foliação metamórfica. No Superterreno

Pernambuco-Alagoas, Silva Filho et al. (2013, 2016) descrevem a ocorrência de rochas potássicas (e.g. Serra do Catú – 632 Ma; Água Branca – 624 Ma; Serra da Caiçara – 613 Ma; Mata Grande – 612 Ma) como intrusivas anteriores a sincrônicas à colisão ediacarana no sul da Província Borborema. Nesse contexto, a idade U-Pb_{SHRIMP} de 614 ± 7 Ma de cristalização do SM marcaria igualmente a deformação regional.

Enclaves microgranulares ocorrem nos *stocks* estudados e incluem xenocristais de plagioclásio dos quartzodioritos e quartzo-monzodioritos encaixantes. A presença de enclaves microgranulares em granitos é evidência que houve coexistência de pelo menos dois magmas distintos em câmaras magmáticas félsicas (Barbarin e Didier, 1991). Os contatos bem definidos entre enclaves e a rochas ígneas encaixantes sugerem que a mistura entre os magmas foi limitada (Fernandez e Barbarin, 1991). Em contrapartida, a presença de contatos gradacionais e de xenocristais em

Tabela 8. Análises químicas representativas de cristais de apatita O cálculo da fórmula estrutural foi feito com base em 12 oxigênios.

Spot ID	% ²⁰ Pb ^a	U (ppm)	Th (ppm)	²³² Th/ ²³⁸ U ^b	Razões Isotópicas ^c						Idades (Ma)			
					²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ U	$\pm 1\sigma$	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	$\pm 1\sigma$	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	$\pm 1\sigma$ (%)	Rho ^d	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U ($\pm 1\sigma$)	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ($\pm 1\sigma$)	%Disc ^e
1,1	0,19	180	61	0,35	0,0602	2,2	0,826	2,7	0,0996	1,6	0,6	612 ± 9	609 ± 49	-1
1,2*	1,19	326	53	0,17	0,0624	2,6	0,788	3,0	0,0917	1,5	0,5	565 ± 8	687 ± 56	19
2,1*	0,47	807	431	0,55	0,0601	1,3	0,740	2,3	0,0894	1,9	0,8	552 ± 10	606 ± 27	9
3,1	0,11	674	175	0,27	0,0604	1,0	0,827	1,7	0,0992	1,4	0,8	610 ± 8	619 ± 21	2
4,1	0,13	745	211	0,29	0,0607	0,9	0,817	1,8	0,0976	1,6	0,9	601 ± 9	628 ± 19	5
5,1*	0,41	443	179	0,42	0,0614	1,4	0,760	12,9	0,0897	12,8	1,0	554 ± 68	653 ± 30	16
6,1*	0,19	410	111	0,28	0,0622	1,1	0,861	1,9	0,1005	1,5	0,8	617 ± 9	680 ± 24	10
6,2*	0,69	285	65	0,24	0,0621	2,1	0,797	2,6	0,0930	1,5	0,6	573 ± 8	678 ± 45	16
7,1	0,18	1.127	246	0,23	0,0609	0,8	0,839	1,9	0,1000	1,7	0,9	614 ± 10	635 ± 17	3
8,1	0,15	887	241	0,28	0,0611	1,3	0,860	1,9	0,1020	1,4	0,7	626 ± 8	643 ± 28	3
9,1*	0,81	409	92	0,23	0,0603	2,9	0,778	3,4	0,0936	1,8	0,5	577 ± 10	615 ± 62	6
10,1	0,13	612	181	0,31	0,0605	1,1	0,826	1,8	0,0990	1,4	0,8	608 ± 8	623 ± 23	2

A



B

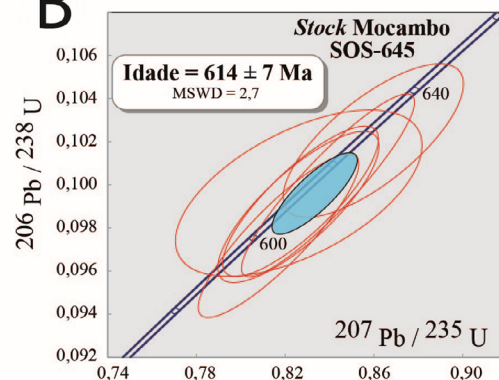


Figura 11. (A) Imagens de catodoluminescência dos cristais de zircão utilizados para o cálculo da idade U-Pb_{SHRIMP} do stock Mocambo (SOS-645). Os valores apresentados correspondem às idades obtidas em cada cristal. Os círculos amarelos indicam a área da posição do spot. (B) Diagrama Concórdia U-Pb para os cristais de zircão (SOS-645) do stock Mocambo.

enclaves microgranulares é interpretada como maior interação entre magmas distintos (e.g. Paterson et al., 2004). A dinâmica dos processos de mistura entre magmas é complexa, e em uma mesma intrusão pode-se encontrar evidências de taxas de mistura distintas (Barbarin e Didier, 1991). Esse parece ser o caso dos *stocks* estudados.

Os trabalhos de campo identificaram a presença de enxames de enclaves poligênicos no SF. Segundo Barbarin (1995), a gênese de enxames dessa natureza é complexa, todavia essas estruturas podem ajudar a inferir as taxas de misturas, segregações e retrabalhamentos de acumulações, que comumente ocorrem nas margens das intrusões. Para esse

Tabela 9. Dados isotópicos obtidos por U-Pb_{SHRIMP} para zircões do *stock* Mocambo (SOS-645).

