

## Petrologia e idade do Stock Fazenda Lagoas, Domínio Macururé, Sistema Orogênico Sergipano, NE-Brasil

*Petrology and age of the Fazenda Lagoas Stock,  
Macururé Domain, Sergipano Orogenic System, NE-Brazil*

Diego Melo Fernandes<sup>1,2</sup> , Vinícius Anselmo Carvalho Lisboa<sup>2,3</sup> ,  
Maria de Lourdes da Silva Rosa<sup>1,2</sup> , Herbet Conceição<sup>1,2</sup> 

<sup>1</sup>Universidade Federal de Sergipe - UFS, Programa de Pós-Graduação em Geociências e Análise de Bacias - PGAB, Avenida Marechal Rondon, s/n., Jardim Rosa Elze, Cidade Universitária Professor José Aloísio de Campos, CEP 49100-000, São Cristóvão, SE, BR (diego.melo.geologo@hotmail.com; lrosa@ufs.br; herbet@ufs.br)

<sup>2</sup>UFS, Laboratório de Petrologia Aplicada à Pesquisa Mineral - LAPA, Galpão das Geociências, São Cristóvão, SE, BR (vinicius.lisboa@ifpb.edu.br)

<sup>3</sup>Instituto Federal de Educação e Tecnologia da Paraíba, Picuí, PB, BR

Recebido em 18 de julho de 2019; aceito em 9 de dezembro de 2019

### Resumo

O Stock Fazenda Lagoas (SFL), com 20 km<sup>2</sup>, tem idade de cristalização de 623 ± 4 Ma e é intrusivo nas rochas metassedimentares do Domínio Macururé (DM). O seu contato ao norte é afetado pela Zona de Cisalhamento Belo Monte-Jeremoabo (ZCBMJ), que imprime estrutura gnáissica às rochas desse stock. O SFL é essencialmente constituído de quartzo monzonitos, tendo monzogranitos e granodioritos subordinados. Os enclaves microgranulares são abundantes e correspondem a dioritos e gabros. As rochas apresentam predominantemente textura porfírica e a mineralogia, deformação no estado sólido, a qual foi associada ao cisalhamento regional (*kinks* em plagioclásio e biotita, rotação de feldspatos e biotita, *ribbon* em quartzo). Os cristais de plagioclásio exibem zonções cíclicas normal e inversa, e o feldspato alcalino, zonção inversa. A composição do plagioclásio varia de oligoclásio a andesina nos monzonitos, e nos enclaves, de oligoclásio a labradorita. A composição da biotita marrom indica origem a partir de magma orogênico. Os anfíbios ígneos correspondem a pargasita e edenita, a barometria com alumínio total indicou pressões que variam entre 6,7 e 7,8 kbar (15–25 km) para os monzonitos e entre 7,2 e 9,8 kbar (20–30 km) para os enclaves. A geoquímica evidenciou afinidades shoshonítica e cálcio-alcalina de alto K para os magmas formadores do SFL. Os elementos-traço em diagramas multielementares apresentam anomalias negativas para Ta, Nb, Ti e P, e apontam que o SFL tenha se formado em ambiente colisional. Texturas e evolução geoquímica indicam cristalização fracionada, e misturas entre magmas félsico (monzonito) e máfico (gabróicos) foram importantes na formação das rochas do SFL.

**Palavras-chave:** Monzonito; Domínio Macururé; Petrologia.

### Abstract

The Fazenda Lagoas Stock (SFL), has 20 km<sup>2</sup> area and age of crystallization of 623 ± 4 Ma and is intrusive into the metasedimentary rocks of the Macururé Domain. The northern boundary of the SFL is affected by the Belo Monte-Jeremoabo Shear Zone (BMJSZ), which prints gneiss structure to the rocks in this stock. The SFL consists essentially of quartz monzonites, having subordinate monzogranites and granodiorites. The microgranular enclaves are abundant and correspond to diorite and gabbro. The rocks present predominantly porphyritic texture and the mineralogy presents solid state deformation, which was associated with regional shear (plagioclase and biotite kinks, feldspar and biotite rotation, quartz ribbon). Plagioclase crystals exhibit normal and inverse cyclic zonations and alkaline feldspar reverse zonation. Plagioclase composition varies from oligoclase to andesine in monzonites and enclaves varies from oligoclase to labradorite. The composition of brown biotite indicates origin from orogenic magma. Igneous amphiboles correspond to pargasite and edenite, total aluminum barometry indicated pressures ranging from 6.7 to 7.8 kbar (15–25 km) for monzonites and between 7.2 to 9.8 kbar (20–30 km) to the enclaves. The geochemistry showed high

K shoshonitic and calcium alkaline affinities for the SFL forming magmas. The trace elements in multi-elemental diagrams show negative anomalies for Ta, Nb, Ti and P indicate that the SFL was formed in a collisional environment. Textures and geochemical evolution indicate fractional crystallization and mixing between felsic (monzonite) and mafic (gabbroic) magmas were important in the formation of the SFL rocks.

**Keywords:** Monzonite; Macururé Domain; Petrology.

## INTRODUÇÃO

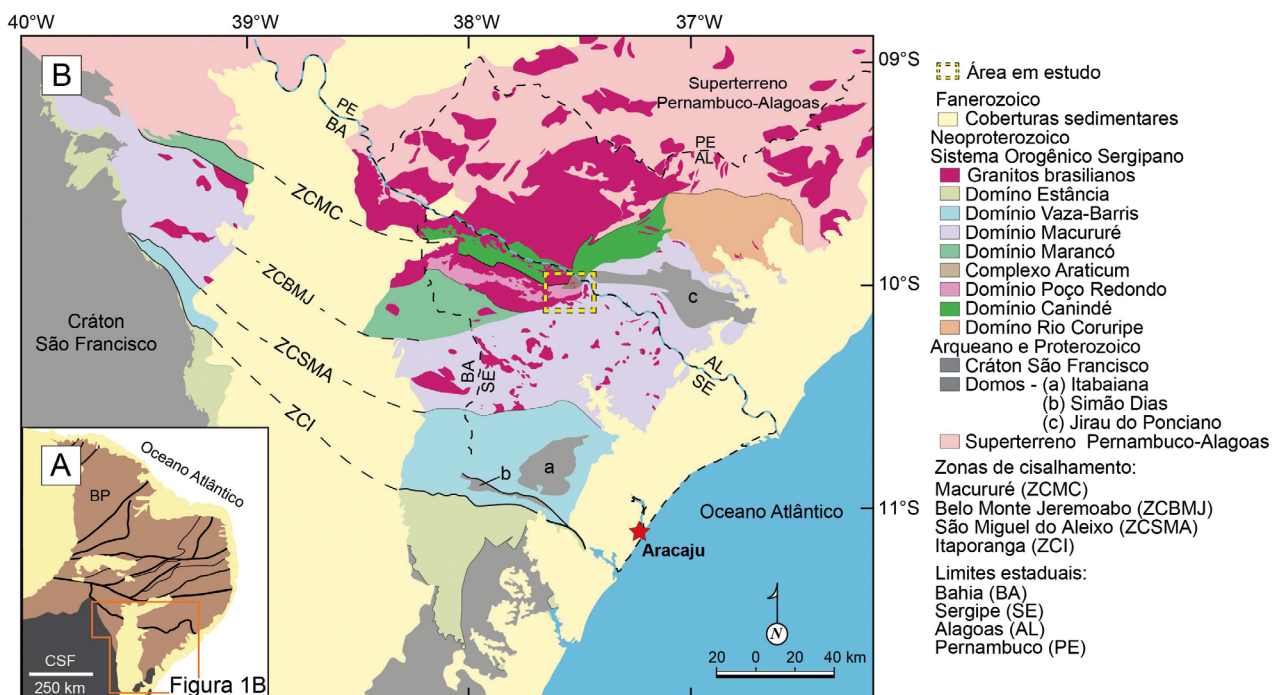
O Sistema Orogênico Sergipano (SOS) (Conceição et al., 2016), localizado na porção sul da Província Borborema (Figura 1), tem várias intrusões graníticas que são majoritariamente de idades neoproterozoicas e cujas composições químicas indicam gênese associada à evolução desse orógeno (Gaston e Santos, 1988; Davison e Santos, 1989; Teixeira, 2014; Oliveira et al., 2015a; Conceição et al., 2016; Fontes et al., 2018; Soares, 2018; Lisboa et al., 2019; Pereira, 2019; Pinho Neto et al., 2019; Santos et al., 2019; Souza et al., 2019). Existem estudos regionais sobre a granitogênese no SOS (Bueno et al., 2009; Oliveira et al., 2010, 2015a). Todavia, a maioria das intrusões no SOS carece de pesquisas detalhadas que reúnam dados petrográficos, de química mineral, geoquímicos e geocronológicos, para melhorar a compreensão sobre a evolução desses magmas durante a estruturação desse sistema orogênico.

O estudo de intrusões graníticas é normalmente complexo, embora rochas dessa natureza tenham mineralogia monótona. As variações nas composições químicas dos cristais podem permitir inferir sobre a evolução físico-química do magma, das alterações no equilíbrio na câmara magmática, ou mesmo sobre a existência de pulsos magmáticos diferentes ou sucessivas recargas de magmas máficos (e.g., Hutton, 1982; Hammarstron e Zen, 1986; Cox et al., 1996; Sial et al., 1999).

Este trabalho apresenta e discute os primeiros dados petrográficos, mineraloquímicos e geoquímicos, bem como a idade U-Pb<sub>Shrimp</sub> das rochas do *Stock Fazenda Lagoas* (SFL), que é intrusivo na porção norte do Domínio Macururé (DM) e é afetado pela Zona de Cisalhamento Belo Monte-Jeremoabo (ZCBMJ).

## GEOLOGIA REGIONAL

O SOS, situado ao sul da Província Borborema (Van Schmus et al., 2008; Figura 1A), foi formado quando da colisão



**Figura 1.** Esquemas geológicos regionais. (A) Contorno da Província Borborema (Van Schmus et al., 2008). (B) Esquema geológico da porção sul da Província Borborema após a compilação feita por Pinho Neto et al. (2019). O retângulo em amarelo, corresponde a área da Figura 2, onde se localiza o *Stock Fazenda Lagoas*.

neoproterozoica entre a placa São Francisco, ao sul, e o Superterreno Pernambuco-Alagoas, ao norte (Brito Neves et al., 1977, 2014; Silva Filho et al., 2002; Oliveira et al., 2010). Esse orógeno é estruturado em seis domínios geológicos (Figura 1), dispostos como faixas orientadas NNW-SSW (Davison e Santos, 1989), nos quais se tem importante granitogênese ediacarana.

No sul do SOS, tem-se o Domínio Estância (Figura 1), que é composto de rochas carbonáticas de muito baixo grau metamórfico (Oliveira et al., 2017). O Domínio Vaza-Barris localiza-se na parte central do SOS e é constituído de rochas sedimentares clásticas e químicas metamorizadas na fácies xisto verde (Santos et al., 1998).

O DM, localizado na parte central do Estado de Sergipe (Figura 1B), é formado por sequência clástica (filitos, meta-renitos e ardósias), xistos com intercalações de lentes de metacarbonatos, calcissilicáticas, itabiritos e rochas vulcânicas (Santos et al., 1998). Essas rochas apresentam metamorfismo de baixo grau e localmente médio nas proximidades dos granitos (Conceição et al., 2016; Lisboa et al., 2019a). O DM é limitado ao norte com o Domínio Poço Redondo, pela ZCBMJ, e ao sul com o Domínio Vaza Barris, pela Zona de Cisalhamento São Miguel do Aleixo (Figura 1). O DM caracteriza-se por apresentar, segundo Conceição et al. (2016, 2017), plutonismo ediacarano cálcio-alcalino e shoshonítico.

O Domínio Marancó é limitado ao sul pela ZCBMJ (Figura 1B). Ele é constituído por sequências metavulcanossedimentares nas fácies xisto verde e anfibolito. As rochas metavulcânicas correspondem, segundo Oliveira et al. (2017), a andesitos cálcio-alcalinos.

O Domínio Poço Redondo (Figura 1B) é composto de migmatitos, biotita gnaisses graníticos, granodioríticos e várias intrusões graníticas (Santos et al., 2001; Pinho Neto et al., 2019; Sousa et al., 2019). Esse domínio faz contato tectônico ao norte com o Domínio Canindé, pela Zona de Cisalhamento Macururé (Santos et al., 2001).

O Domínio Canindé localizado ao norte de Sergipe (Figura 1B), reúne rochas metavulcanossedimentares, granitos e rochas gabroicas do Complexo Canindé (Oliveira et al., 2006). Oliveira et al. (2010) interpretam esse domínio como uma sequência rifte que foi deformada e, posteriormente, amalgamada ao SOS.

