

**GEOCRONOLOGIA E GEOQUÍMICA DO ORTOGNAISSE SÃO
SEBASTIÃO DO PARAÍSO: EVIDÊNCIA DE ARCO MAGMÁTICO
PALEOPROTEROZOICO NA FAIXA BRASÍLIA, GOIÁS**

*GEOCHRONOLOGY AND GEOCHEMISTRY OF THE SÃO SEBASTIÃO DO PARAÍSO
ORTHOgneiss: PALEOPROTEROZOIC EVIDENCE OF A PALEOPROTEROZOIC MAGMATIC
ARC IN THE BRASÍLIA BELT, GOIÁS*

**Pedro Henrique dos SANTOS¹, Guillermo Rafael Beltran NAVARRO², Thaís Güitzlaf
LEME³, Antenor ZANARDO², Antonio Carlos ARTUR²**

¹Graduação em Geologia. Universidade Estadual Paulista. Instituto de Geociências e Ciências Exatas. Avenida 24-A, Bela Vista – Rio Claro – SP. E-mail: pedro.h.santos@unesp.br

²Universidade Estadual Paulista. Instituto de Geociências e Ciências Exatas. Departamento de Geologia. Avenida 24-A, Bela Vista – Rio Claro – SP. E-mails: guillermo.navarro@unesp.br, antenor.zanardo@unesp.br, ac.artur@unesp.br

³Universidade Estadual Paulista. Instituto de Geociências e Ciências Exatas. Pós-graduação em Geociências e Meio Ambiente. Avenida 24-A, Bela Vista – Rio Claro – SP. E-mail: thais.g.leme@unesp.br

Introdução
Métodos analíticos
Geologia local
Resultados
Petrografia
Geoquímica
Geocronologia
Conclusões
Agradecimentos
Referências
Apêndice

RESUMO - Na região a noroeste de Caldas Novas, Goiás, intercalado em metassedimentos do Grupo Araxá, ocorre uma lente de ortogneisse (denominado de ortogneisse São Sebastião do Paraíso), que foi inicialmente correlacionado como parte dos granitoides tipo Rio Piracanjuba. Este trabalho tem por objetivo apresentar dados isotópicos (Sm/Nd rocha total), geocronológicos (U/Pb em cristais de zircão) e de geoquímica de rocha total desta ocorrência. O ortogneisse aflora como uma lente quilométrica, orientada no sentido E-W, intercalado com metassedimentos do Domínio Sequência Quartzítica, representado por biotita-muscovita ortogneisse e/ou muscovita-biotita ortogneisse, de composição monzogranítica a granodiorítica, constituído por quartzo, microclínio, oligoclásio/andesina, biotita e muscovita e, como minerais acessórios ocorrem epidoto, allanita, zircão, apatita, titanita e minerais opacos. O ortogneisse possui composição cálcio-alkalina a álcali-cálcica e peraluminosa, com enriquecimento em LILE em relação à ETR. A geocronologia U/Pb resultou em idade de cristalização de $2.140,28 \pm 7,83$ Ma e idade modelo $T_{DM(Nd)}$ de 2.203,4 Ga, com $\epsilon_{Nd(t)}$ positivo de 2,43. Os dados isotópicos e geoquímicos indicam que o ortogneisse formou-se em um evento magmático juvenil (arco magmático) ocorrido no Paleoproterozoico e corresponde a uma lasca tectônica do embasamento da Faixa Brasília alojada nos metassedimentos do Grupo Araxá.

Palavras-chave: Ortogneisse. Geocronologia. Paleoproterozoico. Arco Magmático.

ABSTRACT - In the NW Caldas Novas region (Goiás), interleaved within Araxá Group metasediments, occurs an orthogneiss lens (named São Sebastião do Paraíso orthogneiss), which was initially correlated as part of the Rio Piracanjuba-type granitoid. This paper aims to present isotopic (Sm/Nd whole rock), geochronological (U/Pb zircon), and whole rock geochemistry data of this occurrence. The orthogneiss crops out as an E-W-oriented kilometric lens, interleaved within Quartzite Sequence Domain metasediments, mainly represented by biotite-muscovite orthogneiss and/or muscovite-biotite orthogneiss, showing monzogranitic to granodiorite composition and bearing quartz, microcline, oligoclase/andesine, biotite, and muscovite and, as accessory minerals include epidote, allanite, zircon, apatite, titanite, and opaque minerals. The orthogneiss exhibits calcium-alkaline to alkaline-calcium and peraluminous composition, with LILE enrichment in comparison to REE. U/Pb geochronology yields a crystallization age of 2140.28 ± 7.83 Ma, with a $T_{DM(Nd)}$ model age of 2203.4 Ga (positive $\epsilon_{Nd(t)}$ of 2.43). The isotopic and geochemical data indicate that the orthogneiss was formed in a Paleoproterozoic juvenile magmatic event (magmatic arc) and corresponds to a Brasília Belt basement fragment hosted in the Araxá Group metasediments.

Keywords: Orthogneiss. Geochronology. Paleoproterozoic. Magmatic Arc.

INTRODUÇÃO

Rochas paleoproterozoicas (embasamento) ocorrem ao longo da Faixa Brasília Setentrional. Essas rochas são constituídas por sequências metavulcanossedimentares (Sequência Almas-Dianópolis, Sequência Campi Norte) e expo-

sições de rochas ortognáissicas (Bloco Almas-Cavalcante) e intrusivas graníticas diversas, com idades de cristalização entre 2,04 a 2,45 Ga (Pimentel et al., 2016). Muitas rochas mostram idades modelo $T_{DM(Nd)}$ mais antigas que as idades

de cristalização, sugerindo que grande parte destes terrenos são resultado de retrabalhamento de crosta siálica arqueana (Pimentel et al., 2016).

Na Faixa Brasília Meridional, na região sul do estado de Goiás, as rochas paleoproterozoicas são representadas por ortognaisses (Granito Jurutuba) e pela sequência metavulcanossedimentar Silvânia (Figura 1). As idades de cristalização destas rochas variam entre 2,09 a 2,12 Ga, com idades modelo $T_{DM(Nd)}$ variando entre 2.076,7-2.518,8 Ma e valores de $\epsilon_{Nd(t)}$ positivo (2,52-3,35) (Fischel et al., 2001). A ausência de mapeamentos geológicos de detalhe, não permite até o

momento delimitar com exatidão a extensão destes terrenos. Estas unidades ocorrem associadas a rochas granulíticas do Complexo Anápolis-Itauçu, considerado como “núcleo metamórfico” (crosta inferior?) da Faixa Brasília. As idades modelo do Complexo Anápolis-Itauçu variam entre 1,37-2,30 Ga, sugerindo que estas rochas são produto de retrabalhamento, em parte de rochas paleoproterozoicas, associadas a rochas mais jovens (meso- a neoproterozoicas). A idade de cristalização das rochas granulíticas varia entre 630 a 760 Ma, e as idades do auge metamórfico em torno de 650-640 Ma (Piuzana et al., 2003).