Stock	Mocambo								Frutuoso				Frutuoso (Enclaves)			
	SOS 645	SOS 647	SOS 649	SOS 650	SOS 1100B	SOS 1101B	SOS 1115A	SOS 653	SOS 654	SOS 656A	SOS 1089	SOS 656B	SOS 656C	SOS 656D	SOS 656G	SOS 656H
SiO ₂	59,15	63,66	65,84	64,25	68,22	65,68	60,54	64,67	64,97	60,02	66,44	58,42	56,81	59,84	58,58	61,08
TiO ₂	0,90	0,59	0,45	0,58	0,30	0,57	0,84	0,59	0,58	0,74	0,46	0,90	1,05	0,95	0,84	0,81
Al ₂ O ₃	17,38	16,66	16,05	16,43	15,89	16,30	16,91	15,74	15,50	16,60	15,38	14,80	14,97	14,33	15,26	14,26
Fe ₂ O ₃	6,25	4,44	3,45	4,41	2,10	4,27	5,71	4,01	4,09	5,43	3,22	7,96	8,94	8,19	7,64	7,30
MnO	0,06	0,05	0,05	0,05	0,04	0,05	0,05	0,04	0,04	0,06	0,04	0,10	0,12	0,09	0,09	0,08
MgO	2,60	1,75	1,26	1,62	1,03	1,75	2,45	1,59	1,74	2,57	1,41	4,56	4,96	4,07	3,84	4,13
CaO	4,48	3,06	2,70	3,32	3,02	3,49	4,71	3,14	3,14	5,13	3,01	5,15	5,52	5,05	5,20	4,76
Na ₂ O	3,63	3,54	4,00	3,70	3,74	3,87	3,65	4,42	4,35	4,37	4,18	3,31	3,68	3,81	4,31	3,87
K ₂ O	3,42	4,03	3,88	3,46	4,43	2,96	3,04	3,73	3,62	2,98	3,71	3,58	3,13	2,83	2,95	2,73
P ₂ O ₅	0,39	0,25	0,27	0,26	0,16	0,26	0,37	0,25	0,22	0,35	0,22	0,30	0,37	0,40	0,43	0,32
LOI	2,05	1,78	1,61	1,68	1,65	0,00	2,08	1,10	1,99	1,44	1,06	2,24	2,12	1,10	0,00	0,00
Total	100,31	99,81	99,56	99,77	100,59	99,20	100,35	99,26	100,24	99,69	99,13	101,31	101,67	100,66	99,14	99,35
Ba	1116	1045			1055	897	1075	1260		1015	1005				912	
Rb	100,8	116,5			132	92	106,5	111		100,5	96				125	
Sr	665,4	521			501	599	636	655		669	538				599	
Cs	3,0	1,84			3,25	3,01	2,69	5,67		8,55	2,83				15,65	
Ga	21,2	21,7			19,1	23,5	26	23,1		23,9	22,3				26,6	
Sn	1	3			3	3	2	3		3	2				3	
U	1,9	2,32			1,85	2,09	1,77	2,04		1,78	2,41				2,2	
Th	14,3	11,10			9,72	9,84	14,80	9,39		10,20	8,43				10,95	
Nb	9,7	10,2			8,2	9,7	9,5	7,7		8,8	6,1				9,3	
Ta	0,6	0,8			0,9	0,8	0,6	0,6		0,7	0,6				0,7	
Y	11,2	10,9			7,6	10,5	11,5	8,9		13,4	8,2				16,9	
Zr	280,3	201			160	235	309	214		240	173				256	
Hf	6,8	5,7			5	6,7	8,0	6,0		6,6	5,7				7,7	
V	55	34			28	36	57	49		70	40				117	
Cr	200	210			40	50	50	200		230	60				160	
La	52,7	32,2			25,2	33,8	56,5	38,4		41,5	31,3				49,7	
Ce	93,7	70,7			49,2	69,5	107,5	76,1		81,0	60,6				95,7	
Pr	10,80	6,67			4,96	7,12	12,25	8,01		8,72	6,7				9,91	
Nd	39,2	25,5			20,0	26,4	40,9	31,1		32,0	25,7				38,3	
Sm	6,60	4,68			3,4	4,91	7,28	5,14		6,11	4,62				6,94	
Eu	1,81	1,15			0,99	1,28	1,56	1,27		1,38	0,97				1,48	
Gd	4,67	2,55			2,23	3,3	4,17	2,83		4,07	2,91				4,47	
Tb	0,58	0,31			0,26	0,34	0,55	0,33		0,51	0,29				0,61	
Dy	2,51	2,41			1,52	2,23	2,67	1,84		3,01	1,79				3,51	
Ho	0,43	0,39			0,24	0,36	0,43	0,29		0,48	0,28				0,56	
Er	1,13	0,89			0,68	1,13	1,11	0,72		1,29	0,75				1,74	
Yb	0,88	0,95			0,6	0,96	0,85	0,58		1,02	0,58				1,36	
Lu	0,12	0,12			0,06	0,09	0,12	0,08		0,11	0,06				0,19	
ΣETR	215,26	148,72			109,53	151,64	236,06	166,81		181,39	136,65				214,71	
Ce/Yb _N	27,08	18,93			20,86	18,41	32,17	33,37		20,20	26,57				17,90	
La/Yb _N	39,92	22,60			28,00	23,47	44,31	44,14		27,12	35,98				24,36	
Eu/Eu*	1,00	1,02			1,11	0,98	0,87	1,02		0,85	0,81				0,82	

^aPorcentagem de ²⁰⁶Pb não radiogênico no spot do zircão analisado, em que %²⁰⁶Pb = 100 × (²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb)_c / (²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb)_a (c = comum; a = amostra); ^bRazão Th/U e concentrações de U, Th e Pb calculadas em relação ao zircão de referência SL13; ^cRazões isotópicas corrigidas e normalizadas ao zircão TEMORA 2 e Pb comum corrigido usando o modelo de evolução do chumbo terrestre de Stacey e Kramers (1975); ^dCorrelação de erro definida como o quociente dos erros propagados sobre as razões ²⁰⁶Pb/²³⁸U e ²⁰⁷Pb/²³⁵U; ^eGrau de discordância = 100 × [1 - (idade ²⁰⁶Pb/²³⁸U) / (idade ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb)]; *análises rejeitadas para o cálculo da idade.

autor, os vários tipos de enclaves em enxames geralmente resultam da mistura ou hibridação entre magmas máficos e félsicos em sistemas pequenos, com mistura limitada, em profundidade na câmara magmática ou nos condutos de alimentação durante a ascensão do magma. Neste estudo, foi possível observar que os contatos entre os enclaves mostram deformação. Essas deformações, segundo Tobisch et al.

(1997), indicam que os enclaves tinham viscosidades diferentes, em que o com maior viscosidade deforma aquele de menor viscosidade. Adicionalmente, Fernandez e Barbarin (1991) interpretam que os magmas máficos são geralmente injetados em diferentes estágios da cristalização em câmaras de magmas félsicos e que a viscosidade dos enclaves é controlada por diferentes graus de cristalização, temperatura,

Tabela 10. Análises químicas de rocha total de amostras representativas dos stocks e enclaves. Perda ao fogo (LOI).

Stock	Mocambo						Frutuoso				Frutuoso (Enclaves)					
	SOS 645	SOS 647	SOS 649	SOS 650	SOS 1100B	SOS 1101B	SOS 1115A	SOS 653	SOS 654	SOS 656A	SOS 1089	SOS 656B	SOS 656C	SOS 656D	SOS 656G	SOS 656H
SiO ₂	59,15	63,66	65,84	64,25	68,22	65,68	60,54	64,67	64,97	60,02	66,44	58,42	56,81	59,84	58,58	61,08
TiO ₂	0,90	0,59	0,45	0,58	0,30	0,57	0,84	0,59	0,58	0,74	0,46	0,90	1,05	0,95	0,84	0,81
Al ₂ O ₃	17,38	16,66	16,05	16,43	15,89	16,30	16,91	15,74	15,50	16,60	15,38	14,80	14,97	14,33	15,26	14,26
Fe ₂ O ₃	6,25	4,44	3,45	4,41	2,10	4,27	5,71	4,01	4,09	5,43	3,22	7,96	8,94	8,19	7,64	7,30
MnO	0,06	0,05	0,05	0,05	0,04	0,05	0,05	0,04	0,04	0,06	0,04	0,10	0,12	0,09	0,09	0,08
MgO	2,60	1,75	1,26	1,62	1,03	1,75	2,45	1,59	1,74	2,57	1,41	4,56	4,96	4,07	3,84	4,13
CaO	4,48	3,06	2,70	3,32	3,02	3,49	4,71	3,14	3,14	5,13	3,01	5,15	5,52	5,05	5,20	4,76
Na ₂ O	3,63	3,54	4,00	3,70	3,74	3,87	3,65	4,42	4,35	4,37	4,18	3,31	3,68	3,81	4,31	3,87
K ₂ O	3,42	4,03	3,88	3,46	4,43	2,96	3,04	3,73	3,62	2,98	3,71	3,58	3,13	2,83	2,95	2,73
P ₂ O ₅	0,39	0,25	0,27	0,26	0,16	0,26	0,37	0,25	0,22	0,35	0,22	0,30	0,37	0,40	0,43	0,32
LOI	2,05	1,78	1,61	1,68	1,65	0,00	2,08	1,10	1,99	1,44	1,06	2,24	2,12	1,10	0,00	0,00
Total	100,31	99,81	99,56	99,77	100,59	99,20	100,35	99,26	100,24	99,69	99,13	101,31	101,67	100,66	99,14	99,35
Na ₂ O+K ₂ O	7,05	7,57	7,88	7,16	8,17	6,83	6,69	8,14	7,97	7,36	7,89	6,89	6,81	6,64	7,26	6,61
K ₂ O/Na ₂ O	0,94	1,14	0,97	0,93	1,18	0,76	0,83	0,84	0,83	0,68	0,89	1,08	0,85	0,74	0,68	0,71
Ba	1.116	1.045			1.055	897	1.075	1.260		1.015	1.005				912	
Rb	100,8	116,5			132	92	106,5	111		100,5	96				125	
Sr	665,4	521			501	599	636	655		669	538				599	
Cs	3,0	1,84			3,25	3,01	2,69	5,67		8,55	2,83				15,65	
Ga	21,2	21,7			19,1	23,5	26	23,1		23,9	22,3				26,6	
Sn	1	3			3	3	2	3		3	2				3	
U	1,9	2,32			1,85	2,09	1,77	2,04		1,78	2,41				2,2	
Th	14,3	11,10			9,72	9,84	14,80	9,39		10,20	8,43				10,95	
Nb	9,7	10,2			8,2	9,7	9,5	7,7		8,8	6,1				9,3	
Ta	0,6	0,8			0,9	0,8	0,6	0,6		0,7	0,6				0,7	
Y	11,2	10,9			7,6	10,5	11,5	8,9		13,4	8,2				16,9	
Zr	280,3	201			160	235	309	214		240	173				256	
Hf	6,8	5,7			5	6,7	8,0	6,0		6,6	5,7				7,7	
V	55	34			28	36	57	49		70	40				117	
Cr	200	210			40	50	50	200		230	60				160	
La	52,7	32,2			25,2	33,8	56,5	38,4		41,5	31,3				49,7	
Ce	93,7	70,7			49,2	69,5	107,5	76,1		81,0	60,6				95,7	
Pr	10,80	6,67			4,96	7,12	12,25	8,01		8,72	6,7				9,91	
Nd	39,2	25,5			20,0	26,4	40,9	31,1		32,0	25,7				38,3	
Sm	6,60	4,68			3,4	4,91	7,28	5,14		6,11	4,62				6,94	
Eu	1,81	1,15			0,99	1,28	1,56	1,27		1,38	0,97				1,48	
Gd	4,67	2,55			2,23	3,3	4,17	2,83		4,07	2,91				4,47	
Tb	0,58	0,31			0,26	0,34	0,55	0,33		0,51	0,29				0,61	
Dy	2,51	2,41			1,52	2,23	2,67	1,84		3,01	1,79				3,51	
Ho	0,43	0,39			0,24	0,36	0,43	0,29		0,48	0,28				0,56	
Er	1,13	0,89			0,68	1,13	1,11	0,72		1,29	0,75				1,74	
Yb	0,88	0,95			0,6	0,96	0,85	0,58		1,02	0,58				1,36	
Lu	0,12	0,12			0,06	0,09	0,12	0,08		0,11	0,06				0,19	
ΣETR	215,26	148,72			109,53	151,64	236,06	166,81		181,39	136,65				214,71	
Ce/Yb _N	27,08	18,93			20,86	18,41	32,17	33,37		20,20	26,57				17,90	
La/Yb _N	39,92	22,60			28,00	23,47	44,31	44,14		27,12	35,98				24,36	
Eu/Eu*	1,00	1,02			1,11	0,98	0,87	1,02		0,85	0,81				0,82	