## SUÍTES INTRUSIVAS DOS DOMÍNIOS POÇO REDONDO E MACURURÉ

Nos domínios Macururé e Poço Redondo estão presentes sete das suítes intrusivas descritas por Teixeira (2014) para o SOS. Nesse contexto estão identificados e descritos plutonismo toniano (Serra Negra), e os demais corpos correspondem a magmatismo ediacarano, com idades compreendidas entre 631 e 588 Ma:

- Suíte Intrusiva Serra Negra, com idade de  $933 \pm 7$  Ma (Lima et al., 2017), representa magmatismo anorogênico de afinidade alcalina (Carvalho, 2005; Lima et al., 2017), cujas rochas correspondem a gnaisses graníticos e Fe-biotita granitos porfiríticos com fluorita e com abundantes enclaves de anfibolitos (Lima et al., 2017);
- Suíte Intrusiva Sítios Novos, com idade  $631 \pm 16$  Ma (Oliveira et al., 2015a), é formada por rochas equigranulares de granulação média (Oliveira et al., 2015a; Pinho Neto et al., 2019). Dominam granitos e os granodioritos são subordinados. Esses granitos correspondem a rochas cálcio-alcalinas evoluídas ( $> 68\% \text{SiO}_2$ ) com assinatura de arco continental (Pinho Neto et al., 2019);
- Suíte Intrusiva Serra do Catu tem como representante no Domínio Poço Redondo o Batólito Curitiba, cristalizado a  $624 \pm 16$  Ma (Lima, 2016). Esta suíte é constituída de álcali-feldspato sienito, monzonito, sienito, sienogranito e enclaves diversos (Gentil, 2013; Lima, 2016; Soares, 2018). Essas rochas apresentam assinatura geoquímica shoshonítica de arco vulcânico (Gentil, 2013; Lima, 2016; Soares, 2018);
- Suíte Intrusiva Coronel João Sá (Long et al., 2005) tem como melhor representante o Batólito Poço Redondo, de afinidade cálcio-alcalina e com idade de cristalização de  $623 \pm 7$  Ma (Oliveira et al., 2015a). Este batólito é essencialmente formado por granitos com biotita e biotita granitos com abundantes enclaves de migmatitos;
- Suíte Intrusiva Queimada Grande é representada no Domínio Poço Redondo pelo Batólito Rio Jacaré, com idade de cristalização de  $617 \pm 4$  Ma (Sousa et al., 2019). Os corpos desta suíte são constituídos de monzonitos, monzogranitos e granodioritos com texturas equigranular e porfirítica. Apresentam abundância de enclaves máficos microgranulares (Teixeira, 2014; Sousa et al., 2017; Lisboa et al., 2019a). No DM o representante principal desta suíte é o *Stock* Glória Norte, que é constituído, segundo Lisboa et al. (2019a), de quartzo monzonito e monzogranito shoshoníticos com idade de cristalização de  $588 \pm 5$  Ma. Este *stock* é interpretado por Lisboa et al. (2019a) como a expressão do plutonismo pós-colisional no SOS;
- Suíte Intrusiva Glória Xingó 1 corresponde a granitos com duas micas e tem como representante no DM o *Stock* Glória Sul. Este *stock* é constituído de granitos leucocráticos, granitos com muscovita e biotita bem como enclaves máficos sieníticos microgranulares shoshoníticos (Conceição et al., 2016). Os granitos apresentam assinatura geoquímica de magmatismo cálcio-alcalino de alto K;
- Suíte Intrusiva Glória-Xingó 2 é essencialmente constituída de granitos hololeucocráticos a duas micas e muscovita granitos. Essas rochas ocorrem como diques ou

*stocks* que truncam as estruturas regionais (Guimarães e Silva Filho, 1995; Teixeira, 2014). Gouveia (2016), ao estudar o *Stock* Umbuzeiro do Matuto, um dos representantes desta suíte, identificou afinidade geoquímica cálcio-alcálica peraluminosa com assinatura de arco vulcânico.

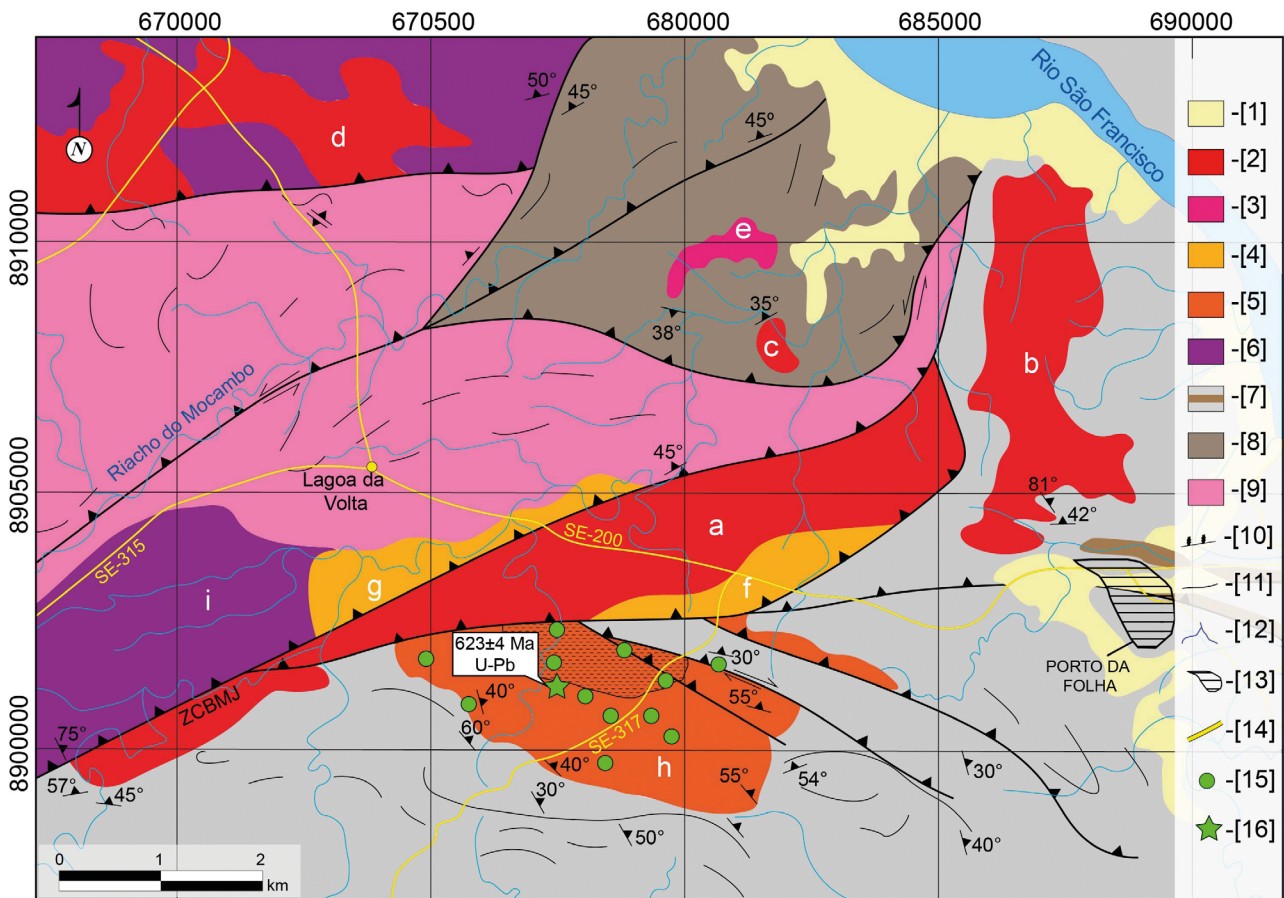
## GEOLOGIA LOCAL

O SFL tem área aproximada de 20 km<sup>2</sup> e apresenta forma alongada WNW-ESE (Figura 2). Os afloramentos são abundantes e formam lajedos de pequeno porte ou blocos ao longo de drenagens temporárias. Esse *stock* faz contatos intrusivos

ao sul, ao leste e ao oeste com as rochas metassedimentares do DM. Ao norte, faz contatos tectônicos por falhas com corpos das suítes intrusivas Serra do Catu e Glória Xingó 2 (Figura 2).

As rochas dominantes no SFL são monzonitos de cor cinza, textura porfirítica, com fenocristais euédricos e subédricos de feldspatos, com tamanhos variando de 1 a 2 cm (Figura 3A), e frequentemente estão orientados pelo fluxo magmático. Esses fenocristais ocorrem imersos em matriz de granulação fina. Nas áreas em que faz contato com a ZCBMJ, os monzonitos apresentam bandamento gnáissico (Figura 3B).

Em alguns afloramentos os monzonitos estão deformados e dispõem-se como camadas claras intercaladas com



**Figura 2.** Mapa geológico da área de ocorrência do *Stock* Fazenda Lagoas, elaborado a partir de Santos et al. (1998) e Teixeira (2014), acrescido dos dados obtidos nesse estudo. (1) Cobertura quaternária; (2) Suíte Intrusiva Glória-Xingó 2 (a = *Stock* Fazenda Fortuna, b = *Stock* Serra do Moreira, c = *Stock* Fazenda Cachoeira, e d = *Stock* Fazenda Exu); (3) Suíte Intrusiva Glória Xingó 1 (e = *Stock* Rio Campos Novos); (4) Suíte Intrusiva Serra do Catu (f = *Stock* Riacho do Mingú e g = *Stock* Fazenda Jurema); (5) Suíte Intrusiva Queimada Grande (h = *Stock* Fazenda Lagoas); (6) Suíte Intrusiva Sítios Novos (i = Batólito Sítios Novos); (7) Domínio Macururé; (8) Complexo Araticum; (9) Complexo Migmatítico Poço Redondo; (10) Zona de Cisalhamento Belo Monte-Jeremoabo; (11) Lineamentos observados em imagens de satélite; (12) Drenagens; (13) Cidade de Porto da Folha; (14) Rodovias estaduais; (15) Afloramento amostrado; (16) Afloramento da amostra SOS-899 onde se obteve a idade U-Pb<sub>Shrimp</sub> em cristais de zircão.

camadas mais escuras que representam enclaves estirados (Figura 3B), apresentando estrutura gnáissica. Tal estrutura indica movimento dextral e é paralela da direção à ZCBMJ. Granitos claros de granulação fina e equigranulares, com raros pequenos enclaves máficos, são observados na porção norte do corpo (Figura 3C).

Enclaves são comuns no SFL e abundantes na porção centro-leste do *stock*, próximo ao contato com a ZCBMJ (Figura 3D). Os enclaves exibem formas elípticas e ameboides com tamanhos que variam de alguns centímetros a até 2 m. Eles apresentam granulação fina e cores que variam de preta a verde-escura. Os contatos dos enclaves com os monzonitos

podem ser de dois tipos: gradual e brusco. Os enclaves com contato gradual contêm abundantes xenocristais de feldspatos, provavelmente provenientes dos monzonitos porfiríticos encaixantes (Figura 3E). Os enclaves com contatos bruscos com os monzonitos são maciços, apresentam-se tamanhos variados e não apresentam a presença de xenocristais (Figura 3F).

O SFL exibe contato intrusivo com as rochas metassedimentares do DM (Figura 3G), que nessa região correspondem a metaritmitos, metapelitos e xistos granádíferos com níveis de quartzo, os quais frequentemente se apresentam boudinados. Nas áreas próximas à ZCBMJ, as



**Figura 3.** Imagens de campo de rochas na região estudada. (A) Textura porfirítica dos monzonitos do Stock Fazenda Lagoas. Os fenocristais de feldspato alcalino são poiquilíticos, os pontos pretos no interior destes cristais correspondem a cristais de biotita. (B) Gnaíse formado por bandas claras com composição monzonítica e as bandas escuras correspondem a enclaves estirados. A direção da orientação é paralela à Zona de Cisalhamento Belo Monte-Jeremoabo. (C) Granito leucocrático de granulação fina com enclave máfico centimétrico. (D) Visão geral de afloramento de monzonito rico em enclave, os quais apresentam diversos formatos. (E) Exemplo de contato gradacional ou difuso entre o enclave máfico e a encaixante monzonítica. (F) Contato brusco e reto entre enclave máfico e encaixante monzonítica. Notar a ausência de xenocristal, uma característica deste tipo de enclave. (G) Visão geral de contato intrusivo do Stock Fazenda Lagoas nas rochas metassedimentares do Domínio Macururé. (H) Textura geral em sienito porfirítico da Suíte Intrusiva Serra do Catu, com fenocristais de feldspato alcalino avermelhado. Os minerais escuros correspondem a anfibólio e biotita. (I) Detalhe do xenólito de rocha metassedimentar do Domínio Macururé imerso na rocha sienítica de granulação fina do Stock Riacho do Mingu.

rochas metassedimentares exibem textura porfiroclástica, com cristais de granada rotacionados pela foliação metamórfica. Nas rochas metassedimentares, tem-se variação composicional, marcada por camadas mais quartzosas e mais micáceas — estrutura interpretada como primária ( $S_0$ ). Nas proximidades da ZCBMJ as rochas metassedimentares apresentam duas foliações paralelizadas ( $S_0/S_1$ ) e concordantes com a direção geral NW-SE dessa zona de cisalhamento.

Os *stocks* Riacho do Mingu e Fazenda Jurema são os representantes da Suíte Intrusiva Serra do Catu na área de estudo (Figura 2). Esses *stocks* afloram ao norte do SFL e apresentam-se alongados na direção NE-SW, bordejando o *Stock* Fazenda Fortuna da Suíte Intrusiva Glória Xingó 2 (Figura 2). Esses corpos são formados por sienitos avermelhados de granulação grossa, porfíricos, com fenocristais de feldspato alcalino centimétricos (até 3 cm) imersos em matriz formada por minerais máficos e feldspatos (Figura 3H). Observou-se nesses *stocks* a presença de diques de sienitos máficos com direção geral E-W e concordantes com a orientação da ZCBMJ, além de xenólitos do DM (Figura 3I).

Os *stocks* graníticos Fazenda Fortuna, Serra do Moreira, Fazenda Cachoeira e Fazenda Exu são corpos no setor estudado representantes da Suíte Intrusiva Glória Xingó 2 (Figura 2). Eles ocorrem nos terrenos do DM, Complexo Gnáissico Araticum e em corpos da Suíte Intrusiva Sítios Novos. As suas rochas exibem textura equigranular, granulação fina e caracterizam-se pela presença de muscovita e, ocasionalmente, biotita.

Os terrenos do Complexo Migmatítico Poço Redondo ocorrem ao norte do SFL. Nessa região os migmatitos correspondem a diatexitos com orientação geral E-W concordante com a direção da ZCBMJ.

## MATERIAIS E MÉTODOS

As missões de campo no SFL permitiram visita a vários afloramentos (Figura 2) e a coleta de 22 amostras de rochas representativas, das quais sete correspondem a enclaves.

As rochas tiveram suas feições macroscópicas descritas com o auxílio de lupa binocular. As lâminas delgadas polidas foram descritas com microscópio petrográfico, com luz transmitida e refletida, e eletrônico de varredura (MEV), com detector de elétrons retroespalhados. Os volumes dos minerais nas rochas foram estimados com base na média da estimativa visual de 30 campos. A análise das texturas foi feita no MEV, após a metalização das lâminas com ouro. O MEV utilizado neste estudo é da marca *Tescan*, modelo Vega 3 LMU, do Laboratório de Microanálises do Condomínio

de Laboratórios Multiusuários das Geociências, na Universidade Federal de Sergipe (CLGeo-UFS).

A determinação das composições químicas pontuais dos minerais neste estudo foi obtida com espectrômetro de energia dispersiva (EDS) instalado no MEV do CLGeo-UFS. O EDS é da marca Oxford Instruments, modelo X-Act. A aquisição dos dados foi feita com *software AZtec 4.0*, rotina *Quant*, que se utiliza das correções ZAF ( $Z$  = número atômico,  $A$  = absorvância e  $F$  = fluorescência). As condições analíticas durante as determinações foram tensão de 20 kV com intensidade de corrente de 17 nA e tempo de contagem médio de 30 segundos. Nessas condições, o feixe de elétrons tem diâmetro de 0,4  $\mu\text{m}$ .