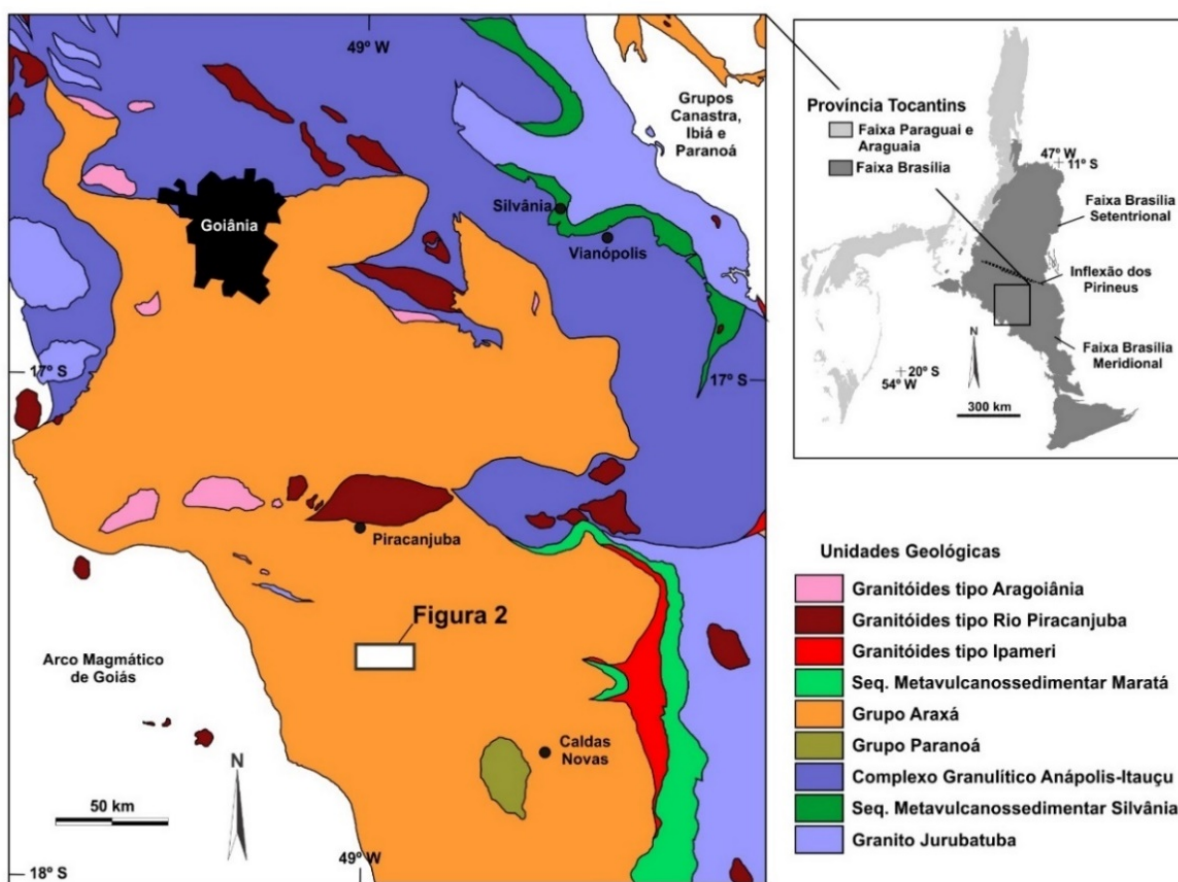


Figura 1 – Mapa Geológico simplificado da Faixa Brasília na região sul do Estado de Goiás. Modificado de Piuzana et al. (2003), Valente et al. (2004).

Diversos corpos intrusivos graníticos (granitóides tipo Rio Piracanjuba), com idades de cristalização U/Pb entre 630 e 650 Ma, ocorrem associados ao Complexo Anápolis-Itauçu, cuja origem ainda não é bem conhecida. Os dados de U/Pb e Sm/Nd permitem inferir que as fontes dos magmas são uma mistura de material juvenil (Neoproterozoico) e paleoproterozoico, formado durante o auge metamórfico (Piuzana et al., 2003), e alternativamente que a fonte dos magmas são rochas supracrustais (metassedimentos) neoproterozoicos, cujas fontes seriam rochas paleo a

neoproterozoicas (Piuzana et al., 2003).

Acima do complexo na região ocorrem rochas metassedimentares do Grupo Araxá, representadas por metassedimentos pelíticos, psamopelíticos e psamíticos, metamorfisados em fácies anfíbolito intermediário (Navarro et al., 2009, 2011, 2019). As idades modelo $T_{DM(Nd)}$ e U/Pb em cristais de zircão detríticos mostram que a proveniência destes metassedimentos é predominantemente, rochas neoproterozoicas, que são atribuídas ao Arco Magmático de Goiás, com contribuições de rochas paleoproterozoicas, rela-

cionadas ao embasamento da Faixa Brasília e/ou ao Cráton do São Francisco (Pimentel et al., 2001; Navarro et al., 2013, 2017, 2019).

Diversos corpos metamáficos e metaultramáficos ocorrem intercalados nos metassedimentos do Grupo Araxá, e são associados a partes de mélanges ofiolíticas (Simões, 2005; Navarro & Zanardo, 2005). Corpos intrusivos graníticos peraluminosos (granitoides tipo Aragoiânia e Ipameri) deformados (ortognaisses) ocorrem encaixados nos metassedimentos do Grupo Araxá. Os granitoides tipos Ipameri são classificados como granitos do tipo-S e tipo-A, sendo interpretados como derivados da fusão de metassedimentos do Grupo Araxá (Lacerda Filho, 1994; Oliveira, 1994; Pimentel et al., 1999a, b), posicionados em zonas miloníticas, apresentando diversos graus de deformação, desde protomilonitos até ultramilonitos.

Os granitoides tipo Aragoiânia são peraluminosos do tipo-S, sin-tectônicos, apresentando coloração cinza claro, granulação fina a média e às vezes com texturas miloníticas a ultramiloníticas. Ocorrem intercalados nos metassedimentos do Grupo Araxá, concordantes com a foliação S2 (Lacerda Filho, 1994; Oliveira, 1994). Idade U/Pb obtida para o ortognaisse Mairipotaba, pertencente a esta unidade, foi de $607,8 \pm 3,3$ Ma, interpretada como idade de cristalização deste granito (Navarro et al., 2010).

MÉTODOS ANALÍTICOS

Foram selecionadas sete amostras de ortognaisse para estudos litogeoquímicos de elementos maiores, menores e traços. As análises químicas foram realizadas pelo Laboratório Acme (*Analytical Laboratories LTD*, Vancouver, Canadá). Os elementos maiores (SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , P_2O_5 e o Cr_2O_3) foram analisados por Espectrômetro de Emissão por Plasma Indutivamente Acoplado (ICP-ES), após fusão utilizando metaborato/tetraborato de lítio e digestão em ácido nítrico diluído, sendo a perda ao fogo (*loss on ignition* - LOI) determinada pela diferença de peso da amostra antes e depois do aquecimento a 1.000°C por quatro horas. Os elementos traços (Cs, Rb, Ba, Th, U, Nb, Ta, Sr, Zr, Hf, Y) e elementos terras-raras (ETR: La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu) foram analisados em Espectrômetro de Massa com Plasma Indutivamente Acoplado (ICP-MS), após fusão utilizando metaborato/tetraborato de lítio e

Os granitoides tipo Rio Piracanjuba são crustais porfiríticos e apresentam composição granítica a tonalítica, são leuco a mesocráticos, de filiação cálcio-alcálica, e ocorrem principalmente no Complexo Anápolis-Itaçu. São representados por biotita metagranitos a metatonalitos porfiríticos, encontrados ao longo de zonas de cisalhamento dúctil, o que confere ao material o desenvolvimento de estruturas protomiloníticas a ultramiloníticas, apresentando, na maioria das vezes, bandamento gnáissico. Na região de Caldas Novas, intercalado entre os metassedimentos do Grupo Araxá e a rochas associadas ao Granito Jurubatuba, ocorre uma estreita faixa orientada no sentido N-S, onde afloram rochas associadas à Sequência Metavulcanossedimentar Maratá, de idade neoproterozoica, constituída por metassedimentos, metamáficas e metavulcânicas (Valente et al., 2004).

Na região a NW de Caldas Novas, intercalado em metassedimentos do Grupo Araxá, ocorre uma lente de ortognaisse, denominado de ortognaisse São Sebastião do Paraíso (OSSP), que foi inicialmente correlacionado como parte dos granitoides tipo Rio Piracanjuba (Simões, 2005). Este trabalho tem por objetivo apresentar dados isotópicos (Sm/Nd rocha total), geocronológicos (U/Pb em cristais de zircão) e geoquímicos desta ocorrência, com o escopo de caracterizar a idade e fonte dessa rocha.

digestão em ácido nítrico, sendo que para os metais Cd, Cu, Mo, Ni, Pb e Zn a digestão foi por água régia. O tratamento dos dados geoquímicos e a construção de diagramas foram realizados com o uso do programa *MINPET* versão 2.02 (Richard, 1995). Os resultados das análises geoquímicas são apresentados na tabela 1 (Apêndice), e a localização das amostras, na Figura 2.

Uma amostra (SSP1) foi selecionada para análise isotópica U/Pb em cristais de zircão. As análises foram realizadas no Laboratório de Geocronologia, do Instituto de Geociências, da Universidade Federal de Brasília (UnB), segundo o método descrito por Bühn et al. (2009). As leituras das razões foram realizadas por espectrômetro de massa multicoletor com ablação a laser (LA-ICP-MS), modelo *Finnigan MAT 262* em modo estático. Os resultados das análises isotópicas em cristais de zircão são mostrados na tabela 2 (Apêndice).

A amostra (SSP1) também foi selecionada

para análise isotópica Sm/Nd (rocha total). A análise isotópica foi feita no Laboratório de Geocronologia e Isótopos Radiogênicos (LAGIR), da Faculdade de Geologia, da Universidade do Estado do Rio de Janeiro, segundo o método descrito por Valeriano et al. (2009). As leituras das razões foram realizadas utilizando o

espectrômetro de massa por ionização térmica *TRITON-TI*. A razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ foi normalizada em função da razão $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de 0,7219 (La Jolla). Os valores de T_{DM} foram calculados usando o modelo de manto empobrecido de De Paolo (1981). Os resultados das análises são mostrados na tabela 3 (Apêndice).