composição e teor de água. As texturas ígneas presentes nas rochas estudadas — por exemplo, apatita acicular, agregados de minerais máficos e zoneamento composicional em plagioclásio, allanita e titanita —, são indicativas, segundo Hibbard (1991) e Baxter e Feely (2002), de que a mistura entre magmas máficos e félsicos foi importante na cristalização das rochas estudadas.

Cristais de anfíbólio magmático (Figura 14A) podem ser utilizados para inferir alguns parâmetros intensivos durante a evolução de magmas (e.g. Anderson e Smith, 1995; Ridolfi, 2021). Nos enclaves do SF, o anfíbólio ocorre em associação com quartzo, feldspato alcalino, plagioclásio, biotita, titanita, magnetita e ilmenita. Segundo Anderson e Smith (1995), essa paragênese permite que o alumínio do anfíbólio seja utilizado como geobarômetro.

Os valores calculados para a pressão da cristalização do anfíbólio variaram entre 5 – 8 kbar (Tabela 6; Figura 14B), indicando que a profundidade máxima de cristalização foi de 29 km. A presença de cristais magmáticos de epidoto no SM ($27 < \% \text{Pistacita} < 29$) é compatível com cristalização a profundidade de 25 km, e a sua presença nessas rochas pode indicar velocidade de ascensão rápida. As composições dos cristais de anfíbólio indicam igualmente condições relativamente oxidantes para suas cristalizações (Figura 14C).

As rochas dos *stocks* e enclaves são magnesianas e apresentam similaridades com os granitos cordilheiranos. Embora essa seja uma classificação química, tem implicações tectônicas, já que granitos cordilheiranos são rochas que estão relacionadas a magmas hidratados e oxidantes

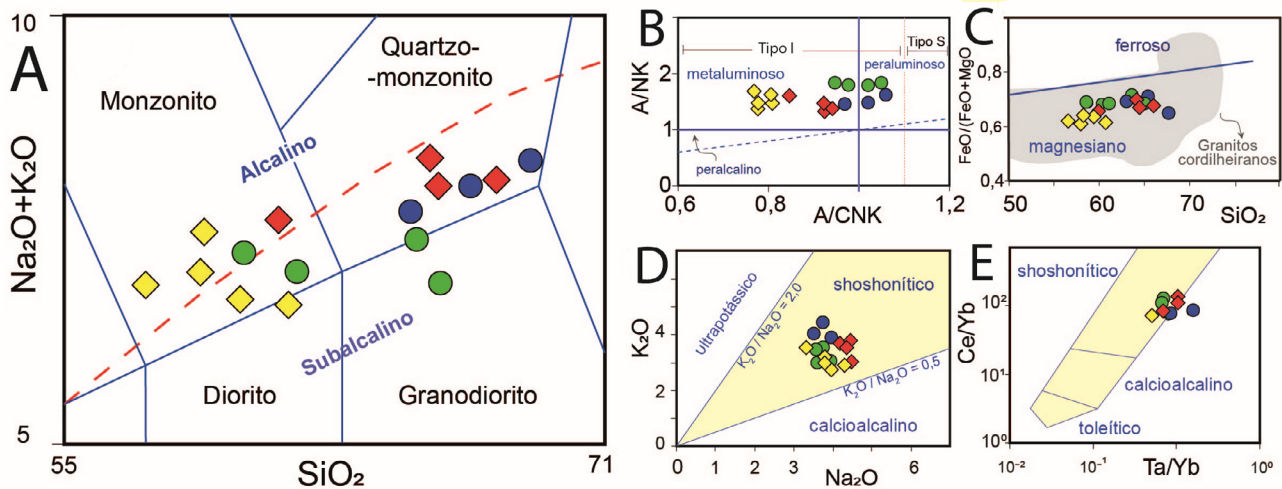


Figura 12. Diagramas geoquímicos de nomenclatura e indicativos de afinidades de rochas ígneas, aplicados nas rochas estudadas. (A) Diagrama $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{SiO}_2$ de Middlemost (1994) para rochas plutônicas. A linha tracejada cinza separa os campos alcalinos e subalcalinos. (B) Diagrama $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ versus $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{CaO})$, em moles, após Maniar e Piccoli (1989), com campos dos granitos do Tipo I e S de Chappell e White (2001). (C) $\text{FeO}_1/(\text{FeO}_1 + \text{MgO})$ versus SiO_2 com área em cinza de granitos cordilheiranos definida por Frost et al. (2001). (D) diagrama K_2O versus Na_2O de Turner et al. (1996), diferenciando as associações calcioalcalinas, shoshoníticas e ultrapotássicas. (E) Diagrama Ce/Yb versus Ta/Yb de Pearce (1982). Os círculos correspondem às amostras do stock Mocambo (verde = quartzo-dioritos e azul = quartzo-monzodiorito) e os balões às amostras do stock Frutuoso (vermelho=quartzo-diorito porfirítico e a amarela ao enclave dioríticos).