A utilização combinada do detector de BSE e do EDS permitiu que se identificasse diversos minerais acessórios com dimensões inferiores a 0,01 mm, tais quais: ilmenita, magnetita, pirita, barita, monazita, bastnaesita e rutilo. Os cálculos das fórmulas estruturais dos minerais seguiram as recomendações de Deer et al. (2013): feldspatos na base de 8 oxigênios (O), biotita (22 O), anfibólio (23 O) e epidoto (25 O).

As análises químicas dos elementos maiores em 17 amostras representativas foram obtidas com equipamento de fluorescência de raios X do Laboratório de Geoquímica do CLGeo-UFS. A perda ao fogo foi determinada por calcinação a 1.000°C. Os elementos-traço foram obtidos por ICP-MS junto ao laboratório comercial Acme Analytical Laboratories Ltd., Vancouver, Canadá. Os dados geoquímicos foram tratados utilizando-se do *software* CGDkit (Janousek et al., 2006).

Para obtenção das razões isotópicas U-Th-Pb foi utilizada a SHRIMP IIe/MC (Sensitive High Resolution Ion Microprobe), do Laboratório de Geocronologia de Alta Resolução do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo (GeoLab-IGC-USP). A metodologia aplicada neste estudo é a descrita por Sato et al. (2014). Os diagramas Concórdia foram gerados com o auxílio do *software* Isoplot/Ex (Ludwig, 2009).

## PETROGRAFIA E QUÍMICA MINERAL

O SFL é constituído essencialmente de quartzo monzonitos, ocorrendo também monzogranitos, granodioritos e enclaves dioríticos (Figura 4). Os minerais essenciais são feldspato alcalino, plagioclásio, biotita, quartzo e anfibólio. Os minerais acessórios são epidoto, apatita, zircão, titanita, ilmenita, magnetita, barita, monazita, bastnaesita, pirita e rutilo.

As rochas do SFL distribuem-se em dois conjuntos distintos, considerando-se o anfibólio: amostras sem anfibólio e amostras com anfibólio. As rochas com anfibólio foram

identificadas na porção centro-norte do *stock*, próximo à zona de cisalhamento, e são ricas em enclaves. As rochas sem anfibólio distribuem-se nas outras regiões do *stock* e a presença de enclaves é subordinada.

Os monzonitos e granodioritos do SFL são rochas de cor clara, granulação média a grossa e ocasionalmente apresentam textura porfirítica. Nos tipos porfiríticos os fenocristais de feldspato — e ocasionalmente de anfibólio e biotita — são poiquilíticos. Os enclaves apresentam coloração mais escura que os monzonitos e granodioritos encaixantes e exibem granulação fina. A seguir serão apresentados aspectos sobre a textura e a composição química dos minerais das rochas estudadas.

### Feldspatos

Os fenocristais de plagioclásio nas rochas porfiríticas são subédricos e anédricos, com tamanhos que chegam a até 2,5 mm. Alguns desses cristais apresentam zoneamentos composicionais múltiplos (Figura 5A) e estão imersos em matriz fina a muito fina composta de feldspato alcalino, plagioclásio, biotita, anfibólio, minerais opacos, apatita, zircão e epidoto. Nos enclaves o plagioclásio é subédrico e exibe tamanhos variando de 0,1–1 mm. Nessas rochas, o plagioclásio altera-se para mica branca e epidoto (Figura 5B). O feldspato alcalino pertítico dos monzonitos ocorre como fenocristal. Os fenocristais são anédricos e subédricos, exibem tamanhos variando de 2–6 mm, e usualmente apresentam exsolução em forma de flâmulas. O feldspato alcalino inclui cristais de: biotita marrom subédrica (< 0,1 mm); plagioclásio com coroa albítica; titanita; epidoto; biotita e apatita acicular (Figura 5C). A microclina da matriz não exibe exsolução

ou inclusões, e apresenta geminação albíta-periclina bem preservada (Figura 5D).

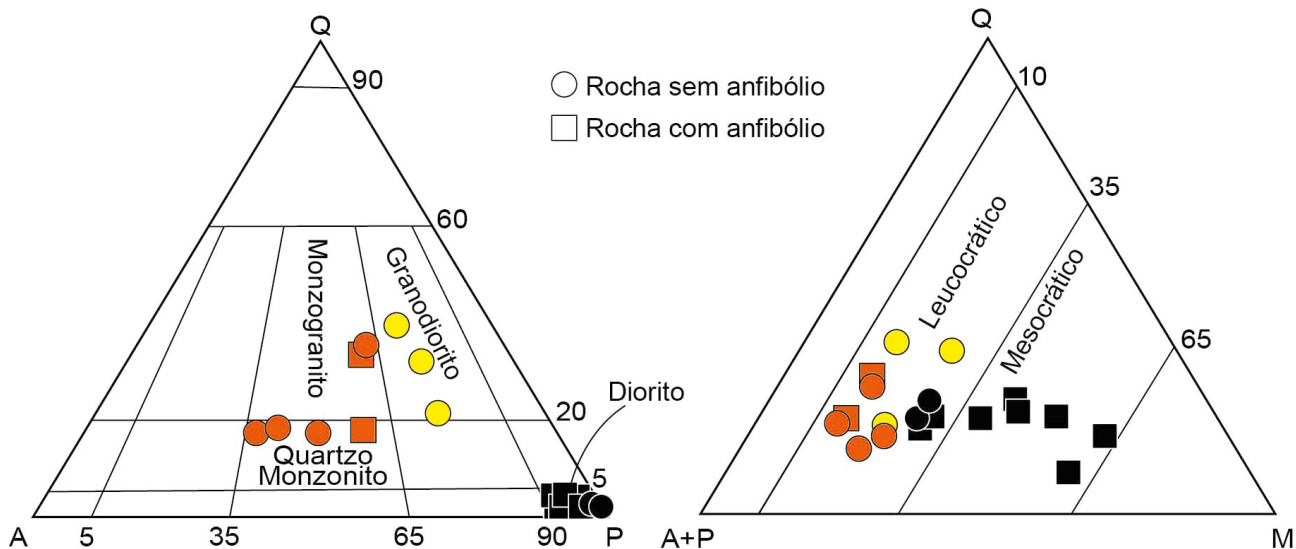
A composição dos cristais de plagioclásio nos monzonitos e granodioritos varia de oligoclásio a andesina (Tabela 1; Figura 6). Nos enclaves os cristais de plagioclásio têm composições de oligoclásio até andesina (Figura 6).

Foram feitos perfis composicionais representativos centro-borda em cristais de feldspatos (Figura 7). No plagioclásio observou-se a presença de zonações inversa e normal (Figura 7A). O bário determinado das análises de feldspato alcalino tem o conteúdo de BaO variando entre 0,4 e 1,2%. Notou-se, em vários cristais, que a relação Ba/K variava do centro para a periferia (Figura 7B). Tal comportamento com aumento na razão Ba/K não é usual no processo de cristalização fracionada, pois o teor de bário no feldspato alcalino tende a decrescer com a diminuição da temperatura (Cox et al., 1996).

### Biotita

A biotita marrom é o mineral máfico mais frequente nas rochas do SFL. Nos monzonitos a biotita ocorre em aglomerados ou intersticial, e seu tamanho situa-se em torno de 1 mm (Figura 5E). Nos enclaves a biotita exibe tamanhos inferiores a 0,7 mm e deformação em *kink* é presente em cristais nas rochas próximas à ZCBMJ. A biotita inclui cristais de: titanita euédrica e subédrica, epidoto euédrico com núcleo de allanita ou anédrico, zircão subeuédrico e minerais opacos anédricos.

Nos cristais de mica analisados os valores da molécula de annita (Fe/Fe + Mg) variam de 0,37 até 0,637

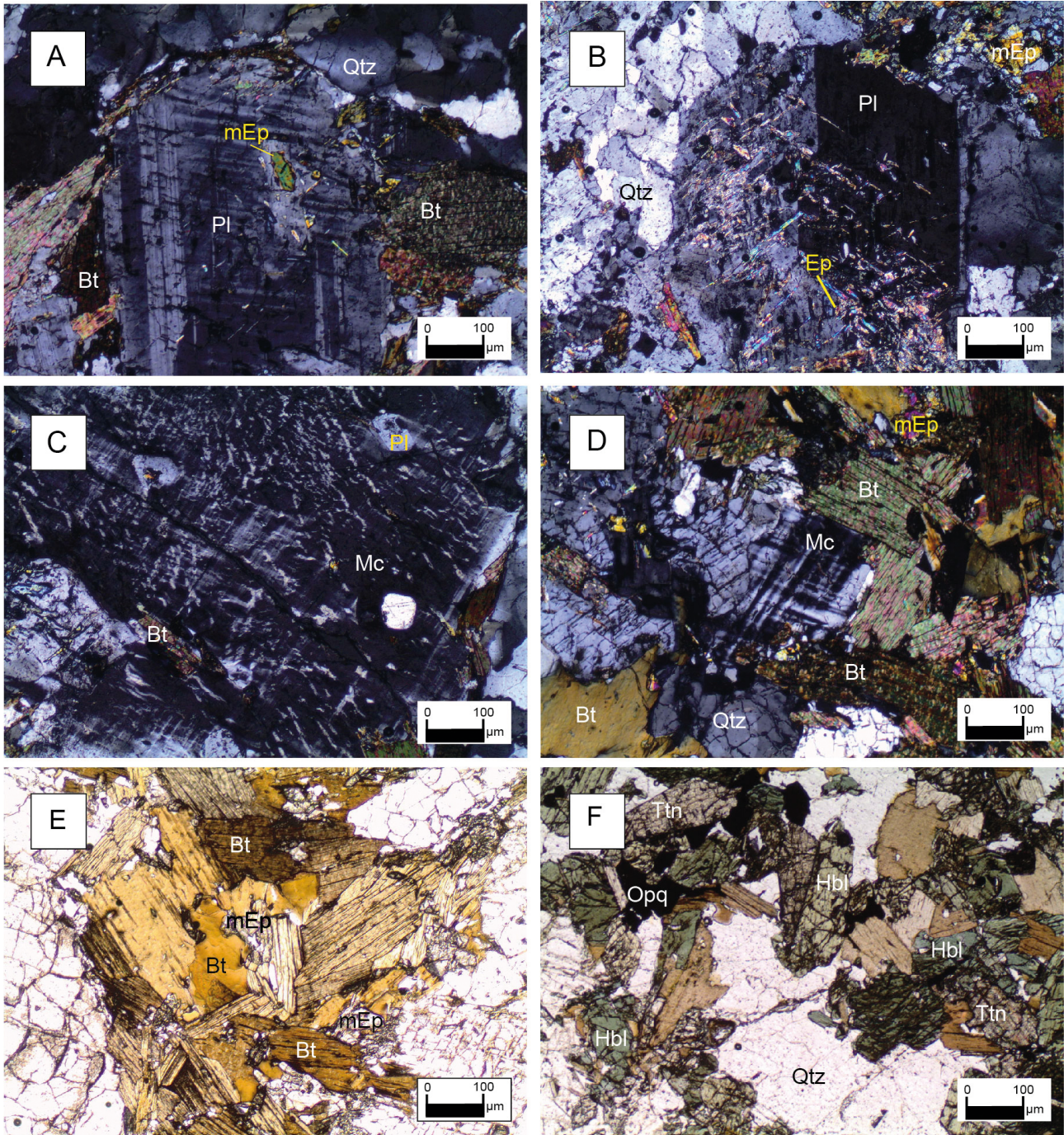


Q: quartzo; P: plagioclásio; A: feldspato alcalino; M: minerais máficos.

**Figura 4.** Diagramas QAP e Q(A + P) M para classificação de rochas ígneas de Streckeisen (1976) aplicados às rochas do Stock Fazenda Lagoas. Enclaves (preto), monzonitos (laranja) e granodioritos (amarelo).

(Tabela 2), posicionando esses cristais no campo da biotita (Figura 8A). Observou-se que a biotita com baixos conteúdos da molécula de annita pertence às rochas com

anfíbólio e essa mica tem percentuais de MgO variando de 9,9 a 14,7%. Os cristais de biotita nas rochas sem anfíbólio têm conteúdo de MgO variando de 8,9 a 12,6%.



Qtz: quartzo; Mc: microclina; Pl: plagioclásio; Bt: biotita; mEp: epidoto primário; Ep: epidoto; Hbl: hornblenda; Opq: minerais opacos; Ttn: titanita.

**Figura 5.** Texturas nas rochas estudadas observadas ao microscópio. (A) Plagioclásio exibindo zoneamento composicional paralelo às faces do cristal (nicóis cruzados). (B) Plagioclásio exibindo alteração para epidoto, carbonato e mica branca (nicóis cruzados). (C) Fenocristal de feldspato alcalino pertítico, exibindo a exsolução em forma de flâmula (nicóis cruzados). (D) Microclina da matriz em monzonito porfírico (nicóis cruzados). (E) Aglomerado de mica bordejando cristal de epidoto primário (luz plano-polarizada). (F) Aglomerado de minerais máficos (luz plano-polarizada).



Nas rochas com anfibólio a biotita apresenta conteúdos de BaO variando de 0,5 a 1,15%. O BaO não foi possível ser determinado nas rochas sem anfibólio, por apresentar conteúdo muito baixo.

A natureza primária, reequilibrada ou tardia/hidrotermal da biotita pode ser inferida a partir de sua composição química (Figura 8B). Os cristais de biotita dos monzonitos, granodioritos e enclaves estudados alocam-se essencialmente no campo da biotita primária reequilibrada e há poucas análises no campo da biotita primária.

### Anfibólios

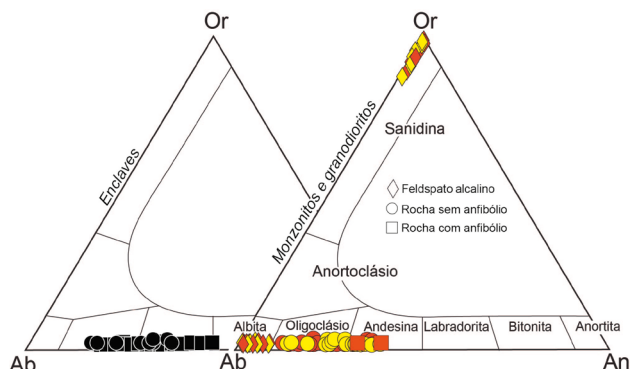
Os cristais de anfibólio nas rochas estudadas são euédricos e subédricos, com pleocroísmo que varia de verde-claro a verde-escuro e geminação simples. Os tamanhos variam de 0,1 mm até 1 mm, com predomínio de 0,5 mm. Os cristais menores ocorrem em *clots* e os maiores (0,5–1 mm) tendem a ocorrer isolados. Apresentam inclusões de: biotita subédrica (< 0,1 mm), epidoto e titanita subédricos (< 0,1 mm), apatita acicular (< 0,1 mm), zircão euédrico (< 0,1 mm). Minerais opacos ocorrem preenchendo fraturas (Figura 5F).