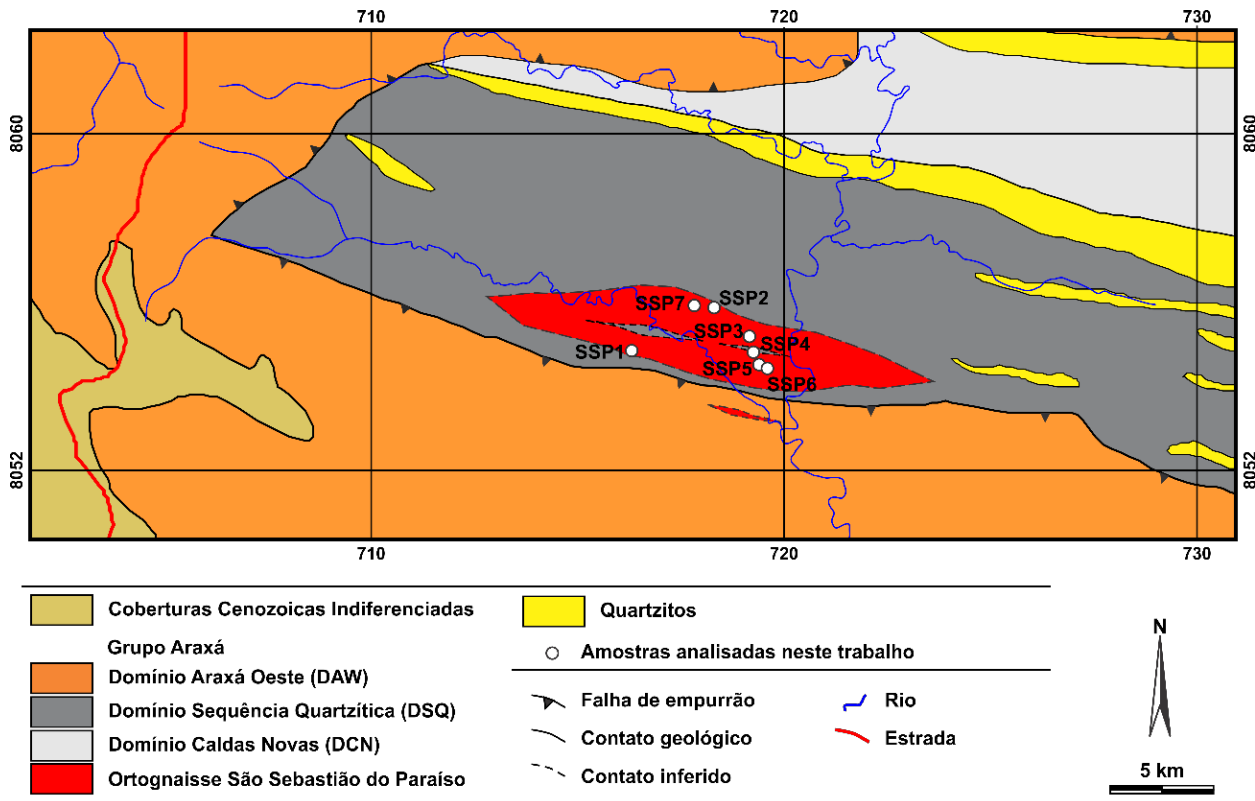


Figura 2 – Mapa geológico simplificado da área de estudo. Modificado de Simões (2005).

GEOLOGIA LOCAL

O Grupo Araxá foi definido primeiramente por Barbosa (1955) como Formação Araxá, na região de Araxá (Minas Gerais), estendendo-se aproximadamente 700 quilômetros na direção NW-SE, desde S-SW de Minas Gerais até NW de Goiás. Posteriormente, Barbosa et al. (1969) estenderam a denominação “Grupo Araxá” para o norte do estado de Goiás (regiões de Amaralina, Araguaia, Araguaçu, Canabrava, Niquelândia, Peixe, São Miguel e Uruaçu). Barbosa et al. (1970a, b) expandiram também o grupo para a porção sudeste do estado de Goiás (Folha Catalão) e para a porção centro-sul do estado de Goiás (Folhas Anápolis, Campo Alegre de Goiás, Ipameri, Luziânia, Morrinhos e Pirenópolis).

O Grupo Araxá, ao longo da Faixa Brasília, é constituído predominantemente por rochas metassedimentares psamíticas e pelíticas, com intercalações de gnaisses, intrusivas graníticas, e lentes de rochas metamáficas e metaultramáficas associadas.

Simões (2005) dividiu o Grupo Araxá na porção sul do estado de Goiás em Domínio do Grupo Araxá Oeste (DAW), correspondendo em parte a Unidade B de Lacerda Filho et al. (1999); Domínio Sequência Quartzítica (DSQ), correspondendo em parte a Unidade A de Lacerda Filho et al. (1999); e Domínio Caldas Novas (DCN), correspondendo parte da Unidade A de Lacerda Filho et al. (1999).

O DCN é constituído por metassedimentos psamo-pelíticos, psamíticos e pelíticos, metamorfisados em fácies xisto verde superior, constituído por clorita-biotita-muscovita xisto, biotita-muscovita-quartzo xisto, biotita/muscovita-quartzo xisto, clorita-muscovita-quartzo xisto localmente com granada, feldspáticos ou não; muscovita-quartzo xistos, muscovita-biotita-quartzo xistos, clorita-muscovita-biotita xisto, subordinadamente quartzito e muscovita quartzito. Associado a esta unidade ocorrem rochas metabásicas/metaultrabásicas e, mais raramente, intercalações

de grafita xistos/filitos (Simões, 2005).

O DSQ é constituído por metassedimentos psamíticos, psamo-pelíticos e pelíticos, metamorfisados em fácies xisto verde. Esta sequência é representada por muscovita-quartzo xistos, muscovita-clorita-quartzo xistos com ou sem cloritoide, biotita-muscovita-quartzo xistos, com intercalações de quartzitos micáceos e lentes de metacalcários, sericita quartzitos, grafita xistos, grafita-sericita-quartzo xistos, clorita xistos, granada-muscovita xistos, com intercalações de quartzitos micáceos ou não, além de intercalações de muscovita xistos e quartzo xistos (Simões, 2005). Intercalado nestes metassedimentos, a NW da cidade de Caldas Novas, ocorre uma lente de muscovita/biotita ortognaisse, aqui denominado de ortognaisse São Sebastião do Paraíso (Figura 2), que Simões (2005) correlacionou aos Granitos Tipo Rio Piracanjuba.

O DAW é composto por metassedimentos pelíticos com intercalações de metassedimentos psamíticos, metamorfisados em fácies anfibolito inferior a intermediária. Esta sequência é constituída por muscovita/biotita xistos, biotita xistos, muscovita/biotita paragnaises, normalmente com granada e localmente com hornblenda, cianita e estauroilita; quartzitos micáceos, quartzitos,

granada quartzitos, intercalados ou não com granada-muscovita/biotita xistos, muscovita/biotita xistos feldspáticos ou não; muscovita/biotita paragnaises. Associado a estes metassedimentos ocorrem metabásicas (anfibolito, granada anfibolito) e metaultramáficas (tremolita xisto, serpentinito, talco xisto, clorita xisto etc.) (Simões, 2005).

Idades U/Pb (em cristais de zircão detrítico) obtidas em metassedimentos do DCN e DAW são predominantemente neoproterozoicas (<1,0 Ga), com contribuições restritas de fontes mais antigas (>1,0 Ga), sugerindo que a fonte desses metassedimentos são rochas relacionadas ao Arco Magmático de Goiás (idades mais jovens) e a terrenos meso-paleoproterozoicos (idades mais antigas) (Piuzana et al., 2003; Simões, 2005; Navarro et al., 2013, 2017, 2019). Idades modelo $T_{DM(Nd)}$ de rochas metassedimentares do Grupo Araxá mostram sistematicamente dois intervalos de distribuição, um com idades modelo variando entre 1,0-1,54 Ga (predominando valores < 1,40 Ga) e outro variando entre 1,61 – 2,60 Ga (predominando valores > 1,7), indicando fontes neoproterozoicas e meso- a paleoproterozoicas para estes metassedimentos (Pimentel et al., 1999a, b, 2001; Navarro et al., 2013, 2017, 2019).

RESULTADOS

O OSSP aflora como uma lente quilométrica, orientada no sentido E-W, intercalada com metassedimentos do DSQ. O ortognaisse ocorre principalmente sob a forma de blocos, em afloramentos métricos em cortes de estrada e ravinas e, como um lajedo decamétrico na porção central do corpo. Localmente ocorrem lentes métricas de metassedimentos (grafita-quartzo xisto, grafita-sericita xisto) intercaladas. A litologia é representada por biotita-muscovita ortognaisse e/ou muscovita-biotita ortognaisse monzogranítico a granodiorítico, leucocrático, de coloração cinza a esbranquiçado ou branco acinzentado.