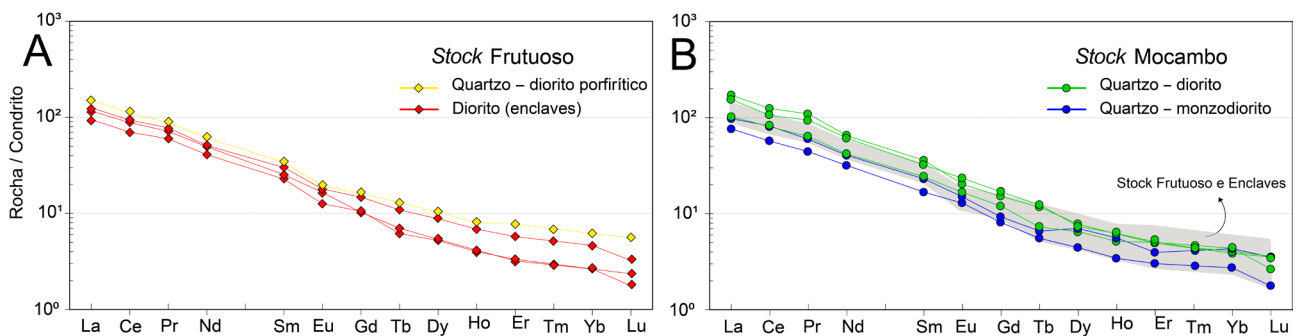


Figura 13. Diagrama multielementar com os Elementos Terras Raras normalizado pelos valores do condrito de Nakamura (1974).

(Frost e Lindsley, 1991) gerados em ambientes de subducção (Frost et al., 2001). Barbarin (1999) considera granitos desse tipo como contribuição mantélica na formação da crosta continental.

Os espectros de elementos terras raras (Figura 13) e multielementares (Figura 15) exibem de forma semelhante, o que sugere que os magmas desses dois *stocks* sejam cogenéticos. Esses espectros são ainda caracterizados por conteúdos maiores de Ba, Rb, Th e K que de Tb, Y, Tm e Yb, gerando inclinação nos espectros indicativos de magmas fracionados. A proximidade física entre os *stocks*, menos que 3 km de distância, e a presença de mesmas estruturas ígneas e metamórficas indicam contemporaneidade.

As composições das rochas estudadas nos diagramas multielementares (Figura 15) apresentam vales pronunciados em Ta, Nb, Ti (TNT) e moderados a baixos em P, Sr e Th. Os vales TNT têm sido interpretados na literatura (e.g. Ringwood, 1990) como assinatura geoquímica característica de magmas gerados em ambientes de subducção, e os vales

indicam que esses elementos ficaram retidos em minerais residuais (e.g. rutilo), durante a fusão da crosta oceânica descendente; enquanto K, Rb, Ba, Sr e ETRL se tornam enriquecidos nos fundidos mantélicos. A cristalização de apatita (P, Sr, Th) e feldspato (Sr) podem ser responsáveis pelos vales em P, Sr e Th nos espectros dessas rochas nos diagramas multielementares da Figura 15.

Muller e Groves (2019) chamam a atenção para o cuidado que se deve ter quando da utilização de dados geoquímicos de rochas potássicas em diagramas utilizados para inferências sobre implicações tectônicas. Esses autores sugerem que se utilize as razões de elementos maiores e elementos imóveis incompatíveis para separar os grupos de rochas potássicas. Eles consideram que as proporções dos elementos imóveis são pouco afetadas pelo fracionamento ou acúmulo de minerais formadores de rochas e podem refletir as diferenças das fontes primárias como aquelas dada a configuração tectônica. Os diagramas utilizados para as rochas estudadas (Figuras 16A, 16B e 16C) evidenciam que as amostras analisadas exibem

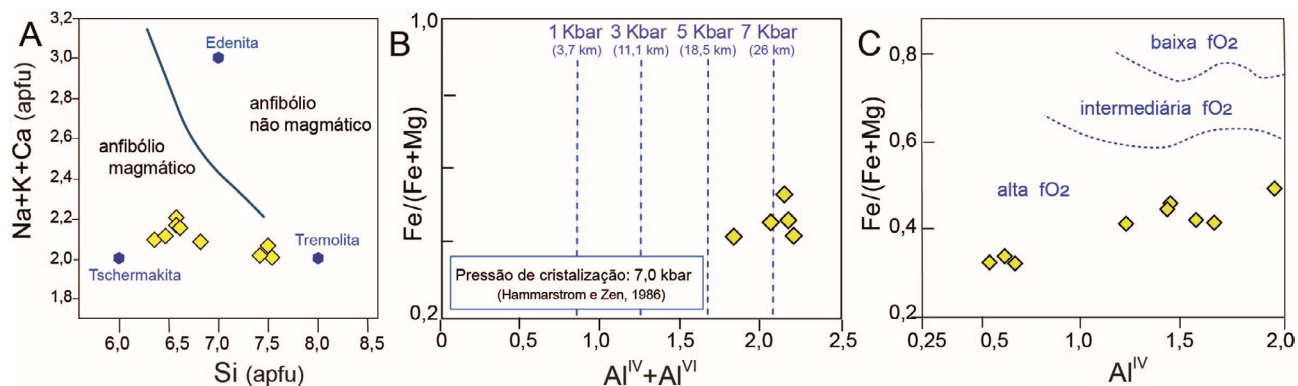


Figura 14. Diagramas químicos utilizados para inferir sobre a natureza, pressão e fugacidade de oxigênio em cristais de anfibólios, aplicados aos cristais de anfibólio cálcicos de enclaves do *stock* Frutuoso. (A) Diagrama (Na + K + Ca)-Si de Leake (1971) com os campos de anfibólio magmático e não magmático. Os círculos pretos correspondem à composição estequiométrica da edenita, tschermakita e tremolita. (B) Diagrama Fe/(Fe + Mg)-(Al^{IV} + Al^{VI}) para inferência da pressão de cristalização do anfibólio após proposto por Anderson e Smith (1995). A conversão para transformar a pressão em km utilizada foi de 1 kbar = 3,7 km, como proposta por Tulloch e Challis (2000). Valor de 7 kbar para a pressão de cristalização para os anfibólios foi obtido utilizando a equação de Hammarstrom e Zen (1986). (C) Diagrama Fe/(Fe + Mg)-Al^{IV} proposto por Anderson e Smith (1995) para a estimativa da fugacidade de oxigênio quando da cristalização do anfibólio.