Os dados químicos dos cristais de anfibólio indicam que eles correspondem a anfibólios cálcicos (Tabela 3) e primários ( $Si \leq 7,5$  e  $Ca \geq 1,5$ ). Segundo a classificação de Leake et al. (1997), que se utiliza dos parâmetros #Mg e Si em átomos por fórmula unitária (apfu), os cristais estudados

dos monzonitos correspondem a pargasita e edenita, e nos enclaves se tem exclusivamente pargasita (Figura 9A).

### Epidoto

Nas rochas do SFL, observou-se a presença de epidoto em texturas distintas. O epidoto considerado magmático é subédrico, raramente euédrico, com tamanho em torno de 0,5 mm, tem ocasionalmente inclusão de allanita euédrica no centro do cristal. Em algumas rochas estudadas esses cristais de epidoto apresentam forma ameboide que foi interpretada como produzida pela dissolução parcial.



**Figura 6.** Diagramas Albita (Ab)-Ortoclásio (Or)-Anortita (An) para nomenclatura dos feldspatos dos cristais analisados neste estudo. Enclaves (preto), monzonitos (laranja) e granodioritos (amarelo).

**Tabela 1.** Análises químicas pontuais representativas de cristais de feldspatos das rochas do Stock Fazenda Lagoas. Cálculo da fórmula estrutural com base em oito oxigênios.

Posição	Monzonitos				Granodioritos				Enclaves			
	SOS-897		SOS-902		SOS-899		SOS-999A		SOS-900B		SOS-998C	
	Centro	Centro	Centro	Centro	Centro	Borda	Centro	Borda	Centro	Borda	Centro	Borda
SiO <sub>2</sub>	64,2	61,9	63,9	67,3	61,3	61,3	64,2	63,9	62,7	62,1	65,1	60,7
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,8	24,2	19	20,7	25,1	24,8	18,9	19,2	23,7	24,2	22,3	25,2
CaO		5,2		1,0	3,8	5,6			4,2	4,9	2,7	6,0
Na <sub>2</sub> O	0,8	8,5	0,9	11,0	8,0	8,2	0,6	0,3	9	8,8	10,0	8,1
K <sub>2</sub> O	15,5	0,2	15,0		1,7	0,2	15,8	15,8	0,4			
BaO	0,6		1,2				0,4	0,8				
Total	99,9	100,0	100,0	100,0	99,9	100,1	99,9	100,0	100,0	100,1	100,1	100,0
Si	2,977	2,743	2,641	2,966	2,726	2,717	2,975	2,965	2,611	2,748	2,858	2,694
Al	1,027	1,264	1,373	1,043	1,316	1,295	1,032	1,050	1,405	1,262	1,154	1,318
Ca		0,247			0,181	0,266			0,359	0,232	0,127	0,285
Na	0,720	0,730	0,338	0,045	0,690	0,705	0,054	0,027	0,623	0,755	0,851	0,697
K	0,917	0,011	0,638	0,934	0,096	0,011	0,934	0,935				
Ba	0,011			0,013			0,007	0,015				
Total	5,004	4,996	4,991	5,001	5,009	4,994	5,003	4,991	4,998	4,998	4,990	4,995
Or	93,0	1,1		95,4	10,0	1,2	94,3	97,2				
Ab	7,0	73,9	65,4	4,6	71,3	71,8	5,4	2,8	63,5	76,5	87,0	71,0
An		25,3	34,6		20,8	27,4			36,5	23,5	13,0	29,0

Esses cristais estão incluídos em plagioclásio, biotita e — menos frequentemente — em feldspato alcalino. O segundo tipo de epidoto, considerado como formado por alteração, limita-se a ocorrer incluído em plagioclásio, tem forma variável, tamanhos menores que 0,1 mm e está associado a mica branca e carbonato.

As análises químicas permitiram classificar os cristais de epidoto como Fe-epidoto e Al-epidoto (Figura 9B). Tulloch (1979) utiliza-se do conteúdo de pistacita [%Ps =  $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{3+} + \text{Al}$ ] para separar os cristais magmáticos ( $25 < \%Ps < 30$ ) e hidrotermais ( $\text{Ps}\% < 25$  de alteração do plagioclásio,  $\text{Ps}\% > 30$  é resultado da alteração da biotita). O grupo magmático tem conteúdo de  $\text{Ps}_{20-28}$ . A ocorrência de cristais primários de epidoto inclusos ou parcialmente inclusos em feldspato e biotita é, segundo Liou (1973), pelo fato de eles terem sido preservados. O segundo grupo de epidoto, pós-magmático ( $\text{Ps}_{13-19}$ ), posiciona-se no campo daqueles formados pela desestabilização do plagioclásio.

### Quartzo

O quartzo é anédrico e apresenta tamanhos variando de 0,2 a 1,6 mm, predominando 1 mm. Ocorre essencialmente em aglomerados com formatos diversos. Tem extinção ondulante e exibe contatos: reto com quartzo; reto e serrilhado com os feldspatos; embaiado, serrilhado e reto com a biotita. Apresenta microfaturas preenchidas por biotita e inclusões de: biotita, epidoto, apatita euédrica acicular e titanita euédrica.

### Minerais acessórios

A titanita ocorre euédrica e subédrica, com tamanhos variando de 0,1 a 1,5 mm. Inclui biotita anédrica (<0,1 mm),

anfíbólio anédrico (< 0,1 mm) e zircão euédrico (0,1 mm). Ocorre normalmente associada aos fenocristais de feldspatos. A F-apatita é euédrica e tem hábito acicular com cristais menores que 0,1 mm. O zircão é euédrico e subédrico com tamanho inferior a 0,1 mm.

### GEOCRONOLOGIA U-Pb

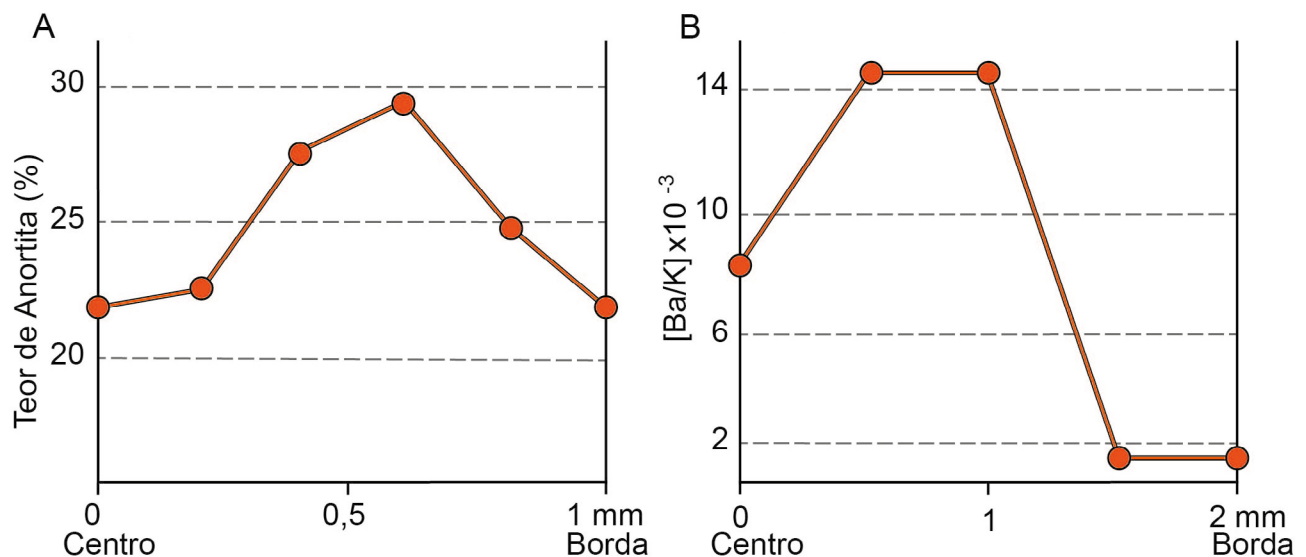
A idade de cristalização do SFL foi determinada utilizando-se a amostra SOS-899, que corresponde a um biotita granodiorito (UTM: 8901044/678075). Foram obtidas imagens de catodoluminescência para selecionar os cristais de zircão. No total, 12 cristais foram selecionados para serem analisados. As áreas escolhidas para análise nesses cristais não apresentavam fraturas ou alterações.

Os cristais de zircão analisados são euédricos, prismáticos, bipiramidais, apresentam zoneamentos e tamanhos (maior comprimento) em torno de 0,01 mm (Figura 10A). Os teores de urânio desses cristais variam de 221 a 495 ppm; os de tório, de 29 a 575 ppm; e a razão Th/U, de 0,07 a 2,01 (Tabela 4).

As análises obtidas forneceram idade Concordia de  $623 \pm 4$  Ma, com MSWD = 0,48 (Figura 10B), considerada como a da cristalização do SFL.

### GEOQUÍMICA

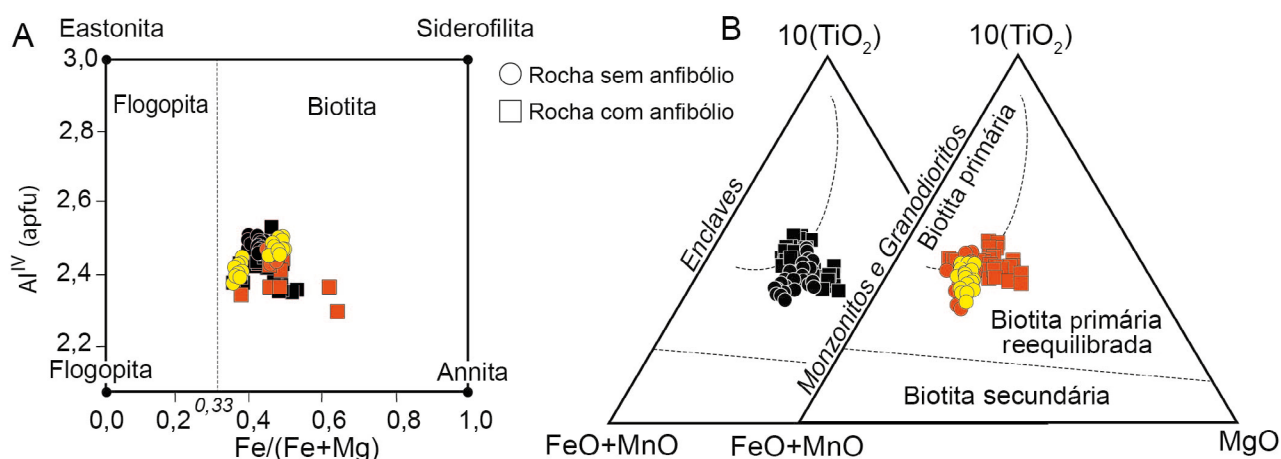
As amostras do SFL apresentam conteúdos de  $\text{SiO}_2$  nos monzonitos variando de 64,3 a 65,3%, e nos granodioritos, de 61,8 a 69,7%. Nos enclaves, os conteúdos de  $\text{SiO}_2$  variam de 48,3 a 60,8%. Os valores de álcalis



**Figura 7.** Perfis composicionais representativos em cristais de feldspatos. (A) plagioclásio, teor de anortita (%An) versus dimensão do cristal (mm). (B) Feldspato alcalino razão  $[\text{Ba}/\text{K}] \times 10^{-3}$  versus dimensão do cristal (mm).

**Tabela 2.** Análises químicas pontuais representativas de cristais de biotita das rochas do Stock Fazenda Lagoas. Cálculo da fórmula estrutural com base em 22 oxigênios. H<sub>2</sub>O\* obtida pela estequiometria.