A estrutura é marcada por bandamento gnáissico com grau variado de desenvolvimento, caracterizada pela orientação de domínios granoblásticos (agregados de cristais de quartzo e feldspatos) e lepidoblásticos, ou transicionais entre granoblásticos e lepidoblásticos (Figura 3A). O bandamento também é marcado pela orientação de porções mais deformadas (milonitizadas) intercaladas com porções menos deformadas (Figura 3B). A textura é granoblástica

orientada a milonítica/blastomilonítica, inequigranular, de granulação fina a média, localmente porfiroclástica com domínios lepidoblásticos e granoblásticos. Os porfiroclastos de feldspato chegam a atingir 3,0 cm de comprimento, com formas sub-retangulares a ovaladas, formando indicadores cinemáticos do tipo σ (Figura 3C), orientados segundo a foliação principal.

O bandamento gnáissico é paralelo à foliação principal (Sn), com direção em torno de NW-SE e mergulhos para SW. Localmente o bandamento ocorre transposto pela foliação Sn (Figura 3D). O contato entre o ortognaisse e as rochas encaixantes é paralelo a subparalelo ao bandamento composicional observado nas rochas metassedimentares encaixantes, que apresenta direção aproximadamente E-W e mergulho vertical a de alto ângulo para S. A foliação Sn (regional) corta/superpõe esses contatos, sugerindo que a estrutura observada regionalmente é pré- a sin-Dn. O padrão regional da lineação é marcado por lineação mineral/estiramento de baixo ângulo (<10°) com direção WNW, e os indicadores cinemáticos mostram movimentação sinistral (de W para E).

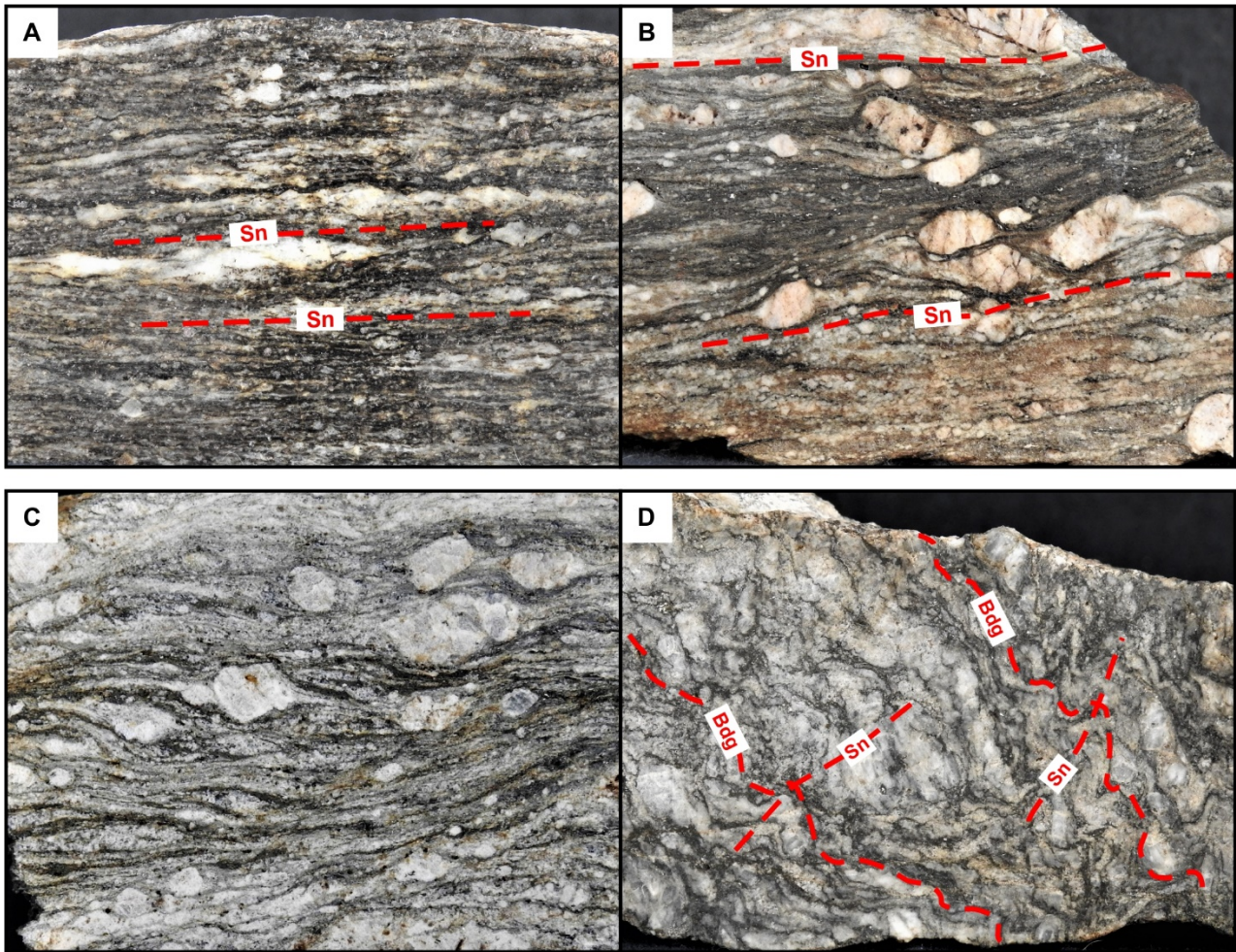


Figura 3 - Aspectos macroscópicos do Ortognaisse São Sebastião do Paraíso. A) bandamento gnáissico paralelo a Sn, caracterizado pela orientação de domínios lepidoblásticos e domínios granoblásticos. B) bandamento gnáissico paralelo a Sn, marcado por domínios mais deformados (milonitizados) intercalados com porções menos deformadas. C) detalhe de porfiroclastos de feldspato com formas sub-tabulares e com indicadores cinemáticos do tipo σ . D) foliação $S_0/Sn-1$ (paralela ao bandamento) dobrada pela foliação Sn.

PETROGRAFIA

As amostras do ortognaisse possuem como minerais essenciais: quartzo, feldspato potássico (microclínio), plagioclásio (oligoclásio/ andesina), biotita e muscovita e, como minerais acessórios ocorre epidoto, allanita, zircão, apatita, titanita e minerais opacos. São classificados, com base na composição mineralógica modal, como monzogranitos e mais raramente como granodioritos.

Apresentam foliação ondulada devido ao amoldamento em porfiroclastos de feldspatos, localmente dobrada. A textura é predominantemente granoblástica inequigranular, porfiroclástica, com domínios lepidoblásticos e granoblásticos orientados paralelamente a foliação (Figura 4A, B). Localmente, as amostras apresentam textura blastomilonítica a cataclástica (Figura 4C). Os maiores cristais (porfiroclastos) possuem cerca de 5,0 - 7,0 mm de comprimento e a granulação média da matriz é da ordem de 0,30 - 0,50 mm.

O oligoclásio/andesina (20-45%) ocorre como

cristais anedrais a subedrais (sub-tabulares), com distribuição granulométrica serial, com cristais com dimensões da ordem de 0,30 - 0,50 mm. Ocorre em algumas amostras como porfiroclastos, às vezes ovalados a lenticulares, podendo atingir dimensões da ordem de 6,0 mm. Apresenta grau variado de saussuritização (Figura 4D), alterando para muscovita fina, carbonato e/ou epidoto granular a prismático, podendo em alguns casos, apresentar forte saussuritização para muscovita fina gerando textura de aspecto poiquilítico. Raramente apresenta inclusões minúsculas de biotita verde a marrom. Os cristais apresentam geminação tipo Lei da Albita, Periclina e/ou Periclina-Albita bem a mal desenvolvida, localmente com textura antipertítica e extinção ondulante. No contato com cristais de feldspato potássico, frequentemente exibem bordas albitizadas.