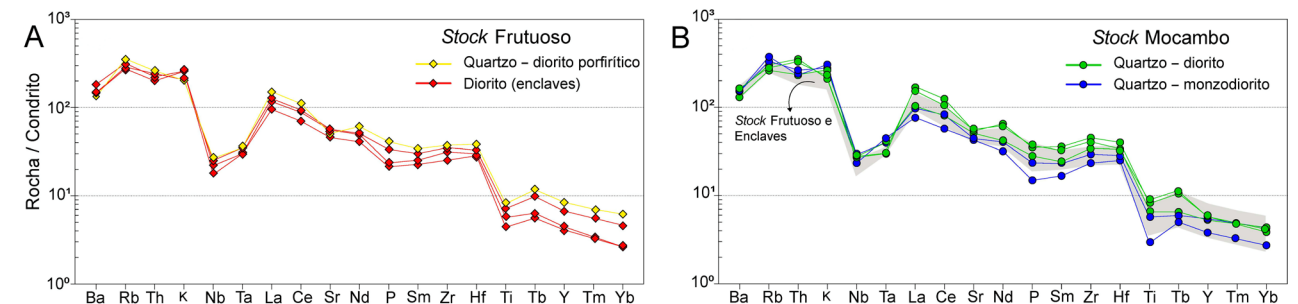
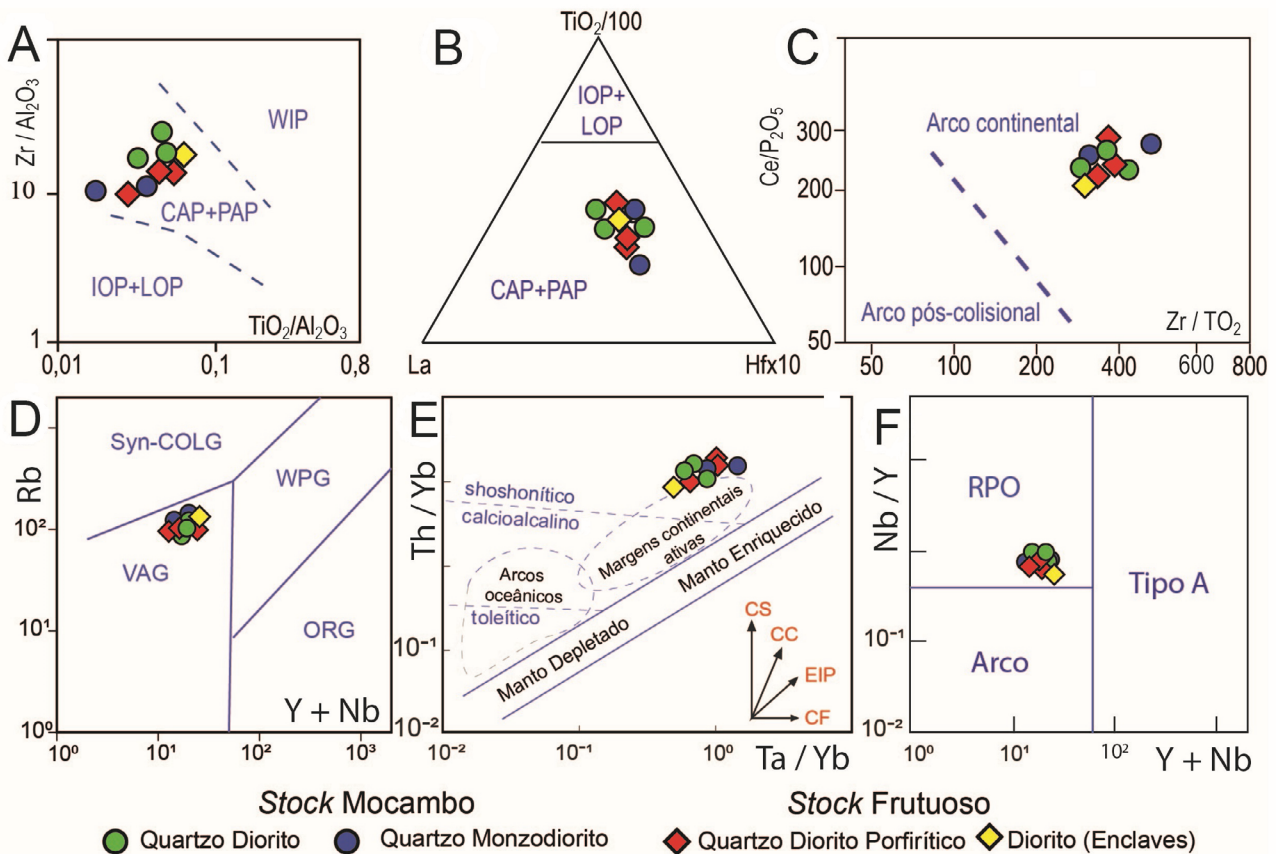


Figura 15. Diagramas multielementares normalizados pelos valores do condrito de Thompson (1982) aplicados às rochas estudadas. (A) *Stock* Frutuoso e (B) *stock* Mocambo. Zona sombreada representa a área ocupada pelas rochas do *stock* Frutuoso.



CAP: arco continental; IOP: arco oceânico inicial; LOP: arco oceânico tardio; PAP: arco pós-colisional; WIP: Intraplaca; Syn-COLG: granito sin-colisional; WPG: granito intraplaca; ORG: granitos de cadeia meso-oceânica; VAG: granito de arco vulcânico; RPO: granito de ruptura da placa oceânica descendente; Arco: granito de arco; Tipo-A: granito do tipo anorogênico.

Figura 16. Diagramas geoquímicos utilizados para inferir a ambiência tectônica de onde são gerados magmas aplicados às rochas estudadas. (A, B e C) Diagramas propostos por Muller e Groves (2019) para as rochas potássicas. (D) Diagrama Rb-(Y + Nb) de Pearce et al. (1984). (E) Diagrama (Th/Yb)-(Ta/Yb) de Pearce (1982). (F) Diagrama (Nb/Y)-(Nb + Y) de Whalen e Hildebrand (2019).

assinaturas de rochas potássicas geradas em ambiente de arco continental, o que é evidenciado igualmente pelas relações entre Rb – (Nb+Y) (Figura 16D) e Th/Yb – Ta/Yb (Figura 16E). As altas razões Th/Yb sugerem uma fonte de magma associada ao manto enriquecido, e as razões Ta/Yb < 0,1 indicam afinidade com magmas gerados em margens continentais ativas. Além disso, a disposição das amostras na Figura 16E na qual os termos mais primitivos (enclaves) apresentam menores razões Th/Yb e Ta/Yb, quando comparados aos termos mais evoluídos (*stocks*), sugere adição componente intraplaca.

Whalen e Hildebrand (2019) comentam que, embora existam várias proposições com base em dados geoquímicos, para separar os magmas graníticos formados em arco vulcânico e aqueles influenciados pela astenosfera abaixo da placa oceânica subductada, quando essa placa se rompe, esses esquemas não têm tido sucesso. No SOS, autores (e.g. Oliveira et al., 2015; Lisboa et al., 2019; Pereira et al., 2020) têm sugerido que alguns corpos apresentam geoquímica indicativa de contribuição astenosférica. Utilizando-se do

diagrama Nb/Y – (Y+Nb), as rochas dos *stocks* Mocambo e Frutuoso estudadas posicionam-se no campo dos magmas gerados quando da ruptura da placa oceânica em ambiente colisional (Figura 16F).

CONCLUSÕES

Os *stocks* Mocambo e Frutuoso, com aproximadamente 3 km², têm forma elipsoide e são intrusivos nas rochas metassedimentares da região centro-leste do Domínio Macururé. Eles são constituídos de quartzo-dioritos e quartzo-monzodioritos, e essas rochas com frequência exibem foliação magmática paralela à foliação metamórfica NE-SW, estrutura indicativa que esses corpos foram intrusivos sincrônicos à deformação regional. A idade U-Pb_{SHRIMP} de 614 ± 7 Ma obtida para o SM é interpretada como a de cristalização dessas rochas e data igualmente a deformação regional nesse setor do Domínio Macururé, no SOS.

A presença de enclaves microgranulares, com composição diorítica e texturas ígneas de resfriamento são evidências de que houve mistura entre magmas máficos e félsicos durante a formação das rochas desses stocks. A profundidade de cristalização do anfibólio no enclave, mineral precoce no SF, foi estimada em 29 km (8 kbar); e a taxa de ascensão desses magmas foi considerada alta pela preservação de cristais de epidoto magmático nessas rochas.

As rochas dos stocks Mocambo e Frutuoso são metaluminosas, magnesianas e têm afinidades com suítes shoshoníticas e estão relacionadas à cristalização de magmas hidratados e oxidantes gerados em ambiente orogênico do tipo arco vulcânico. As semelhanças geoquímicas observadas nos espectros de elementos-traço indicam que as rochas dos stocks são cogenéticas. As evidências geológicas e geoquímicas entre os enclaves dioríticos e as rochas hospedeiras quartzo-monzondioríticas e dioríticas indicam a mistura entre magmas cogenéticos com graus de evolução diferentes em câmaras magmáticas intermediárias. A contribuição de manto astenosférico é indicada pela relação entre Nb/Y e Y + Nb que poderia ser indicativa de ruptura da placa oceânica descendente durante evento colisional ediacarano no SOS.