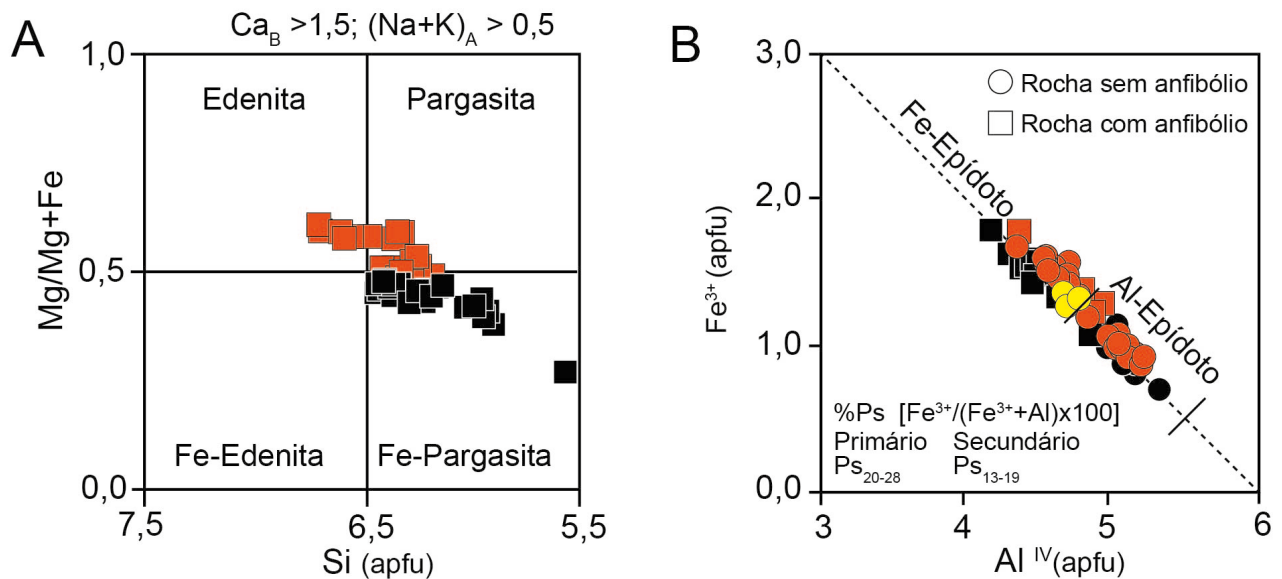
Posição	Monzonitos				Granodioritos				Enclaves			
	SOS-897		SOS-1000A		SOS-899		SOS-999A		SOS-900B		SOS-1000A	
	Centro	Borda	Centro	Borda	Centro	Borda	Centro	Borda	Centro	Borda	Centro	Borda
SiO <sub>2</sub>	36,7	37,3	36,8	37,1	37,2	37,1	38,6	38,3	36,8	37,7	37,2	36,1
TiO <sub>2</sub>	2,4	1,9	2,4	2,2	2,2	2,2	2,1	2,2	1,8	1,9	2,4	2,5
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,9	16,6	17,3	16,5	16,6	16,4	16,8	16,9	16,5	17,6	16,2	15,8
FeO	20,7	20,7	18,1	18,8	20,3	21,1	15,2	15,4	20,6	16,5	23,2	23,5
MnO	0,3	0,3	0,1	0,1	0,3	0,3		0,1	0,3	0,2	0,1	0,2
MgO	8,9	9,3	11,2	11,3	9,3	8,9	14,0	14,2	9,9	12,6	7,5	7,5
K <sub>2</sub> O	9,7	9,8	8,8	9,2	9,9	9,9	9,3	8,9	9,9	9,2	9,4	9,4
BaO			1,1	0,7								
F	0,4	0,5	0,1		0,2	0,2	0,2	0,5	0,1	0,2	0,7	0,9
Cl											0,1	0,1
H <sub>2</sub> O*	3,8	3,9	3,9	3,8	3,9	3,9	4,0	3,8	3,9	4,0	3,5	3,4
O=F,Cl	- 0,2	- 0,1	- 0,1		- 0,1	- 0,1	- 0,1	- 0,2		- 0,1	- 0,3	- 0,4
Total	100,6	99,9	100,0	100,2	100,8	101,0	100,1	100,1	100,8	101,1	100,7	99,8
Si	5,531	5,589	5,549	5,611	5,576	5,578	5,676	5,633	5,539	5,513	5,705	5,634
Al <sup>IV</sup>	2,469	2,411	2,452	2,389	2,424	2,422	2,324	2,367	2,461	2,487	2,295	2,366
	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
Al <sup>VI</sup>	0,667	0,545	0,622	0,551	0,513	0,490	0,588	0,561	0,471	0,538	0,641	0,548
Ti	0,233	0,247	0,273	0,251	0,249	0,250	0,234	0,244	0,207	0,211	0,277	0,293
Fe	1,782	2,068	2,289	2,377	2,542	2,659	1,866	1,889	2,600	2,018	2,983	3,070
Mn	0,012	0,037	0,012	0,013	0,037	0,037		0,012	0,037	0,024	0,012	0,025
Mg	3,028	2,876	2,557	2,551	2,083	2,003	3,073	3,115	2,221	2,739	1,714	1,742
	5,723	5,736	5,724	5,741	5,425	5,439	5,761	5,821	5,535	5,530	5,628	5,679
K	1,865	1,869	1,700	1,775	1,893	1,898	1,747	1,675	1,900	1,718	1,843	1,873
Ba			0,068	0,398								
	1,865	1,869	1,768	1,815	1,893	1,898	1,747	1,675	1,900	1,718	1,843	1,873
OH	3,809	3,763	3,927	4,000	3,905	3,905	3,907	3,767	3,952	3,908	3,634	3,529
F	0,191	0,237	0,047		0,095	0,095	0,093	0,233	0,048	0,092	0,340	0,444
Cl											0,026	0,026
[W]	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000
Total	19,923	20,015	19,492	19,556	19,988	19,993	19,508	19,496	20,041	19,997	19,471	19,552
Fe/(Fe+Mg)	0,370	0,418	0,472	0,482	0,549	0,570	0,377	0,377	0,424	0,424	0,635	0,637



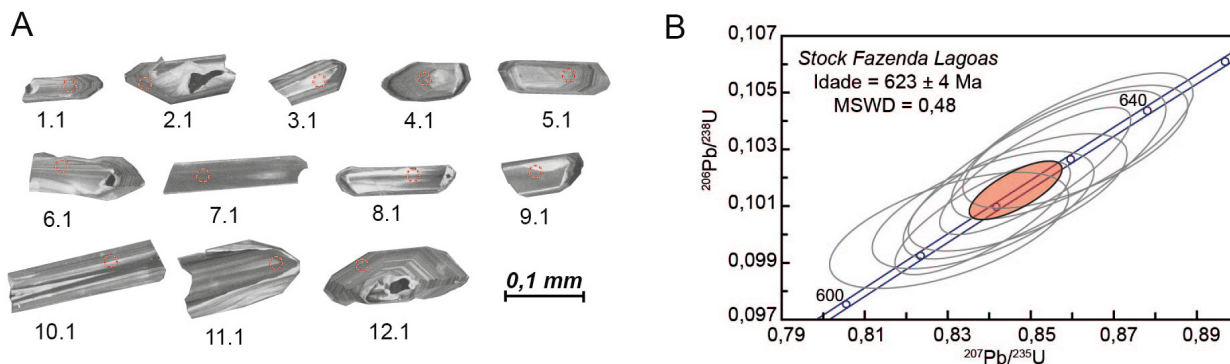
**Figura 8.** Diagramas para a classificação de cristais de biotita. (A) Diagrama Al<sup>IV</sup> versus Fe/(Fe + Mg) para nomenclatura dos cristais de mica (Deer et al., 2013). (B) Diagrama triangular (FeO + MnO)-10.TiO<sub>2</sub>-MgO com campos da biotita primária, primária reequilibrada e secundária segundo Nachit et al. (1985, 2005). Enclaves (preto), monzonito (laranja) e granodiorito (amarelo).

**Tabela 3.** Análises químicas pontuais representativas de cristais de anfibólios das rochas do Stock Fazenda Lagoas. Cálculo da fórmula estrutural com base em 23 oxigênios. H<sub>2</sub>O\* obtida pela estequiometria.

Posição	Monzonitos				Enclaves			
	SOS-998A		SOS-998A		SOS-998C		SOS-998D	
	Centro	Borda	Centro	Borda	Centro	Borda	Centro	Borda
SiO <sub>2</sub>	42,7	43,1	43,2	46,5	46,4	46,3	42,6	41,9
TiO <sub>2</sub>	1,8	0,6	1,1	0,8	1,3	1,5	0,9	1,8
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,7	12,5	14,8	11,1	11,1	11,1	14,2	17,5
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,7	6,1	7,1	5,0	4,9	4,2	4,7	10,8
FeO	12,5	11,2	9,5	9,3	9,3	10,1	13,3	5,1
MnO	0,2	0,2	0,2	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3
MgO	9,9	9,8	9,8	12,1	12,1	11,9	8,6	9,6
CaO	10,9	10,6	9,9	10,7	10,7	10,9	10,8	8,8
Na <sub>2</sub> O	2,2	1,9	2,4	1,7	1,7	1,7	1,9	2,4
K <sub>2</sub> O	1,0	1,0	0,9	1,0	0,9	0,9	1,2	0,9
H <sub>2</sub> O*	2,0	2,0	2,1	2,1	2,1	2,0	2,0	2,1
Total	100,6	99,1	100,9	100,4	100,4	100,3	100,5	101,3
Si	6,312	6,433	6,276	6,720	6,719	6,724	6,311	5,994
Al <sup>VI</sup>	1,688	1,567	1,724	1,280	1,281	1,277	1,689	2,006
	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
Al <sup>VI</sup>	0,530	0,639	0,809	0,608	0,608	0,617	0,790	0,949
Ti	0,196	0,066	0,118	0,085	0,085	0,085	0,098	0,190
Fe <sup>3+</sup>	0,521	0,687	0,774	0,543	0,543	0,457	0,527	1,165
Fe <sup>2+</sup>	1,549	1,403	1,154	1,129	1,129	1,219	1,645	0,615
Mn	0,025	0,025	0,024	0,036	0,036	0,036	0,037	0,036
Mg	2,180	2,180	2,121	2,599	2,599	2,585	1,903	2,046
	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000
Ca	1,722	1,692	1,540	1,656	1,656	1,690	1,710	1,350
Na	0,617	0,539	0,662	0,467	0,467	0,468	0,534	0,652
K	0,185	0,186	0,163	0,180	0,181	0,181	0,222	0,161
	2,524	2,417	2,366	2,304	2,308	2,340	2,466	2,163
OH*	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
Total	17,524	17,417	17,366	17,304	17,305	17,340	17,466	17,163



**Figura 9.** (A) Diagrama Mg/Mg + Fe versus Si (apfu) de Leake et al. (1977) para a classificação de anfibólio cálcico aplicado aos cristais do Stock Fazenda Lagoas. Enclaves (preto) e monzonitos (laranja). (B) Diagrama Fe<sup>3+</sup> (apfu) versus Al<sup>IV</sup> (apfu) de classificação dos minerais do Grupo do Epidoto segundo Holdaway (1972) aplicado aos cristais do SFL. Percentual de pistática (%Ps) = [100.Fe<sup>3+</sup>/(Fe<sup>3+</sup> + Al)] segundo Tulloch (1979). Enclaves (preto), monzonitos (laranja) e granodioritos (amarelo).



**Figura 10.** Imagens dos cristais de zircão do SFL analisados e diagrama de idade de cristalização. (A) Imagem de catodoluminescência dos cristais de zircão analisados Stock Fazenda Lagoas do (amostra SOS-899 — biotita granodiorito). O círculo vermelho representa a posição dos spots. (B) Diagrama concórdia U-Pb para os cristais de zircão da amostra SOS-899 do Stock Fazenda Lagoas.

**Tabela 4.** Dados obtidos nas análises dos cristais de zircão estudados.

Spot	% <sup>206</sup> Pb <sup>a</sup>	U	Th	<sup>232</sup> Th/ <sup>238</sup> U <sup>b</sup>	Razões Isotópicas <sup>c</sup>						Idades (Ma)			
					<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb <sup>d</sup>	1σ	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	1σ	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	1σ	Rho <sup>e</sup>	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	%Disc <sup>f</sup>
1.1	0,06	252	152	0,62	0,06044	0,9	0,8509	1,5	0,1021	1,2	0,78	627 ± 7	620 ± 20	-1
2.1*	0,08	281	74	0,27	0,06027	1,0	0,8058	1,3	0,0970	0,8	0,63	597 ± 5	613 ± 22	+3
3.1	0,10	283	234	0,86	0,06029	1,0	0,8385	1,3	0,1009	0,8	0,64	619 ± 5	614 ± 21	-1
4.1*	0,50	252	113	0,46	0,05983	1,8	0,6957	2,2	0,0843	1,2	0,55	522 ± 6	598 ± 40	+13
5.1	0,14	340	35	0,10	0,06048	0,9	0,8599	1,4	0,1031	1,0	0,74	633 ± 6	621 ± 20	-2
6.1	--	221	219	1,03	0,06056	1,0	0,8608	1,3	0,1031	0,9	0,67	632 ± 5	624 ± 21	-2
7.1	0,04	495	487	1,02	0,06037	0,6	0,8511	1,1	0,1022	0,9	0,81	628 ± 5	617 ± 14	-2
8.1	0,23	310	296	0,99	0,06014	1,1	0,8303	1,4	0,1001	0,8	0,59	615 ± 5	608 ± 25	-1
9.1*	0,35	188	367	2,01	0,06021	1,7	0,8076	1,9	0,0973	0,9	0,47	598 ± 5	611 ± 37	+2
10.1*	0,16	463	575	1,28	0,06050	0,9	0,8094	1,2	0,0970	0,8	0,66	597 ± 5	621 ± 20	+4
11.1	0,11	311	346	1,15	0,06052	1,0	0,8469	1,3	0,1015	0,8	0,65	623 ± 5	622 ± 21	-0
12.1	0,02	464	29	0,07	0,06046	0,6	0,8384	1,0	0,1006	0,8	0,79	618 ± 5	620 ± 14	+0

<sup>a</sup>% <sup>206</sup>Pb<sup>a</sup>: porcentagem de <sup>206</sup>Pb não-radiogênico; <sup>b</sup><sup>232</sup>Th/<sup>238</sup>U<sup>b</sup>: Razão Th/U concentrações em ppm de Th e U calculadas relativamente ao zircão de referência SL13; razões isotópicas<sup>c</sup>: normalizadas em relação ao valor equivalente à idade de referência do zircão TEMORA 2; <sup>d</sup><sup>207</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb<sup>d</sup>: valor do Pb comum corrigido com base no modelo de composição de chumbo de Stacey e Kramers (1975); Rho<sup>e</sup>: Correlação de erro definida como o quociente dos erros propagados das razões <sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U e <sup>207</sup>Pb/<sup>235</sup>U; %Disc<sup>f</sup>: Grau de discordância; \*spots não considerados no cálculo da idade em função da maior discordância.

**Tabela 5.** Análises químicas em amostras representativas de elementos maiores e menores dos monzonitos, granodioritos e enclaves do Stock Fazenda Lagoas.

Amostra	Enclaves						Monzonitos			Granodioritos		
	SOS	SOS	SOS	SOS	SOS	SOS	SOS	SOS	SOS	SOS	SOS	SOS
%	998D	999C	998E	1000B	900B	1000C	902	1000A	900A	899	1004	999A
SiO <sub>2</sub>	48,3	50,1	58,9	59,1	60,1	60,8	64,3	64,4	65,1	61,1	69,2	69,7
TiO <sub>2</sub>	1,5	1,1	1,3	1,3	1,1	1,2	0,8	0,8	0,5	0,8	0,5	0,3
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,6	12,5	15,8	14,8	14,9	14,7	15,4	15,1	16,0	15,7	15,4	15,5
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,1	10,9	7,7	8,9	8,3	7,9	4,8	5,1	3,5	15,7	2,0	1,4
MnO	0,1	0,1	0,1		0,1	0,1						
MgO	4,9	10,7	3,2	2,8	3,2	2,7	1,6	1,7	1,2	2,1	0,7	0,4
CaO	8,1	7,7	5,8	5,3	3,9	4,8	3,6	3,9	3,1	3,8	2,6	2,0
Na <sub>2</sub> O	3,6	2,2	3,9	3,7	3,8	3,6	3,8	3,9	4,2	3,8	4,4	4,5
K <sub>2</sub> O	2,2	2,4	2,0	2,6	3,3	3,0	3,9	3,3	4,1	4,4	3,9	4,9
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,6	0,3	0,5	0,5	0,4	0,4	0,3	0,3	0,2	0,4	0,2	0,2
P.F.	1,0	1,1	0,8	0,8	1,6	0,9	0,7	0,6	0,7	0,6	0,7	0,6
Total	98,9	99,2	99,9	100,4	100,1	100,3	99,2	99,3	98,7	99,1	99,8	99,7

PF: perda ao fogo.

totais ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ) para os monzonitos variam entre 7,2 e 8,6%; para os granodioritos, entre 8,2 e 9,4%; e nas amostras de enclaves, entre 4,6 e 7,1%. O teor de  $\text{TiO}_2$  varia entre 0,6 e 0,8% nos monzonitos; para os granodioritos, entre 0,3 e 0,8%; e para os enclaves, de 1,1 a 1,8% (Tabela 5).