O microclínio (8-35%) ocorre sob a forma de

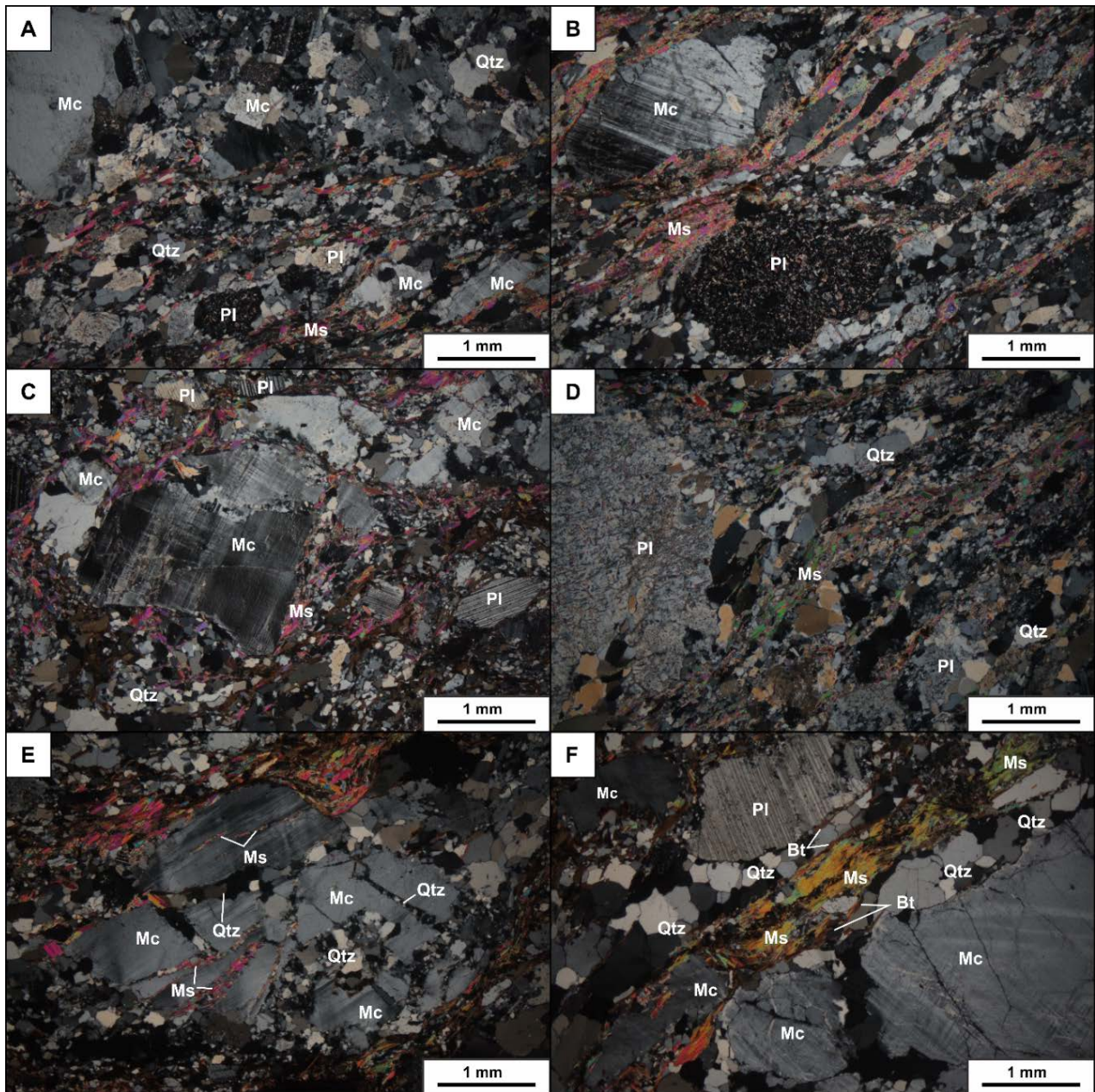


Figura 4 – A), B), C) Textura granoblástica inequigranular, porfiroclástica, blastomilonítica a cataclástica, destacando porfiroclasto de microclínio contornado por leitons lepidoblásticos e granoblásticos. D) porfiroclasto de plagioclásio parcialmente sericitizado. E) porfiroclasto de microclínio com superfície de rompimento preenchida por “filetes e/ou veios” de quartzo e muscovita. F) agregados policristalinos monominerálicos de quartzo paralelos a domínios lepidoblásticos constituídos por muscovita e biotita. Qtz: quartzo, Bt: biotita. Mc: microclínio. Ms; muscovita. Pl: plagioclásio. Abreviações mineralis segundo Kretz (1983). Fotomicrografias com nicóis cruzados.

cristais anedrais a subedrais (tabulares), com dimensões médias entre 0,20 a 0,40 mm, sendo que alguns cristais podem alcançar dimensões de aproximadamente 7,0 mm (porfiroclastos). Os cristais são relativamente límpidos, normalmente com geminação em grade e/ou xadrez bem definida, localmente mal definida a ausente. É levemente pertítico e localmente mostra substituição por albita. Alguns cristais mostram deformação, gerando extinção ondulante, subgrãos e recristalização e/ou superfície de rompimento preenchida por “filetes e/ou veios” de albita e/ou quartzo (Figura 4E) e, às vezes, muscovita fina.

Ocorrem também como produto de recristalização fina intercrescido com cristais de plagioclásio e quartzo. Os porfiroclastos possuem forma ovoide a lenticular. Mostram extinção ondulante, bordas recristalizadas (subgrãos pouco definidos), são pertíticos a mesopertíticos.

O quartzo (25-30%) ocorre de forma orientada e pouco alongada, com dimensões variando entre 0,20 a 0,30 mm, com os maiores cristais atingindo 1,0 mm. Exibem contatos retos a lobulados, raramente engrenados. Forma agregados policristalinos monominerálicos (Figura 4F), lenticulares a irregulares alongados e bem orientados, de espes-

sura submilimétrica, com distribuição granulométrica serial em alguns casos. A grande maioria dos cristais não exhibe extinção ondulante e localmente apresenta recuperação (formando subgrãos de granulação fina e localmente grossa) com limites nítidos a difusos. Localmente os cristais apresentam contatos retos (textura de equilíbrio).

A muscovita (6-15%) constitui pequenos cristais (palhetas) irregulares a ripiformes com tamanhos médios da ordem de 0,10 a 0,30 mm. Ocorre substituindo cristais de biotita e de plagioclásio (formando pequenos cristais disseminados sobre os cristais de plagioclásio como produto de saussuritização). Ocorre também como agregados policristalinos orientados com textura lepidoblástica (Figura 4F), contornando porfiroclastos de feldspatos, e localmente formam arcos poligonais. Localmente alguns cristais mostram leve pleocroísmo incolor a amarelo pálido. Alguns cristais exibem halos pleocróicos com presença de micro cristais radioativos que não puderam ser determinados em função das diminutas dimensões (zircão?, allanita?, monazita?).

A biotita (<1-6%) ocorre como pequenos cristais (palhetas irregulares a tabulares) com dimensões da ordem de 0,30 – 0,50 mm, normalmente anedrais. Ocorre como cristais isolados ou formando pequenos agregados lenticulares e agregados paralelos, com estrutura xistosa, descontínuos de espessura submilimétrica, dispostos de forma anastomosada contornando os cristais maiores de feldspatos. Apresenta pleocroísmo amarelo a marrom escuro. Ocorre parcialmente substituída por cristais de muscovita, aparecendo em alguns casos como cristais intersticiais nas lentes e/ou agregados de muscovita.

O epidoto (1-5%) ocorre como cristais anedrais a subedrais pequenos (cristais granulares a

prismáticos, normalmente com tamanhos de 0,10 a 0,30 mm) ou massas policristalinas lenticulares que chegam a atingir 0,50 mm de comprimento dispostas sobre os domínios filossilicáticos. Ocorrem sobre cristais de plagioclásio, biotita e mais raramente de forma intersticial. Alguns cristais têm núcleos allaníticos.

A titanita (traços- 2%) ocorre sob a forma de minúsculos cristais associados aos agregados de filossilicatos, às vezes formando, minúsculas trilhas. Localmente forma agregados policristalinos e/ou como cristais pequenos formando difusas trilhas orientadas sobre os agregados filossilicáticos. Apresenta grau variado de alteração (ilmenita/rutilo? leucóxênio?).

A allanita (<1%) é metamítica e forma minúsculos cristais anedrais. Ocorre no interior de cristais de epidoto e/ou como minúsculos cristais inclusos em biotita gerando halos pleocróicos nesta.

Os minerais opacos (<1%) ocorrem como minúsculos cristais anedrais, e como pontuações pulverulentas associadas à biotita.

O zircão (traços a <1%) ocorre sob a forma de pequenos cristais (menores que 0,10 mm), normalmente com formas euedrais a subedrais prismáticas, de aspecto turvo, coloração marrom a castanha, às vezes com núcleos bem escuros. Ocorre normalmente associado aos agregados de biotita e disperso pela lâmina.

A apatita (traços) aparece sob a forma de raros cristais pequenos e anedrais a subedrais (prismáticos a ovalados), com dimensões menores que 0,10 mm. Normalmente ocorre em maior quantidade nas proximidades das concentrações e/ou associado aos leitos ricos em filossilicatos.

Localmente ocorrem massas de óxidos e hidróxidos (< 1%), produto de alteração de filossilicatos e de minerais opacos.

GEOQUÍMICA

As amostras do OSSP possuem composição modal que varia de granodiorito a monzogranito, com teores de SiO₂ variando entre 69,59 a 73,30 % (Tabela 1 - Apêndice). Nos diagramas tipo Harker (1909) não mostram *trends* ou correlações bem definidas entre os elementos maiores e traços em relação ao teor de SiO₂, observando-se fracas correlações negativas em relação ao Al₂O₃, ao Na₂O, ao V, Ni, Sr e positivas em relação ao K₂O e ao Mo.