AGRADECIMENTOS

O presente trabalho foi realizado com apoio da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) — Código de Financiamento 001. Ilana Rocha Oliveira agradece à CAPES sua bolsa de mestrado. Os autores expressam igualmente agradecimento ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) o suporte financeiro que permitiu a realização da dissertação (processos: 384713/2015-7, 405387/2016-4, 310391/2017-2, 311008/2017-8, 310740/2021-5 e 311023/2021-5). À Superintendência de Salvador, do Serviço Geológico do Brasil (SGB-CPRM), o apoio na preparação das amostras. Este trabalho é parte da dissertação de mestrado do primeiro autor e foi realizada junto ao Laboratório de Petrologia Aplicada à Pesquisa Mineral (LAPA-UFS). Aos professores doutores Ignez de Pinto Guimarães (UFPE) e Carlos Dinges Marques de Sá (UFS), as sugestões feitas na avaliação da dissertação.

REFERÊNCIAS

Amorin, J. L. (1995). *Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil*. Arapiraca, Folha SC.24-X-D-V. Estado de Alagoas. Brasília: SGB-CPRM.

Anderson, J. L., Smith, D. C. (1995). The effects of temperature and fO₂ on the Al-in-hornblende barometer. *American*

Mineralogist, 80(5-6), 549-559. <https://doi.org/10.2138/am-1995-5-614>

Barbarin, B. (1990). Granitoids: many petrogenetic classifications in relation to origin and tectonic setting. *Lithos*, 25(3-4), 227-239. <https://doi.org/10.1002/gj.3350250306>

Barbarin, B. (1995). The enclave swarms in some granitoids of the Sierra Nevada batholith, California: Indicators of magma interactions and evolution. In: *The Origins of Granites and Related Rocks. 3rd Hutton Symposium Abstract, U.S. Geol. Surv. Circular*, 1129, 13-14.

Barbarin, B. (1999). A review of the relationships between granitoid types, their origins, and their geodynamic environments. *Lithos*, 46(3), 605-626. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(98\)00085-1](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(98)00085-1)

Barbarin, B. (2005). Mafic magmatic enclaves and mafic rocks associated with some granitoids of the central Sierra Nevada batholith, California: nature, origin, and relations with the hosts. *Lithos*, 80(1-4), 155-177. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2004.05.010>

Barbarin, B., Didier, J. (1991). Macroscopic features of mafic microgranular enclaves. In: B. Barbarin, J. Didier (Eds.). *Enclaves and Granite Petrology*. Amsterdam: Elsevier, 16, p. 253-262. Disponível em: <http://pascal-francis.inist.fr/vibad/index.php?action=getRecordDetail&idt=6546955>. Acesso em: 22 dez. 2022.

Baxter, S., Feely, M. (2002). Magma mixing and mingling textures in granitoides: examples from the Galway Granite, Connemara, Ireland. *Mineralogy and Petrology*, 76, 63-74. <https://doi.org/10.1007/s007100200032>

Black, L. P., Kamo, S. L., Allen, C. M., Davis, D. W., Aleinikoff, J. N., Valley, J. W., Mundil, R., Campbell, I. H., Korsch, R. J., Williams, I. S., Foudoulis, C. (2004). Improved ²⁰⁶Pb/²³⁸U microprobe geochronology by the monitoring of a trace-element-related matrix effect; SHRIMP, ID-TIMS, ELA-ICP-MS and oxygen isotope documentation for a series of zircon standards. *Chemical Geology*, 205(1-2), 115-140. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2004.01.003>

Brito, M. F. L., Silva Filho, A. F., Guimarães I. P. (2009). Geologia Isotópica do Batólito Shoshonítico-Ultrapotássico Neoproterozoico Serra do Catu e Implicações na Evolução da Interface dos Domínios Canindé e Pernambuco-Alagoas. *Revista Brasileira de Geociências*, 39(2), 324-337.

Brito Neves, B. B., Bartorelli, A., Teixeira, W. (2020). *Geocronologia e Evolução Tectônica do Continente*

- Sul-Americano*: A contribuição de Umberto Giuseppe Cordani. São Paulo: Solaris Edições e Produções Culturais e Multimídia, 727 p.
- Brito Neves, B. B., Silva Filho, A. F. (2019). Superterreno Pernambuco-Alagoas na Província Borborema: Ensaio de Regionalização. *Geologia USP. Série Científica*, 19(2), 3-28. <https://doi.org/10.11606/issn.2316-9095.v19-148257>
- Caxito, F. A., Uhlein, A., Dantas, E. L., Stevenson, R., Salgado, S. S., Dussin, I. A., Sial, A. N. (2016). A complete Wilson Cycle recorded within the Riacho do Pontal Orogen, NE Brazil: Implications for the Neoproterozoic evolution of the Borborema Province at the heart of West Gondwana. *Precambrian Research*, 282, 97-120. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2016.07.001>
- Chappell, B. W., White, A. J. R. (2001). Two contrasting granite types: 25 years later. *Australian Journal of Earth Science*, 48(4), 489-499. <https://doi.org/10.1046/j.1440-0952.2001.00882.x>
- Conceição, H., Conceição, J. A., Cruz, J. W. S., Fernandes, D. M., Lisboa, V. A. C., Oliveira, I. L., Oliveira, I. R., Pereira, F. S., Rezende, H. J. C., Rosa, M. L. S., Sousa, E. S., Souza, J. M. D., Teles, D. S. (2017). Magmatismos no Domínio Macururé, Sistema Orogênico Sergipano: estado do conhecimento. *XXVII Simpósio de Geologia do Nordeste*. João Pessoa: SBG.
- Conceição, J. A. (2019). *Magmatismo leucogranítico do Domínio Macururé, Sistema Orogênico Sergipano, Província Borborema, NE do Brasil*. Tese (Doutorado). Salvador: Universidade Federal da Bahia.
- Conceição, J. A., Rosa, M. L. S., Conceição, H. (2016). Sienogranitos leucocráticos do Domínio Macururé, Sistema Orogênico Sergipano, Nordeste do Brasil: Stock Glória Sul. *Brazilian Journal of Geology*, 46(1), 63-77. <https://doi.org/10.1590/2317-4889201620150044>
- Corfu, F. (2003). Atlas of zircon textures. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 53(1), 469-500. <https://doi.org/10.2113/0530469>
- Davison, I., Santos, R. A. (1989). Tectonic evolution of the Sergipano fold belt, NE Brazil, during the Brasiliano orogeny. *Precambrian Research*, 45(4), 319-342. [https://doi.org/10.1016/0301-9268\(89\)90068-5](https://doi.org/10.1016/0301-9268(89)90068-5)
- Deer, W., Howie, R., Zussman, J. (1992). Rock-forming minerals. 2ª ed. Londres: Longman.
- Droop, G. R. (1987). A general equation for estimating Fe³⁺ concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric criteria. *Mineralogical Magazine*, 51(361), 431-435. <https://doi.org/10.1180/minmag.1987.051.361.10>
- Fernandez, A. N., Barbarin, B. (1991). Relative rheology of coeval mafic and felsic magmas: Nature of resulting interaction processes and shape and mineral fabrics of mafic microgranular enclaves. In: B. Barbarin, J. Didier (Eds.) *Enclaves and Granite Petrology*. Amsterdã: Elsevier, 39, p. 263-275. Disponível em: <http://pascal-francis.inist.fr/vibad/index.php?action=getRecordDetail&idt=6546956>. Acesso em: 22 dez. 2022.
- Frost, B., Lindsley, D. (1991). The occurrence of Fe-Ti oxides in igneous rocks. In: D. Lindsley, Oxide minerals: Petrologic and magnetic significance. *Mineralogical Society of America: Reviews in Mineralogy*, 25, 433-486. <https://doi.org/10.1515/9781501508684-015>
- Frost, B. R., Arculus, R. J., Barnes, C. G., Collins, W. J., Ellis, D. J., Frost, C. D. (2001). A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of Petrology*, 42(11), 2033-2048. <https://doi.org/10.1093/petrology/42.11.2033>
- Guimarães, I. P., Silva Filho, A. F. (1998). Nd- and Sr-isotopic and U-Pb geochronologic constraints for evolution of the shoshonitic Brasiliano Bom Jardim and Toritama complexes: evidence for a transamazonian enriched mantle under Boborema tectonic province, Brazil. *International Geology Review*, 40(6), 500-527. <https://doi.org/10.1080/00206819809465221>
- Hammarstrom, J. M., Zen, E-a. (1986). Aluminum in hornblende: an empirical igneous geobarometer. *American Mineralogist*, 71(11-12), 1297-1313. Disponível em: http://pubs.geoscienceworld.org/msa/ammin/article-pdf/71/11-12/1297/4212896/am71_1297.pdf. Acesso em: 22 dez. 2022.
- Hibbard, M. (1991). Textural anatomy of twelve magma-mixed granitoid systems. In: B. Barbarin, J. Didier (Eds.). *Enclaves and granite petrology*. Amsterdã: Elsevier, 17, p. 431-444. Disponível em: <http://pascal-francis.inist.fr/vibad/index.php?action=getRecordDetail&idt=6546968>. Acesso em: 22 dez. 2022.
- Janoušek, V., Farrow, C. M., Erban, V. (2006). Interpretation of Whole-rock Geochemical Data in Igneous Geochemistry: Introducing Geochemical Data Toolkit (GCDkit). *Journal of Petrology*, 47(6), 1255-1259. <https://doi.org/10.1093/petrology/eg1013>
- Kartashov, P. M. (2014). Classification diagram for REE-bearing members of the epidote group based on crystallochemical data. *Proceedings of the Workshop on Accessory Minerals*, University of Warsaw, 19-21. <https://doi.org/10.13140/2.1.4907.0089>