As composições químicas das rochas do SFL (Tabela 5) posicionam-se no diagrama TAS (Figura 11A) nos campos do quartzo monzonito (SOS-897, SOS-899, SOS-900A e 903A), granodiorito (SOS-902 e SOS-1000A) e granito (SOS-999A e SOS-1004). Os enclaves aloca-se nos campos dos monzonito (SOS-900B e SOS-1000B), diorito (SOS-998B, SOS-998C, SOS-998E e 1000C), monzodiorito (SOS-999C), monzogabro (SOS-998D) e gabro (SOS-998A). Percebe-se que as rochas do SFL no diagrama TAS apresentam aumento do conteúdo de álcalis com a elevação de  $\text{SiO}_2$ , sugerindo cristalização tardia de feldspato alcalino e plagioclásio sódico.

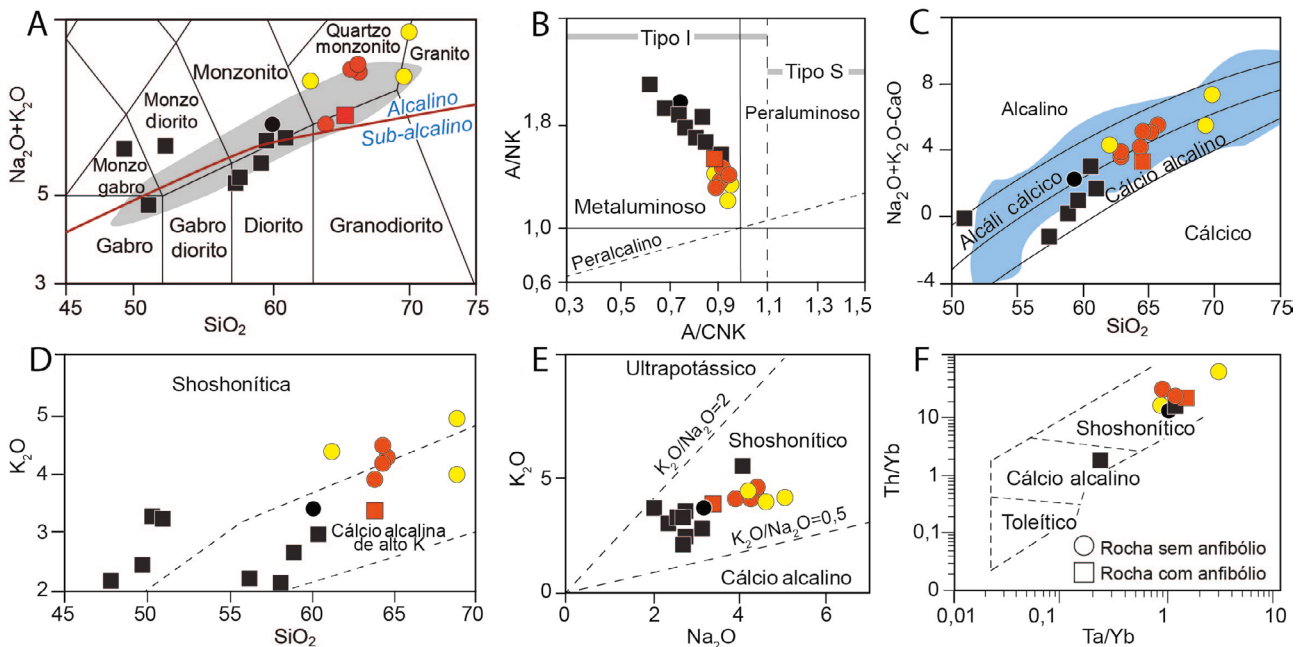
As rochas do SFL são metaluminosas (Figura 10B) e apresentam decréscimo da razão  $[\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})]$ , com aumento da razão  $[\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})]$ . Na Figura 11B percebe-se igualmente que todas as rochas do SFL se aloca no campo definido para granitos do

Tipo I, ou seja, aqueles formados a partir de fusão de fontes ígneas.

A afinidade geoquímica do magma responsável pela formação das rochas do SFL, tanto dos monzonitos quanto dos enclaves, é álcali-cálcica e cálcio-alcaina (Figura 11C). Elas são igualmente potássicas e, em diversos diagramas geoquímicos para elementos maiores e traço, elas aloca-se no campo das suítes shoshoníticas (Figuras 11D, 11E e 11F).

O Ba nos monzonitos varia entre 819 e 1100 ppm; nos granodioritos, de 1.000 a 1.195 ppm; e nos enclaves, de 361 a 642 ppm (Tabela 6). O Sr tem valores entre 471 e 635 ppm nos monzonitos; 560 e 568 ppm nas amostras de granodioritos; e 213 e 493 ppm para os enclaves. Os teores de Nb para os monzonitos variam entre 7,6 e 15,3 ppm; para os granodioritos, entre 5,6 e 10,3 ppm; e nos enclaves, entre 5,2 e 16,8 ppm. O Cr é mais elevado nos enclaves, 40 a 720 ppm, tendo conteúdos entre 40 e 180 ppm nos monzonitos e de 10 a 120 ppm nos granodioritos (Tabela 6).

Os padrões dos espectros dos elementos terras raras (ETR) das amostras estudadas apresentam fracionamento dos  $\text{ETR}_{\text{Leves}}$  com relação aos  $\text{ETR}_{\text{Pesados}}$  (Figura 12A), variando a relação de 21 a 104  $[\text{Ce}_N/\text{Yb}_N]$  (Tabela 6). Essas curvas



**Figura 11.** Diagramas de classificação geoquímica de rochas aplicados as rochas do Stock Fazenda Lagoas. (A) Diagrama ( $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ ) versus  $\text{SiO}_2$ , com os campos das rochas plutônicas de Middlemost (1994). A área cinza corresponde à composição de rochas shoshoníticas no Domínio Macururé (Oliveira, 2014; Conceição et al., 2016; Fontes et al., 2018; Santos et al., 2019; Lisboa et al., 2019a). (B) Diagrama  $\text{A/CNK}$   $[\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})]$  versus  $\text{A/NK}$   $[\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})]$  segundo Maniar e Piccoli (1989). (C) Diagrama  $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO})$  versus  $\text{SiO}_2$  com campos definidos por Frost et al. (2001). Área azul corresponde à composição dos granitos caledonizados segundo Frost et al. (2001). (D) Diagrama  $\text{K}_2\text{O}$  versus  $\text{SiO}_2$  de Peccerillo e Taylor (1976). (E) Diagrama  $\text{K}_2\text{O}$  versus  $\text{Na}_2\text{O}$  de Turner et al. (1996). (F) Diagrama bilogarítmico  $\text{Th/Yb}$  versus  $\text{Ta/Yb}$  de Pearce (1983). Enclave (preto), monzonito (laranja) e granodiorito (amarelo).

apresentam fraca anomalia negativa em Eu, usualmente interpretada como indicativo de fracionamento de feldspato (Figura 12A). Amostras de enclaves exibem padrões com geometria muito próximas daquelas apresentadas pelos monzonitos. A amostra SOS-999C apresenta para La, Ce, Pr e Nd concavidade bem acentuada, o que, segundo LaTourrette et al. (1995), é indicativo de fracionamento de anfibólio ou, alternativamente, pode refletir mais baixo conteúdo mineral acessório rico em La e Ce (*e.g.*, apatita).

## DISCUSSÃO

O SFL localiza-se no limite tectônico entre os domínios Poço Redondo e Macururé. As rochas do SFL são afetadas

pela ZCBMJ e os monzonitos adquirem estrutura gnáissica. A foliação magmática presente nas rochas do SFL é paralela à foliação encontrada nas rochas metassedimentares, sugerindo que a colocação desse *stock* seja sincrônica à deformação regional. A estrutura gnáissica nas rochas é paralela à zona de cisalhamento e gera foliação magmática nos monzonitos, sugerindo que essa zona de cisalhamento foi ativa durante a cristalização do SFL.

A idade U-Pb<sub>Shrimp</sub> em zircão de  $623 \pm 4$  Ma obtida para o SFL neste estudo é interpretada como a da cristalização magmática. A presença de magmatismo potássico foi descrita no Superterreno Pernambuco-Alagoas (STPA) por Silva Filho et al. (2016). Esses autores reuniram o plutonismo potássico em três grupos relativos à colisão entre o Cráton São Francisco e o STPA, com o

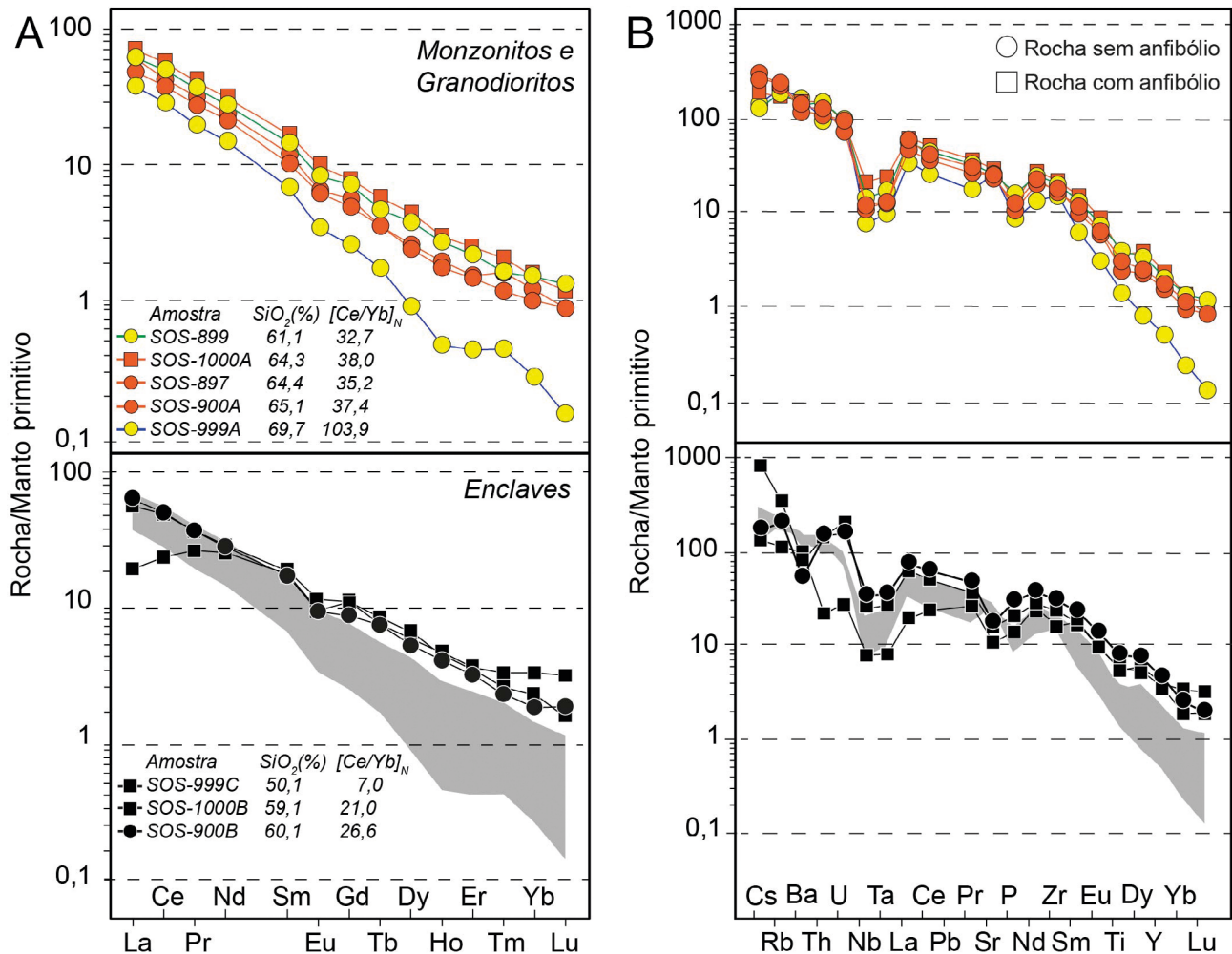
**Tabela 6.** Análises químicas de elementos traços em amostras de monzonito, granodiorito e enclaves do Stock Fazenda Lagoas.