De acordo com o conteúdo de anortita, albita e ortoclásio normativos, as amostras são

dominantemente classificadas como granitos no diagrama ternário de O'Connor, (1965) (Figura 5A). Os teores de coríndon normativo variam entre 1,75 a 4,47 %. No diagrama ANK *versus* ACNK (Maniar & Piccoli, 1989), as amostras do OSSP se distribuem no campo peraluminoso (ACNK variando entre 1,13 e 1,42) (Figura 5B). Essas amostras são classificadas como cálcio-alcalinas a álcali-cálcicas no diagrama Na₂O + K₂O – CaO *versus* SiO₂ de Frost et al. (2001) (Figura 5C), distribuídas no campo cálcio-alcalino do diagrama ternário AMF (Figura 5D).

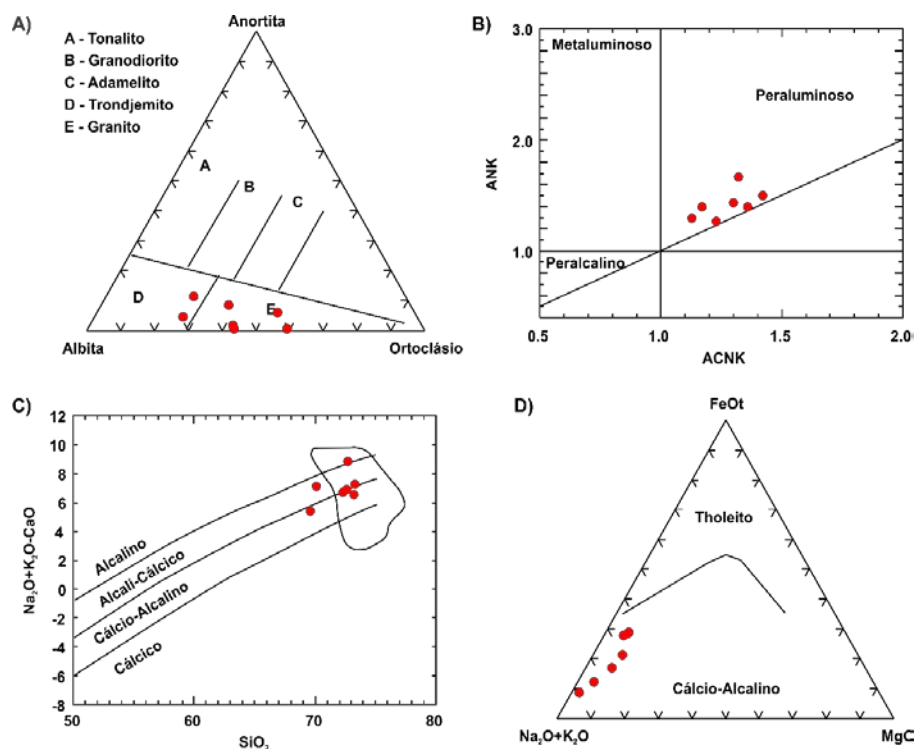


Figura 5 – Características químicas do ortogneisse São Sebastião do Paraíso. A) Gráfico de classificação baseado no diagrama normativo anortita – albite – ortoclásio (O’Connor, 1965). B) Gráfico de classificação do índice de Shand (Maniar & Piccoli, 1989). C) Diagrama Na₂O + K₂O - CaO versus SiO₂ (Frost et al., 2001). D) Diagrama AFM (Irvine & Baragar, 1971), A = Na₂O + K₂O; F = FeOt, M = MgO).

Possuem baixos a moderados conteúdos de ETR ($\Sigma ETR = 48,19 - 295,51$), predominando maiores teores de elementos terras raras leves (ETRL) em relação a elementos terras raras pesados (ETRP). O padrão de distribuição de ETR das amostras analisadas, normalizados pelo manto primitivo (Taylor & MacLennan, 1985) mostram enriquecimento em ETRL em relação à ETRP (razões $La_N/Eu_N = 3,2 - 13,43$, $Gd_N/Lu_N = 2,18 - 8,16$, $La_N/Lu_N = 9,38 - 60,65$) (Figura 6A) e exibem fracas a moderadas anomalias negativas de Eu ($Eu^* = 0,56 - 0,82$).

O padrão de distribuição dos elementos traço e ETR (Figura 6B), normalizados pelos valores

do manto primitivo (Taylor & MacLennan, 1985), mostra enriquecimento em K, Cs, Rb, Ba, Th, U e Pb apresentando anomalias negativas de Sr, Nb, Ta, P e Ti (Figura 6B).

Nos diagramas discriminantes Rb versus Y + Nb, Nb versus Y (Pearce et al., 1984), Rb/Zr versus SiO₂, Ta versus Nb, Rb/30 - Hf-Ta*3 (Harris et al., 1986) e R2 versus R1 (De La Roche et al., 1980, modificados por Batchelor & Bowden, 1985), as amostras exibem composições químicas semelhantes a rochas plutônicas geradas em arcos magmáticos com características sin-colisionais e/ou pós-colisionais (Figura 7).

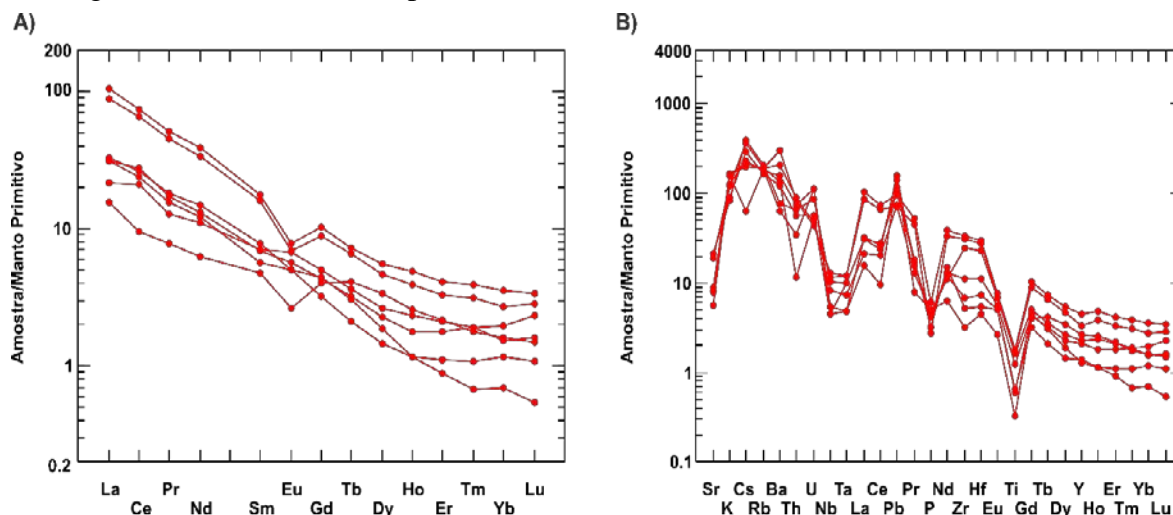


Figura 6 - A) Diagrama de distribuição dos elementos terras raras (normalizados pelo Manto Primitivo, Taylor & MacLennan, 1985) das amostras analisadas. B) *Spiderdiagram* de elementos menores, traços e ETR (normalizados pelo Manto Primitivo, Taylor & MacLennan, 1985) das amostras analisadas.