- Kirkland, C., Evans, N., McDonald, B., Smithies, R., Taylor, R. (2015). Zircon Th/U ratios in magmatic environs. *Lithos*, 212-215, 397-414. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2014.11.021>
- Le Maître, R. W., Bas, M. J., Bateman, P., Bellieni, G., Bonin, B., Efremova, S., Keller, J., Lameyre, J., Le Dúdek, A., Sabine, P. A., Schmid, R., Sørensen, H., Streckeisen, A., Woolley, A. R., Zanettin, B. (2002). *Igneous Rocks: A classification and glossary of terms*. Recommendations of the International Union of Geological Sciences. Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. 2^a ed. Cambridge: Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/CBO9780511535581>
- Leake, B. E. (1971). On aluminous and edenitic hornblendes. *Mineralogical Magazine*, 38(296), 389-407. <https://doi.org/10.1180/minmag.1971.038.296.01>
- Leake, B. E., Arps, C., Birch, W., Gilbert, M., Grice, J., Hawthorne, F. C., Kato, A., Kisch, H. J., Krivovichev, V. G., Laird, J., Linthout, K., Mandarino, J. A., Maresch, W. V., Nickel, E. H., Rock, N. M. S., Schumacher, J. C., Smith, D. C., Stephenson, N. C. N., Ungaretti, L., Whittaker, E. J. W., Woolley, A., Youzhi, G. (1997). Nomenclature of amphiboles: Report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association, commission on new minerals and mineral names. *Mineralogical Magazine*, 61(405), 295-310. <https://doi.org/10.1180/minmag.1997.061.405.13>
- Lisboa, V. A. C., Conceição, H., Fernandes, D. M., Rosa, M. L. S. (2019). The onset of post-collisional magmatism in the Macururé Domain, Sergipano Orogenic System: The Gloria Norte Stock. *Journal of South American Earth Sciences*, 89, 173-188. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2018.11.005>
- Long, E., Castellana, C. H., Sial, A. N. (2005). Age, origin and cooling history of the Coronel João Sá Pluton, Bahia, Brazil. *Journal of Petrology*, 46(2), 255-273. <https://doi.org/10.1093/petrology/egh070>
- Ludwig, K. R. (2009a). *SQUID 2 (rev. 2.50): a user's manual*, Special Publication 5. Berkeley: Berkeley Geochronology Center.
- Ludwig, K. R. (2009b). *User's Manual for Isoplot 3.70*. Berkeley: Berkeley Geochronology Center.
- Maniar, P. D., Piccoli, P. M. (1989). Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of American Bulletin*, 101(5), 635-643. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1989\)101<0635:TDOG>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1989)101<0635:TDOG>2.3.CO;2)
- Middlemost, E. A. K. (1994). Naming material in the magma/igneous rock system. *Earth Science Reviews*, 37(3-4), 215-224. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(94\)90029-9](https://doi.org/10.1016/0012-8252(94)90029-9)
- Miller, C. F., Stoddard, E. F., Bradfish, L. J., Dollase, W. A. (1981). Composition of plutonic muscovite: genetic implications. *Canadian Mineralogist*, 19(1), 25-34.
- Morrison, G. (1980). Characteristics and tectonic setting of the shoshonite rock association. *Lithos*, 13(1), 97-108. [https://doi.org/10.1016/0024-4937\(80\)90067-5](https://doi.org/10.1016/0024-4937(80)90067-5)
- Muller, D., Groves, D. (2019). *Potassic Igneous Rocks and Associated Gold-Copper Mineralization*. 5^a ed. Mineral Resource Reviews. Suíça: Springer. <https://doi.org/10.1007/978-3-319-92979-8>
- Nachit, H., Abia, E., Ibhi, A., Ohoud, M. (2005). Discrimination between primary magmatic biotites, reequilibrated and neoformed biotites. *Comptes Rendus Geoscience*, 337(16), 1415-1420. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2005.09.002>
- Nakamura, N. (1974). Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 38(5), 757-775. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(74\)90149-5](https://doi.org/10.1016/0016-7037(74)90149-5)
- Newbury, D. E. (2009). Mistakes Encountered During Automatic Peak Identification of Minor and Trace Constituents in Electron-Excited Energy Dispersive X-Ray AQ1 Microanalysis. *Scanning*, 31(3), 91-101. <https://doi.org/10.1002/sca.20151>
- Oliveira, E. P., Araújo, A. C., Bueno, J. F., Carvalho, M. J., McNaughton, N. J., Nascimento, R. S., Windley, B. F. (2017). The Sergipano Belt. In: M. Heilbron, U. G. Cordani, F. F. Alkmim (Eds.), São Francisco Craton, eastern Brazil: tectonic genealogy of a miniature continent. Cham: Springer International Publishing, p. 241-254. https://doi.org/10.1007/978-3-319-01715-0_13
- Oliveira, E. P., Bueno, J. F., Donatti-Filho, J. P., McNaughton, N. J., Nascimento, R. S., Silva Filho, A. F. (2015). 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*, 58, 257-280. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2014.08.003>
- Oliveira, E. P., Windley, B. F., Araújo, M. C. (2010). The Neoproterozoic Sergipano Orogenic Belt, NE Brazil: a complete plate tectonic cycle in western Gondwana. *Precambrian Research*, 181(1-4), 64-84. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2010.05.014>
- Paterson, S. R., Pignotta, G. S., Vernon, R. H. (2004). The significance of microgranitoid enclave shapes and orientations,