Amostra	Enclaves			Monzonitos			Granodioritos	
	SOS 999C	SOS 1000B	SOS 900B	SOS 1000A	SOS 897	SOS 900A	SOS 899	SOS 999A
V	201	191	157	109	68	63	93	35
Cr	720	40	210	40	110	180	120	10
Ba	642	610	524	1100	911	819	1000	1195
Rb	68,8	120	202	112	143,5	140,5	123	135
Sr	213	493	319	635	471	519	560	568
Y	16,8	17,4	15,4	11,2	7,9	7	9,7	2,4
Zr	170	345	248	250	177	195	233	175
Nb	5,2	16,8	16,4	15,3	8,3	7,6	10,3	5,6
Th	1,74	15,05	11,85	13,2	10,5	8,99	13,1	8,34
U	0,57	2,5	4,15	2	1,5	1,96	2,07	2,16
Ga	26,2	32,7	38	27,8	29,2	29	29,2	31,3
Sn	3	4	7	2	2	3	4	2
Ta	0,3	1,1	1	1	0,5	0,5	0,7	0,4
Hf	5,1	9,3	7,7	6,9	5,5	6	6,7	5,9
Cs	2,96	3,52	17,75	4,33	5,77	6,5	2,92	3,29
La	12,6	36,3	40,8	45,1	39,5	31,1	39,7	24,6
Ce	39,7	82	83,8	93	70,8	62,5	82,1	47,4
Pr	6,73	9,38	9,33	10,3	8,07	6,97	9,17	4,91
Nd	31,9	36,2	35,2	38,6	29,6	26,6	34	18,5
Sm	7,26	7,64	7,04	6,77	4,92	4,13	5,87	2,75
Eu	1,49	1,79	1,46	1,5	1	0,95	1,26	0,53
Gd	6,07	6,08	4,79	4,24	3,07	2,66	3,87	1,4
Tb	0,76	0,85	0,75	0,56	0,35	0,35	0,46	0,17
Dy	4,03	4,53	3,63	2,96	1,74	1,61	2,55	0,61
Ho	0,71	0,68	0,62	0,44	0,29	0,26	0,4	0,07
Er	1,62	1,56	1,43	1,08	0,67	0,64	0,95	0,19
Tm	0,23	0,18	0,16	0,14	0,11	0,08	0,11	0,03
Yb	1,49	1,03	0,83	0,65	0,53	0,44	0,66	0,12
Lu	0,22	0,11	0,13	0,08	0,06	0,06	0,09	0,01
Σ_ETR	114,8	188,3	190,0	205,4	160,7	138,4	181,2	101,3
Eu/Eu*	0,69	0,80	0,77	0,85	0,79	0,88	0,81	0,82
Ce <sub>N</sub> /Yb <sub>N</sub>	7	21	26,6	37,7	35,2	37,4	32,8	104

clímax entre 618 e 610 Ma. O primeiro grupo, representado pelo Batólito Serra do Catu, tem idade de cristalização de  $632 \pm 5$  Ma, e é considerado como precoce a sincrônico à colisão. O segundo grupo, com idade entre 610 e 618 Ma, é interpretado como magmatismo sincrônico à colisão e tem como representante o Batólito Água Branca no STPA. A idade obtida para o SFL indica que esse *stock* é o representante do magmatismo potássico sincrônico à colisão no SOS. O terceiro grupo de corpos potássicos tem idade de cristalização de 590 Ma e é considerado intrusivo posterior à colisão. No STPA, o magmatismo pós-colisional é representado pelo *Stock* Águas Belas (Silva Filho et al., 2016), e no SOS, pelo *Stock* Glória Norte (Lisboa et al., 2019a).

SFL é formado por monzonitos e granodioritos porfiríticos de granulação média a grossa bem como por enclaves dioríticos microgranulares. A granulação

é mais fina nos enclaves em relação aos monzonitos encaixantes. Essa diferença de granulação entre enclave e encaixante é usualmente interpretada na literatura como evidência da coexistência de magmas máfico e félsico (Fernandez e Barbarin, 1991). A presença de dois tipos de enclaves máficos microgranulares no SFL, um maciço e outro porfirítico com xenocristais de feldspato, sugere a existência, no mínimo, de dois pulsos de magmas máficos. A existência de afloramentos com enclaves dispersos e em outros com diques sin-plutônicos indica que o aporte de magmas máficos ocorreu em períodos distintos quando da estruturação do SFL. Segundo Fernandez e Barbarin (1991), enclaves dispersos ocorrem quando a taxa de cristalização do magma félsico é baixa (10–15%) e a presença de diques sin-plutônicos se processa com taxas mais elevadas de cristalização do magma félsico (30–35%).



**Figura 12.** Diagramas multielementares com amostras do *Stock* Fazenda Lagoas. (A) Diagrama elementos terras raras normalizado pelo condrito de Boynton (1984). (B) Diagrama multielementar normalizado pelo manto primitivo de McDonough e Sun (1995). Enclaves (preto), monzonitos (laranja) e granodioritos (amarelo).



A presença de rochas e enclaves com e sem anfibólio no SFL sugere a existência de interação(ões) de magmas com graus de evolução/hibridação distintos. As rochas com anfibólio que ocorrem na parte norte do SFL são portadoras de plagioclásio mais cálcico e biotita mais magnesiânica. Esses dados podem indicar que as rochas com anfibólio tenham se cristalizado com temperaturas mais elevadas e/ou sejam menos hibridizadas que as sem anfibólio.

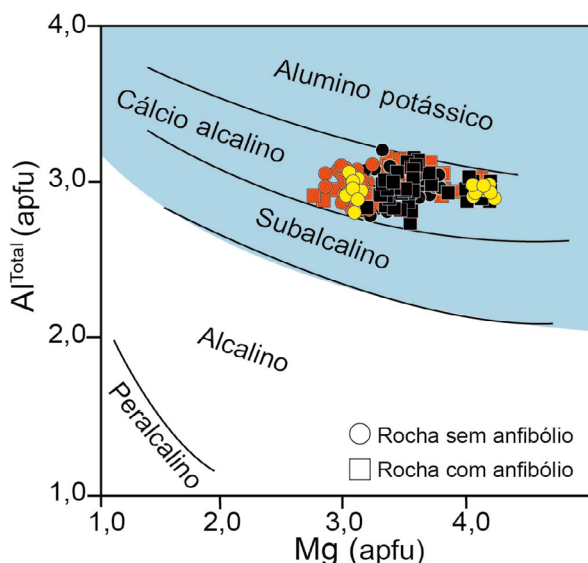
A evolução do magma SFL, representada pelos monzonitos e granodioritos, é complexa, e a existência de zoneamentos composicionais múltiplos em plagioclásio (normal e inverso) e feldspato alcalino (inverso) indica que esse magma evoluiu por cristalização fracionada (zonação normal) e, esporadicamente, picos de temperatura ou descompressão de voláteis podem explicar a zonação inversa nesses feldspatos. Aportes de magmas máficos no SFL materializado pela presença de enclaves podem justificar essas texturas.

A composição química da biotita magmática nas rochas, como é o caso dos cristais de biotita das rochas do SFL (Figura 13), permite inferir a natureza geoquímica do magma que a formou (e.g., Nachit et al., 1985). As composições dos cristais estudados alocam-se no campo da biotita cristalizada a partir de magma orogênico, o que é compatível com a ambiência de colisão proposta para o SOS.

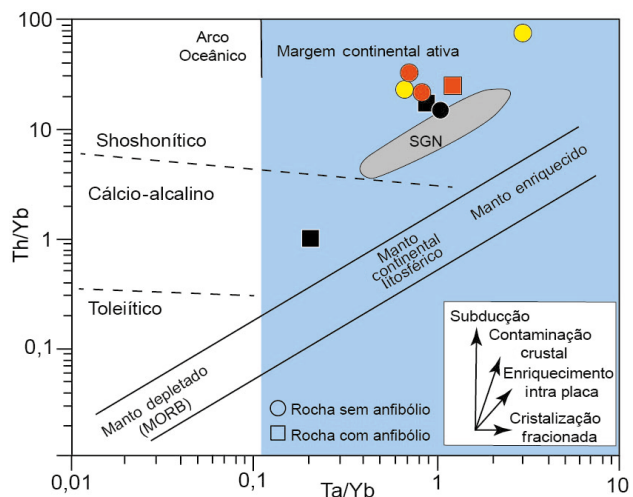
O conteúdo de alumínio total em cristais de anfibólio magmáticos pode ser utilizado para inferir a pressão

de sua cristalização (e.g., Anderson e Smith, 1995). A presença de anfibólio cálcico magmático em associação com oligoclásio, feldspato alcalino, biotita, titanita, magnetita, ilmenita e quartzo, segundo Anderson e Smith (1995), permite que o anfibólio seja utilizado para cálculo da pressão. Neste estudo, para o cálculo da pressão, utilizou-se a equação:  $P_{(Kbar)} = -3,92 + 5,03 \cdot Al^{Total}$ , de Hammarstrom e Zen (1986). Optou-se por utilizar nessa equação os valores de alumínio total do centro cristais analisados, objetivando evitar a influência de alterações ou reequilíbrios posteriores que normalmente afetam a periferia dos cristais. Obtiveram-se como resultados pressões de 6,7–7,8 kbar para a cristalização do anfibólio dos monzonitos e de 7,2–8,1 kbar para os enclaves. Existe superposição dos valores de pressão (7,2–7,8 kbar), indicativo de que a cristalização do anfibólio nessas rochas ocorreu a profundidades médias de 25–30 km. Pressões similares foram encontradas nos monzonitos shoshoníticos e enclaves ultrapotássicos do Stock Monzonítico Glória Norte (Lisboa et al., 2019b), indicando que a cristalização do anfibólio nesses corpos foi em profundidades similares.

Os dados geoquímicos de elementos maiores e elementos-traço evidenciam que o magma responsável pela formação do SFL tem filiação shoshonítica. A presença nas rochas do SFL de várias das feições geoquímicas descritas por Morrison (1980) para associações shoshoníticas: baixo enriquecimento em Fe,  $Na_2O + K_2O > 5\%$ ,



**Figura 13.** Diagrama  $Al^{Total}$  (apfu) versus Mg (apfu) para a discriminação de associações magmáticas alumino-potássica (peraluminosa), cálcio-alcalina, subalcalina, alcalina e peralcalina segundo Nachit et al. (1985). Suítes orogênicas (área azul) e anorogênicas (área branca). Monzonito (laranja), granodiorito (amarelo) e enclave (preto).



**Figura 14.** Diagrama discriminante de ambiente tectônica  $Th/Yb$  versus  $Ta/Yb$  de Pearce (1983) aplicado às rochas estudadas. Os vetores indicando as influências da subducção, contaminação crustal, enriquecimento intraplaca e cristalização fracionada são indicados. A área cinza corresponde à evolução apresentada pelas rochas do Stock Monzonítico Glória Norte (SGN) após Lisboa et al. (2019a).

alta razão  $K_2O/Na_2O$  com progressivo decréscimo com aumento do  $SiO_2$ , enriquecimento em P, Rb, Sr, Ba, Pb e  $ETR_{Leves}$ , baixo  $TiO_2$ , mais alto e variável conteúdo de  $Al_2O_3$  (14–19%). Frost et al. (2001) chamam a atenção para o comportamento da evolução química de corpos ígneos no diagrama MALI (Modified Alkali-Lime index). Caso essas evoluções ultrapassem os limites dos campos (alcalino, álcali-cálcico, cálcio-alcalino e cálcico) no diagrama MALI, verifica-se uma feição indicativa da presença e mistura entre magmas. O SFL apresenta tal comportamento (Figura 11C), o que é mais um argumento que se adiciona àqueles identificados em campo e na petrografia para a existência de processo de mistura entre magma máfico e félsico.

Nos diagramas multielementares normalizado pelo manto primitivo (Figura 12B) constata-se a presença de anomalias negativas em Ti, Nb, Ta e P. Tal comportamento é uma assinatura de magmas de fontes similares ao arco magmático bem descrita na literatura (e.g., Ringwood, 1990; Foley e Wheller, 1990). Utilizando-se do diagrama Th/Yb *versus* Ta/Yb de Pearce (1983), percebe-se que as amostras das rochas do SFL plotam no campo dos magmas de margem continental ativa (Figura 14), de forma similar ao comportamento presente no *Stock* Monzonítico Glória Norte, situado igualmente no DM.

## CONCLUSÕES

O SFL (20 km<sup>2</sup>) tem idade de cristalização de  $623 \pm 4$  Ma, é um corpo alongado no sentido SE-NW, intrusivo nos metassedimentos do DM e na sua região norte é afetado pela ZCBMJ, a qual gera nessas rochas estrutura gnáissica.

O SFL é constituído essencialmente de monzonitos, existindo monzogranitos e granodioritos subordinados, e os enclaves máficos têm composições de dioritos e gabros. As relações de campo, bem como a presença de enclaves esparsos e de diques sin-plutônicos, indicam que o aporte de magmas máfico na câmara magmática Fazenda Lagoas ocorreu em vários momentos durante a evolução magmática desse corpo.

Os dados químicos da biotita permitiram identificar a afinidade orogênica do SFL, e os dos feldspatos, a assinatura de processo de cristalização fracionada e mistura entre magmas. Inferiu-se que a cristalização do anfibólio magmático se iniciou entre 25–30 km de profundidade, o que é compatível com resultados obtidos em outros corpos de afinidade shoshonítica no DM.

Os dados químicos de elementos maiores e traço de rocha total permitiram identificar as afinidades geoquímicas shoshonítica para os magmas presentes no SFL. A idade

associa o *stock* estudado ao magmatismo shoshonítico sincrônico à colisão da parte sul da Província Borborema, e esse magmatismo apresenta características de arco vulcânico, o que é compatível com a ambiência geológica do SOS advogada por vários pesquisadores.

## AGRADECIMENTOS

O presente trabalho foi realizado com apoio da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior – Brasil (CAPES) — Código de financiamento 001. Diego Melo Fernandes agradece à CAPES sua bolsa de mestrado. Os autores expressam igualmente agradecimento ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) o suporte financeiro para alcançar os objetivos do trabalho (Processos: 384713/2015-7, 405387/2016-4, 310391/2017-2, 311008/2017-8). Este trabalho é parte da dissertação de mestrado do primeiro autor, que foi realizada no Laboratório de Petrologia Aplicada à Pesquisa Mineral (LAPA-UFS). Aos professores doutores que Carlos Dinges Marques de Sá (UFS) e Jailma Santos de Souza de Oliveira (UFBA), que avaliaram a dissertação, expressamos nossos agradecimentos pelas críticas e sugestões que enriqueceram o trabalho. Gostaríamos igualmente de agradecer as contribuições dos revisores da revista: Prof. Júlio Cesar Mendes (UFRRJ) e Prof. Lauro Valentim Stoll Nardi (UFRGS).

## REFERÊNCIAS

- Anderson, J. L., Smith, D. R. (1995). The effects of temperature and  $fO_2$  on the Al-in-hornblende barometer. *American Mineralogist*, 80, 549-559.
- Boynton, W. V. (1984). Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: P. Henderson (Ed.), *Rare Earth Element Geochemistry*, p. 63-114. Nova York: Elsevier.
- Brito Neves, B. B., Fuck, R. A., Pimentel, M. M. (2014). The Brazilian collage in South America: a review, A colagem Brasileira na América do Sul: uma revisão. *Brazilian Journal of Geology*, 44(3), 493-518. <https://doi.org/10.5327/Z2317-4889201400030010>
- Brito Neves, B. B., Sial, A. N., Albuquerque, J. P. T. (1977). Vergência centrífuga residual no sistema de dobramentos Sergipano. *Revista Brasileira de Geociências*, 7(2), 102-114.