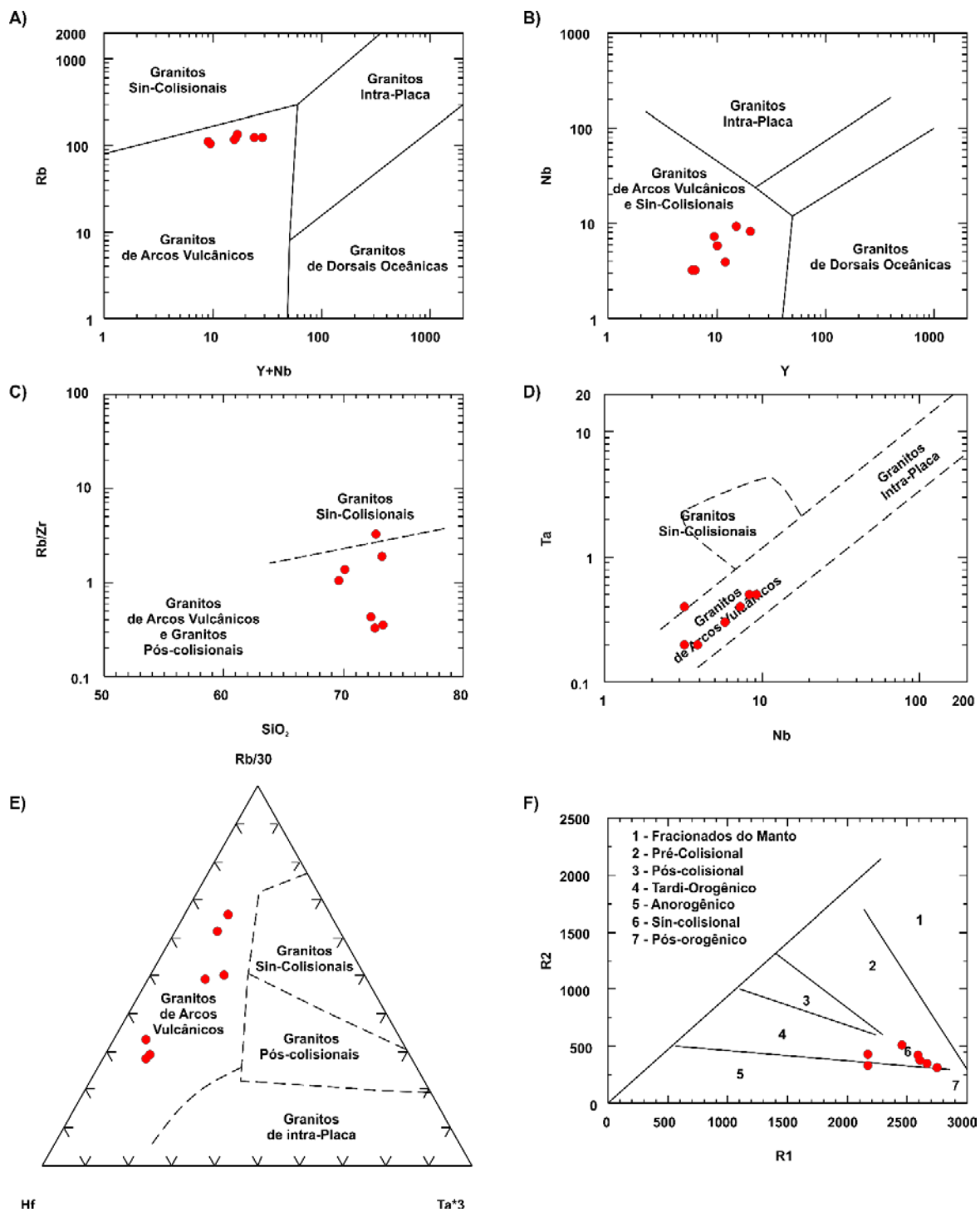


Figura 7 - Gráficos discriminantes de ambientes tectônicos para as amostras analisadas. A) e B) Pearce et al. (1984). C), D) e E) Harris et al. (1986). F) Diagrama R1 ($R1 = 4Si - 11(Na + K) - 2(Fe + Ti)$) e R2 ($R2 = 6Ca + 2Mg + Al$) (De La Roche et al., 1980).

GEOCROLOGIA

A amostra SSP1, selecionada para a datação U/Pb (em cristais de zircão) e para a análise isotópica Sm/Nd (rocha total) corresponde a um biotita ortognaisse granodiorítico. Os resultados das análises por LA-ICP-MS U/Pb em cristais de zircão são mostrados na tabela 2 (Apêndice) e os resultados da análise Sm/Nd (rocha total) e as razões isotópicas $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ e $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ são mostrados na tabela 3 (Apêndice).

Foram realizadas 36 determinações pontuais

em núcleos de cristais de zircão. Os cristais de zircão analisados são euédricos, prismáticos longos ou curtos, zonados (Figura 8A). Foi obtida idade discordante (20 cristais) de $2.140,28 \pm 7,83$ Ma (intercepto superior), interpretada como idade de cristalização do ortognaisse (Figura 8B). A idade modelo $T_{DM(Nd)}$ calculada foi de 2.203,4 Ga e com $\epsilon_{Nd(t)}$ positivo de 2,43, para idade de cristalização de 2.140 Ma. (Figura 8C).

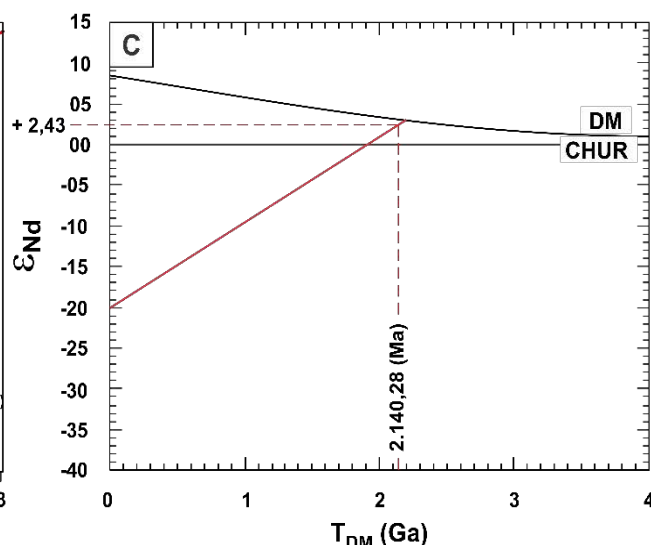
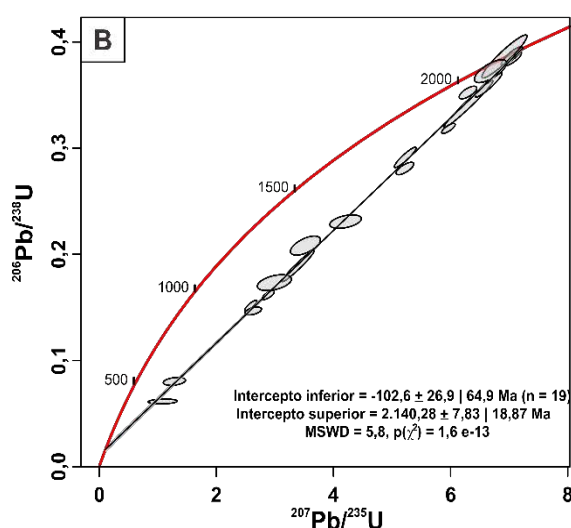
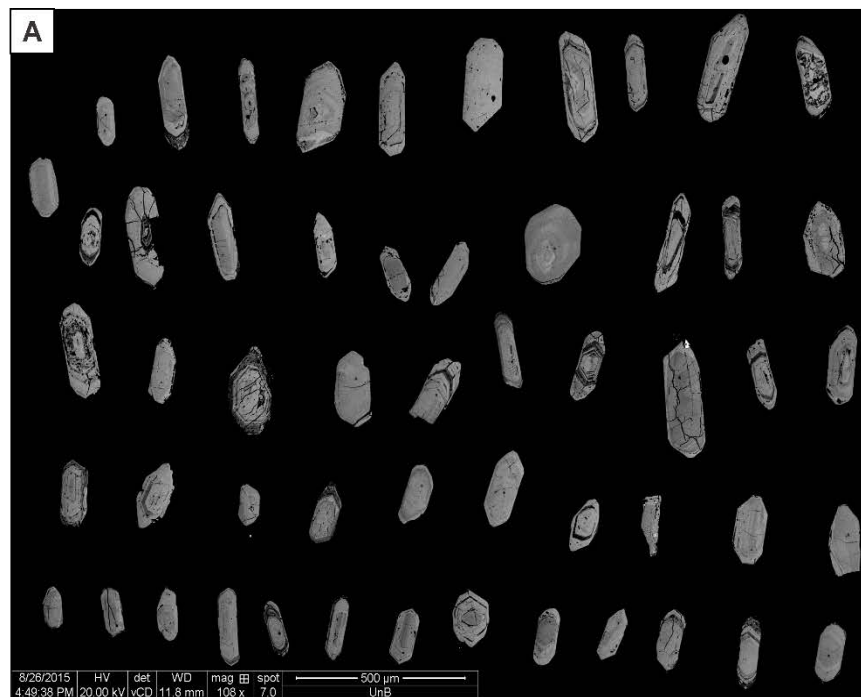


Figura 8 – A) Imagens *backscatter* (BSE) dos cristais de zircão da amostra SSP1. Os cristais de zircão são euhédricos prismáticos longos a curtos e zonados. B) Diagrama de concórdia U/Pb dos zircões analisados da amostra SSP1. C) Diagramas de evolução isotópica de Nd versus tempo (Ga) da amostra SSP1.

CONCLUSÕES

As características isotópicas (Sm/Nd) e U/Pb do OSSP mostram que esta ocorrência não corresponde a um corpo granítico tipo Rio Piracanjuba (Neoproterozoico), como sugerido por Simões (2005). O ortognaisse São Sebastião do Paraíso possui composição cálcio-alcalina a álcali-cálcica e peraluminosa, com elevados teores de SiO₂ e de coríndon normativo. Mostra enriquecimento em LILE (*large ion lithophile elements*) em relação à HFSE (*high field strenght elements*) e ETR, anomalias negativas de Nb, Ta, Sr, P e Ti e baixos conteúdos de Y e Yb. Estas características sugerem que o protólito do

ortognaisse é uma rocha formada em um arco magmático (granito de arco vulcânico).