- Journal of Structural Geology*, 26(8), 1465-1481. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2003.08.013>
- Paterson, S. R., Vernon, R. H., Tobisch, O. T. (1989). A review of criteria for the identification of magmatic and tectonic foliations in granitoids. *Journal of Structural Geology*, 11(3), 349-363. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(89\)90074-6](https://doi.org/10.1016/0191-8141(89)90074-6)
- Pearce, J. A. (1982). Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: R. S. Thorpe (Ed.), *Andesites: Orogenic Andesites and Related Rocks*. Nova York: John Wiley and Sons, p. 525-548.
- Pearce, J. A., Harris, N. B. W., Tindle, A. G. (1984). Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25(4), 956-983. <https://doi.org/10.1093/petrology/25.4.956>
- Pereira, F. S., Rosa, M. L. S., Conceição, H. (2019). Condições de colocação do magmatismo máfico do Domínio Macururé, Sistema Orogênico Sergipano: Maciço Capela. *Geologia USP. Série Científica*, 19(3), 3-29. <https://doi.org/10.11606/issn.2316-9095.v19-151464>
- Pereira, F. S., Rosa, M. L. S., Conceição, H., Bertotti, A. L. (2020). Age, composition, and source of the Macururé Mafic Suite, Southern Borborema Province, Brazil. *Brazilian Journal of Geology*, 50(2), e20190105. <https://doi.org/10.1590/2317-4889202020190105>
- Pinho Neto, M. A., Rosa, M. L. S., Conceição, H. (2019). Petrologia do Batólito Sítios Novos, Sistema Orogênico Sergipano, Província Borborema, NE do Brasil. *Geologia USP. Série Científica*, 19(2), 135-150. <https://doi.org/10.11606/issn.2316-9095.v19-152469>
- Pitcher, W. S. (1997). Cordilleran-type batholiths: magmatism and crust formation at a plate edge. In: W. S. Pitcher, *The Nature and Origin of Granite*. Dordrecht: Springer, p. 231-257. https://doi.org/10.1007/978-94-011-5832-9_14
- Ridolfi, F. (2021). Amp-TB2: An Updated Model for Calcic Amphibole Thermobarometry. *Minerals*, 11(3), 324. <https://doi.org/10.3390/min11030324>
- Ringwood, A. (1990). Slab-mantle interaction: Petrogenesis of intraplate magmas and structure of the upper mantle. *Chemical Geology*, 82, 187-207. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(90\)90081-H](https://doi.org/10.1016/0009-2541(90)90081-H)
- Rosa, M. L. S., Conceição, H., Conceição, J. A., Lisboa, V. A. C., Pereira, F. S., Silva, C. C. (2017). U-Pb Zircon Ages in Granites (940 to 583 Ma) in the Sergipano Orogenic System, NE Brazil. *The 27th Goldschmidt Conference*, 3403. Paris: Goldschmidt Abstracts.
- Santos, I., Conceição, H., Marinho, M. M., Rosa, M. L. S. (2019). 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*, 19(1), 99-116. <https://doi.org/10.11606/issn.2316-9095.v19-141362>
- Santos, R., Leal, R., Martins, A., Neves, J. (1998). *Geologia e Recursos Minerais do Estado de Sergipe: Texto Explicativo do Mapa Geológico do Estado de Sergipe (Escala 1:250.000)*. Brasília: CPRM/DIEDIG/DEPAT/CODISE.
- Silva, C. C. (2014). *Petrologia e Geocronologia do Stock Granodiorítico Lagoa do Roçado, Domínio Macururé, Faixa Sergipana-SE*. Dissertação (Mestrado). São Cristóvão: Pós-Graduação em Geociências e Análise de Bacias-UFS.
- Silva Filho, A. F., Guimarães, I. P., Dantas, E., Cocentino, L. M., Lima, D., Rufino, E. A. (2014). Geochemistry and Geochronology of Syn-Collision to Syn-Transcurrence Ediacaran Transalkaline Granites from the PEAL Domain, Borborema Province, NE Brazil. *Comunicações Geológicas*, 101, 325-329.
- Silva Filho, A. F., Guimarães, I. P., Schmus, W. R. V., Dantas, E., Armstrong, R., Cocentino, L., Lima, D. (2013). Long-lived Neoproterozoic high-K magmatism in the Pernambuco-Alagoas Domain, Borborema. *International Geology Review*, 55(10), 1280-1299. <https://doi.org/10.1080/00206814.2013.774156>
- Silva Filho, A. S., Armstrong, R., Guimaraes, I. P., Santos, L., Schmus, W. R. V. (2016). 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 America Earth Sciences*, 68, 134-154. <https://doi.org/10.1016/J.JSAMES.2015.12.013>
- Silva Filho, M. A., Bomfim, L. F. C., Filho, P. A. B., Leal, R. A., Santos, R. A., Santana, A. C., (1979). *Geologia da Geossinclinal Sergipana e do seu embasamento - Alagoas, Sergipe e Bahia: Projeto Baixo São Francisco/Vaza-Barris*. Brasília: DNPM/CPRM.
- Soares, H. S., Sousa, C. S., Rosa, M. L. S., Conceição, H. (2019). Petrologia dos Stocks Santa Maria, Monte Pedral,

- Bom Jardim, Boa Esperança e Niterói, Suíte Intrusiva Serra do Catu, Estado de Sergipe, NE Brasil. *Geologia USP. Série Científica*, 19(4), 63-84. <https://doi.org/10.11606/issn.2316-9095.v19-156598>
- Stacey, J. S., Kramers, J. D. (1975). Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth and Planetary Science Letters*, 26(2), 207-221. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(75\)90088-6](https://doi.org/10.1016/0012-821X(75)90088-6)
- Streckeisen, A. L. (1976). To each plutonic rock its proper name. *Earth Science Reviews*, 12(1), 1-33. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(76\)90052-0](https://doi.org/10.1016/0012-8252(76)90052-0)
- Superintendência do Desenvolvimento do Nordeste (SUDENE) (1973). *Folha SC.24-Z-B-I*, Carta Gracho Cardoso, escala 1:100.000. Nordeste: Ministério do Interior.
- Teixeira, L. R., Lima, E. S., Neves, J. P., Santos, R. A., Santiago, R. C., Melo, R. C. (2014). *Mapa Geológico e de Recursos Minerais do Estado de Sergipe*. Escala 1:250.000. Aracaju: CPRM-CODISE.
- Thompson, R. N. (1982). Magmatism of the British Tertiary Volcanic Province. *Scottish Journal of Geology*, 18(1), 49-107. <https://doi.org/10.1144/sjg18010049>
- Tobisch, O., McNulty, B., Vernon R. (1997). Microgranitoid enclave swarms in granitic plutons, central Sierra Nevada, California. *Lithos*, 40(2-4), 321-339. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(97\)00004-2](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(97)00004-2)
- Tulloch, A. (1979). Secondary Ca-Al silicates as low-grade alteration products of granitoid biotite. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 69(2), 105-117. <https://doi.org/10.1007/BF00371854>
- Tulloch, A. J., Challis, G. A. (2000). Emplacement depths of Paleozoic Mesozoic plutons from western New Zealand estimated by hornblende-Al geobarometry, New Zealand. *Journal of Geology and Geophysics*, 43(4), 555-567. <https://doi.org/10.1080/00288306.2000.9514908>
- Turner, S., Arnaud, N., Deng, W., Harris, N., Hawkesworth, C., Kelley, S., Liu, J., Rogers, N., Van Calsteren, P. (1996). Post-collision, shoshonitic volcanism on the Tibetan plateau: implications for convective thinning of the lithosphere and the source of ocean island basalts. *Journal of Petrology*, 37(1), 45-71. <https://doi.org/10.1093/ptrology/37.1.45>
- Van Schmus, W. R., Guimarães, I. P., Oliveira, E. P., Penaye, J., Silva Filho, A. F., Toteu, S. F. (2008). Proterozoic links between the Borborema Province, NE Brazil, and the Central African Fold Belt. *Geological Society*, 294, 69-99. <https://doi.org/10.1144/SP294.5>
- Van Schmus, W. R., Kozuch, M., Brito Neves, B. B. (2011). Precambrian history of the Zona Transversal of the Borborema Province, NE Brazil: Insights from Sm-Nd and U-Pb geochronology. *Journal of South American Earth Sciences*, 31(2-3), 227-252. <https://doi.org/10.1016/J.JSAMES.2011.02.010>
- Whalen, J. B., Hildebrand, R. S. (2019). Trace element discrimination of arc, slab failure, and A-type granitic rocks. *Lithos*, 348-349, 105179. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2019.105179>