- Bueno, J. F., Oliveira, E. P., McNaughton, N., Laux, J. H. (2009). U-Pb dating of granites in the Neoproterozoic Sergipano Belt, NE-Brazil: implications for the timing and duration of continental collision and extrusion tectonics in the Borborema Province. *Gondwana Research*, 15(1), 86-97. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2008.06.003>
- Carvalho, M. (2005). *Evolução tectônica do Domínio Marancó-Poço Redondo: Registro das orogêneses Cariris Velhos e Brasileira na Faixa Sergipana, NE do Brasil*. Tese (Doutorado). Campinas: UNICAMP.
- Conceição, H., Rosa, M. L. S., Conceição, J. A., Lisboa, V. A. C., Pereira, F. S., Teles, D. S., Fernandes, D. M., Sousa, E. S., Cruz, J. W. S., Rezende, H. J. C., Oliveira, I. R., Souza, J. M. D., Oliveira, I. L. (2017). Magmatismos no Domínio Macururé, Sistema Orogênico Sergipano: estado do conhecimento. *XXVII Simpósio de Geologia do Nordeste*. João Pessoa: SBG.
- Conceição, J. A., Rosa, M. L. S., Conceição, H. (2016). Sienogranitos leucocráticos do Domínio Macururé, Sistema Orogênico Sergipano: Stock Glória Sul. *Brazilian Journal of Geology*, 46(1), 63-77. <https://doi.org/10.1590/2317-4889201620150044>
- Cox, R. A., Dempster, T. J., Bell, B. R., Rogers, G. (1996). Crystallization of the Shap Granite: Evidence from zoned K-feldspar megacrysts. *Geological Society Journal*, 153(4), 625-635. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.153.4.0625>
- Davison, I., Santos, R. (1989). Tectonic Evolution of the Sergipano 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. A., Howie, R. A., Zussman, J. (2013). *An introduction to the Rock-Forming Minerals*. 3. ed. Londres: Longman.
- Fernandez, A., Barbarin, B. (1991). Relative rheology of coeval mafic and felsic: nature of resulting interaction process. Shape and mineral fabrics of mafic microgranular enclaves. In: J. Didier, B. Barbarin. (Eds.), *Enclaves and Granite Petrology*, 116-128. Oxford: Elsevier.
- Foley, S., Wheller, G. (1990). Parallels in the origin of the geochemical signatures of island arc volcanic and continental potassic igneous rocks. *Chemistry Geology*, 85(1-2), 1-18. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(90\)90120-V](https://doi.org/10.1016/0009-2541(90)90120-V)
- Fontes, M. P., Conceição, H., Rosa, M. L. S., Lisboa, V. A. C. (2018). Minettes do Stock Monzonítico Glória Norte: evidência de magmatismo ultrapotássico pós-orogênico, com assinatura de subducção, no Sistema Orogênico Sergipano. *Geologia USP. Série Científica*, 18(1), 51-66. <https://10.11606/issn.2316-9095.v18-133599>
- Frost, B. R., Barnes, C. G., Collins, W. J., Arculus, R. 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>
- Gaston, G., Santos, R. (1988). Geoquímica de alguns granitóides do Sistema de Dobramentos Sergipano. *XXXV Congresso Brasileiro de Geociências*, 3, 1037-1052. Belém: SBG.
- Gentil, T. F. C. (2013). *Petrologia e Geoquímica do Batólito Shoshonítico Serra do Brejo no Domínio Poço Redondo, Faixa Sergipana (Sul da Província Borborema)*. Dissertação (Mestrado). São Cristóvão: Universidade Federal de Sergipe.
- Gouveia, G. (2016). *Contribuições à petrografia e geoquímica do Stock Umbuzeiro do Matuto, Sistema Orogênico Sergipano*. Monografia (Trabalho de Conclusão de Curso). São Cristóvão: Universidade Federal de Sergipe.
- Guimarães, I., Silva Filho, A. (1995). An example of in situ granite formation in the northern boundary of the Proterozoic Sergipano fold belt, NE Brazil: the Xingó Complex. *Journal of South American Earth Sciences*, 8(3-4), 341-354. [https://doi.org/10.1016/0895-9811\(95\)00018-B](https://doi.org/10.1016/0895-9811(95)00018-B)
- Hammarstrom, J. M., Zen, E. (1986). Aluminum in hornblende: an empirical igneous geobarometer. *American Mineralogist*, 71(11-12), 1297-1313.
- Holdaway, M. J. (1972). Thermal stability of Al-Fe epidote as a function of  $fO_2$  and Fe content. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 37(4), 307-340. <https://doi.org/10.1007/BF00371011>
- Hutton, D. H. W. (1982). A tectonic model for the emplacement of the Main Donegal Granite, NW Ireland. *Journal of Geological Society*, 139(5), 615-631. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.139.5.0615>
- Janousek, 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/egl013>

- LaTourrette, T., Hervig, R. L., Holloway, J. R. (1995). Trace-Element Partitioning Between Amphibole, Phlogopite, and Basanite Melt. *Earth and Planetary Science Letters*, 135(1-4), 13-30. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(95\)00146-4](https://doi.org/10.1016/0012-821X(95)00146-4)
- Leake, B. E., Woolley, A. R., Arps, C. E. S., Birch, W. D., Gilbert, M. C., Grice, J. D., Hawthorne, F. C., Kato, A., Kish, H. J., Krivovichev, V. G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J. A., Maresch, W. V., Nickel, R. H., Rock, N. M. S., Schumacher, J. C., Smith, D. C., Stephenson, N. C. N., Ungaretti, L., Whittaker, E. J. W., Youzhi, G. (1997). Nomenclature of amphiboles: Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names. *American Mineralogist*, 9(3), 623-651. <https://doi.org/10.1127/ejm/9/3/0623>
- Lima, D. R. (2016). *Caracterização petrológica e geoquímica do Pluton Curitiba, Domínio Poço Redondo, Cinturão Sergipano*. Dissertação (Mestrado). Recife: Universidade Federal de Pernambuco.
- Lima, R. G., Rosa, M. L. S., Conceição, H. (2017). Petrografia e química mineral do Batólito Serra Negra, Domínio Poço Redondo, Sistema Orogênico Sergipano. *XXVII Simpósio de Geologia do Nordeste*. João Pessoa. SBG: Núcleo BA/SE.
- Liou, J. G. (1973). Synthesis and stability relations of epidote,  $\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{FeSiO}_3\text{O}_{12}(\text{OH})$ . *Journal of Petrology*, 14(3), 381-413. <https://doi.org/10.1093/petrology/14.3.381>
- Lisboa, V. A. C., Conceição, H., Rosa, M. L. S., Fernandes, D. M. (2019a). 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>
- Lisboa, V. A. C., Conceição, H., Rosa, M. L. S., Lamarão, C. N., Marques, G.T. (2019b). Compositional variations and crystallization conditions of amphibole in the ultrapotassic mafic microgranular enclaves of the monzonitic Glória Norte Stock, Sergipano Orogenic System. *Brazilian Journal of Geology*, no prelo.
- Long, L. 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. (2009). *Squid 2: a user's manual*. Berkeley: Berkeley Geochronology Center, Special Publication.
- 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:TDO G>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1989)101<0635:TDO G>2.3.CO;2)
- McDonough, W. F., Sun, S. S. (1995). The Composition of the Earth. *Chemical Geology*, 120(3-4), 223-253. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)00140-4](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)00140-4)
- 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)
- Morrison, G.W. (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)
- Nachit, H., Ibhi, A., Abia, E. H., Ohoud, M. B. (2005). Discrimination between primary magmatic biotites, reequilibrated biotites and neofomed biotites. *Comptes Rendus Geoscience*, 337(16), 1415-1420. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2005.09.002>
- Nachit, H., Razafimahefa, N., Stussi, J. M., Caron, J. P. (1985). Composition chimique des biotites et typologie magmatique des granitoïdes. *Comptes Rendus Hibdomadmrcj de l'Académie des Sciences*, 301, 813-818.
- Oliveira, A. C. S. (2014). *Petrogênese Do Stock Granítico Monte Alegre, Nordeste Do Domínio Macururé, Faixa Sergipana*. Dissertação (Mestrado). São Cristóvão: Universidade Federal de Sergipe.
- Oliveira, E. P., Bueno, J. F., McNaughton, N. J., Silva Filho, A. F., Nascimento, R. S., Donatti-Filho, J. P. (2015a). 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., Toteu, S. F., Araújo, M. N. C., Carvalho, M. J., Nascimento, R. S., Bueno, J. F., McNaughton, N., Basilici, G. (2006). Geologic correlation between the Neoproterozoic Sergipano belt (NE Brazil) and the Yaoundé schist belt (Cameroon, Africa). *Journal of African Earth Sciences*, 44(4-5), 470-478. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2005.11.014>
- Oliveira, E. P., McNaughton, N. J., Windley, B. F., Carvalho, M. J., Nascimento, R. S. (2015b). Detrital zircon U-Pb geochronology and whole-rock Nd-isotope constraints on sediment provenance in the Neoproterozoic Sergipano orogen, Brazil: From early passive margins to late foreland basins. *Tectonophysics*, 662, 183-194. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2015.02.017>

- Oliveira, E. P., Windley, B., Araújo, M. N. 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>
- Oliveira, E. P., Windley, B. F., McNaughton, N. J., Bueno, J. F., Nascimento, R. S., Carvalho, M. J., Araújo, M. N. C. (2017). The Sergipano Belt. In: M. Heibron, U. G. Cordani, F. F. Alkmim (Eds.), *São Francisco Craton, Eastern Brazil: Tectonic Genealogy of a Miniature Continent*, 1, 241-254. [https://doi.org/10.1007/978-3-319-01715-0\\_13](https://doi.org/10.1007/978-3-319-01715-0_13)
- Pearce, J. A. (1983). Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: C. J. Hawkesworth, M. J. Norry (Eds.), *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*, 230-249. Cambridge: Shiva.
- Peccerillo, A., Taylor, S. R. (1976). Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 58, 63-81. <http://dx.doi.org/10.1007/BF00384745>
- Pereira, F. S. (2019). *Petrogênese da Suíte Máfica do Domínio Macururé, Sistema Orogênico Sergipano, Setor Sul da Província Borborema*. Dissertação (Mestrado). São Cristóvão: Universidade Federal de Sergipe.
- 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://dx.doi.org/10.11606/issn.2316-9095.v19-152469>
- 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)
- Santos, I. S., Conceição, H., Rosa, M. L. S., Marinho, M. M. (2019). Magmatismos shoshonítico e cálcio-alcálico de alto potássio (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. A., Martins, A. A. M., Neves, J. P., Leal, R. A. (1998). *Geologia e recursos minerais do estado de Sergipe*. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Salvador: Serviço Geológico do Brasil (CPRM). 156 p.
- Santos, R. A., Martins, A. A. M., Neves, J. P., Leal, R. A. (2001). *Texto Explicativo do Mapa Geológico do Estado de Sergipe*. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLGB. Geologia e recursos minerais do Estado de Sergipe. Escala 1:250.000. Brasília: CPRM/DIEDIG/DEPAT/CODISE.
- Sato, K., Tassinari, C. C. G., Basei, M. A. S., Siga Júnior, O., Onoe, A. T., Souza, M. D. (2014). Sensitive High Resolution Ion Microprobe (SHRIMP IIe/MC) of the Institute of Geosciences of the University of São Paulo, Brazil: analytical method and first results. *Geologia USP. Série Científica*, 14(3), 3-18. <https://doi.org/10.5327/Z1519-874X201400030001>
- Sial, A. N., Toselli, A. J., Saavedra, J., Parada, M. A., Ferreira, V. P. (1999). Emplacement, petrological and magnetic susceptibility characteristics of diverse magmatic epidote-bearing granitoid rocks in Brazil, Argentina and Chile. *Lithos*, 46(3), 367-392. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(98\)00074-7](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(98)00074-7)
- Silva Filho, A. F., Guimarães, I. P., Santos, L., Armstrong, R., Van Schmus, W. R. (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 American Earth Sciences*, 68, 134-154. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jsames.2015.12.013>
- Silva Filho, M. A., Torres, H. H. F. (2002). A New Interpretation on the Sergipano Belt domains. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 74(3), 556-557. <http://dx.doi.org/10.1590/S0001-37652002000300049>
- Soares, H. S. (2018). *Petrografia, química mineral e geoquímica dos stocks Monte Pedral, Santa Maria, Boa Esperança, Bom Jardim e Niterói, Sistema Orogênico Sergipano*. Dissertação (Mestrado). São Cristóvão: Universidade Federal de Sergipe.
- Sousa, C. S., Soares, H., Pinho Neto, M. A., Oliveira, D. B., Rosa, M. L. S., Conceição, H. (2017). Batólito Bela Vista, Sistema Orogênico Sergipano, Nordeste do Brasil: Geologia, Petrografia, Geoquímica e Química Mineral. *XXVII Simpósio de Geologia do Nordeste*. João Pessoa: SBG.
- Sousa, C. S., Soares, H. S., Rosa, M. L. S., Conceição, H. (2019). Petrologia e geocronologia do Batólito Rio Jacaré, Domínio Poço Redondo, Sistema Orogênico Sergipano, NE do Brasil. *Geologia USP. Série Científica*, 19(2), 171-194. <https://dx.doi.org/10.11606/issn.2316-9095.v19-152494>

- Stacey, J. S., Kramers, J. D. (1975). Approximation of Terrestrial Lead Isotope Evolution by a 2-Stage Model. *Earth and Planetary Science Letters*, 26(2), 207-221. [https://dx.doi.org/10.1016/0012-821X\(75\)90088-6](https://dx.doi.org/10.1016/0012-821X(75)90088-6)
- Streckeisen, A. (1976). To each plutonic rocks 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)
- Teixeira, L. (2014). *Mapa geológico e de recursos minerais do estado de Sergipe, escala 1:250.000*. Salvador: CPRM/CODISE.
- Tulloch, A. J. (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>
- Turner, S., Arnaud, N., Liu, J., Rogers, N., Hawkesworth, C., Harris, N., Kelly, S., Van Calsteren, P., Deng, W. (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, 45-71. <https://doi.org/10.1093/petrology/37.1.45>
- Van Schmus, W. R., Oliveira, E. P., Silva Filho, A. F., Toteu, S. F., Penaye, J., Guimarães, I. P. (2008). Proterozoic links between the Borborema Province, NE Brazil, and the Central African Fold Belt. *Geological Society London*, 294(1), 69-99. <https://doi.org/10.1144/SP294.5>