Os cristais de zircão analisados do ortognaisse forneceram idade discordante de 2.140,28 ± 7,83 Ma interpretada como a idade de cristalização. A idade modelo T_{DM(Nd)} e o valor ε_{Nd(t)} positivo 2,43 também sugerem que o ortognaisse formou-se em um evento magmático juvenil (arco magmático) ocorrido no Paleoproterozoico. O OSSP corresponde a uma lasca tectônica, do embasamento da Faixa Brasília, alojada em evento deformacional pré-Dn nos metassedimentos do Grupo Araxá.

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem à Fapesp pelo apoio financeiro (Processo Fapesp: 2013/04235-2).

REFERÊNCIAS

- BARBOSA, O. Guia de excursão. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 9, 1955, Araxá. **Noticiário...** Araxá: Sociedade Brasileira de Geologia, 1955, n. 3, p. 1-7.
- BARBOSA, O.; BRAUN, O.P.G.; CARTNER-DYER, R.; CUNHA, C.A.B. Geologia da Região do Triângulo Mineiro. Ministério das Minas e Energia (MME), Departamento Nacional da Produção Mineral (DNPM), Divisão de Fomento da Produção Mineral (DFPM). Rio de Janeiro, **Boletim 136**, 210 p, 1970a.
- BARBOSA, O.; BAPTISTA, M.B.; INDA, H., MARCHETTO, M.; ARAÚJO, A.G.; BRAUN, O.P.C.; FRANTIN, O.; CARTNER-DYER, R., REN, C.; MENEGUETTO, G.; ANDRADE, R.; SEIXAS, S.R.M.; REIS, A.; COTTA, J.C.; SILVA, W.G.; DUTRA, C.V. **Projeto Goiânia – Relatório Preliminar**. Ministério das Minas e Energia (MME), Departamento Nacional da Produção Mineral (DNPM), 6º Distrito Centro-Oeste, Prospec S.A. 74 p, 1970b.
- BARBOSA, O.; SORIANO, C.R.; ARRUDA, M., BAPTISTA, M.B.; CARTNER-DYER, R.; BRAUN, O. PG.; INDA, H.; MARCHETTO, M.; FRATIN, O.; SEIXAS, S.R.M.; MENEGUETTO, G.; REN, C.; COTTA, J.C. **Projeto Brasília – Goiás**. Ministério das Minas e Energia (MME), Departamento Nacional da Produção Mineral (DNPM), Prospec S.A. 225 p. 1969.
- BATCHELOR, R.A. & BOWDEN, P. Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters. **Chemical Geology**, v. 48, n. 1-4, p. 43-55, 1985.
- BÜHN, B.; PIMENTEL, M.M.; MATTEINI, M.; DANTAS, E.L. High spatial resolution analysis of Pb and U isotopes for geochronology by laser ablation multi-collector inductively coupled plasma mass spectrometry (LA-MC-ICP-MS). **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 81, n. 1, p. 99-114, 2009.
- DE LA ROCHE, H.; LETERRIER, J.; GRANDCLAUDE, P.; MARCHAL, M. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 - diagram and major-element analyses - Its relationships with current nomenclature. **Chemical Geology**, v. 29, p. 183-210, 1980
- DE PAOLO, D.J. Neodymium isotopes in the Colorado Front Range and crust – mantle evolution in the Proterozoic. **Nature**, v. 291, p. 193-196, 1981.
- FISCHEL, D.P.; PIMENTEL, M.M.; FUCK, R.A.; ARMSTRONG, R. U-Pb SHRIMP and Sm-Nd geochronology of the Silvânia Volcanics and Jurubatuba Granite: juvenile Paleoproterozoic crust in the basement of the Neoproterozoic Brasília Belt, Goiás, central Brazil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 73, n. 3, p. 445-460, 2001.
- FROST, B.R.; BARNES, C.G.; COLLINS, W.J.; ARCULUS, R.J.; ELLIS, D.J.; FROST, C.D.A. Geochemical Classification for Granitic Rocks. **Journal of Petrology**, v. 42, n. 11, p. 2033-2048, 2001.
- HARKER, A. **The Natural History of Igneous Rocks**. London, Methuen, 384 p., 1909.
- HARRIS, N.B.W.; PEARCE, J.A.; TINDLE, A.G. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. In: Coward, M. P. & Ries, A. C. (Eds.), **Collision Tectonics**, Geological Society Special Publication. Oxford: Blackwell Scientific Publications, p. 67-81, 1986.
- IRVINE, T.N. & BARAGAR, W.R.A. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. **Canadian Journal of Earth Sciences**, v. 8, n. 5, p. 523-548, 1971.
- KRETZ, R. Symbols for rock-forming minerals. **American Mineralogist**, v. 68, n. 1-2, p. 277-279, 1983.
- LACERDA FILHO, J.V. Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. **Folha Caraíba, SE.22-X-B-VI**. Goiânia: CPRM, DNPM, 149 p, 1994.
- LACERDA FILHO, J.V.; REZENDE, A.; SILVA, A. Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - **Geologia e Recursos Minerais do Estado de Goiás e Distrito Federal**. Goiânia: CPRM, METAGO S.A., UnB, 2ª edição, 184 p., 1999.
- MANIAR, P.D. & PICOLLI, P.M. Tectonic discriminant of granitoids. **Geological Society of American Bulletin**, v. 101, n. 5, p. 635-643, 1989.
- NAVARRO, G.R.B. & ZANARDO, A. Petrografia e geoquímica das rochas metultramáficas da região de Mairipotaba, Cromínia e Pontalina, Goiás. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 35, n. 4, p. 483-492, 2005.
- NAVARRO, G.R.B.; MORAES, R.; ZANARDO, A.; SIMÕES, L.S.A.; CONCEIÇÃO, F.T. Trajetória P-T e condições do metamorfismo usadas como ferramenta para compartimentação tectônica da Faixa Brasília em Goiás. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 39, n. 3, p. 544-559, 2009.
- NAVARRO, G.R.B.; CONCEIÇÃO, F.T.; ZANARDO, A.; ANGELI, N. U-Pb age of the Mairipotaba and Cromínia-Prof. Jamil Safady orthogneisses, south of Goiás state. In: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 7, 2010, Brasília. **Resumos...** Brasília: Sociedade Brasileira de Geologia, 2010, v. 1, 2010, p. 1-4.
- NAVARRO, G.R.B.; ZANARDO, A.; CONCEIÇÃO, F.T.; SIMÕES, L.S.A.; MORAES, R. Química mineral e estimativas de pressão e temperatura em rochas metassedimentares do Grupo Araxá na região de Morrinhos, sul do estado de Goiás. **Geologia USP, Série Científica**, v. 11, n. 2, p. 3-20, 2011.
- NAVARRO, G.R.B.; ZANARDO, A.; CONCEIÇÃO, F.T. O Grupo Araxá na região sul-sudoeste do estado de Goiás. **Geologia USP, Série Científica**, v. 13, n. 2, p. 5-28, 2013.
- NAVARRO, G.R.B., ZANARDO, A.; MONTIBELLER, C.C.; CONCEIÇÃO, F.T.; VALERIANO, C.M.; LEME, T.G.; SIMÕES, L.S. Proveniência dos metassedimentos do Grupo Araxá na região de Caldas Novas, Goiás. **Geociências**, v. 36, n. 2, p. 395-413, 2017.
- NAVARRO, G.R.B.; ZANARDO, A.; MONTIBELLER, C.C.; LEME, T.G.; CONCEIÇÃO, F.T.; VALERIANO, C.M. Proveniência das rochas metassedimentares do Grupo Araxá na porção central da Faixa Brasília. **Geociências**, v. 38, n. 3, p. 655-675, 2019.
- O'CONNOR, J.T. A classification for quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratios. **US Geological Survey Professional Paper**, v. 525B, p. B79-B84, 1965.
- OLIVEIRA, C.C. Programa Levantamentos Básicos do Brasil. **Folha Leopoldo de Bulhões – GO, SE.22-X-B-V**. Goiânia: CPRM/DNPM, 151 p, 1994.
- PEARCE, J.A.; HARRIS, N.B.W.; TINDLE, A.G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. **Journal of Petrology**, v. 25, n. 4, p. 956-983, 1984.
- PIMENTEL, M.M. The tectonic evolution of the Neoproterozoic Brasília Belt, central Brazil: a geochronological and isotopic approach. **Brazilian Journal of Geology**, v. 46 (Suppl 1), p. 67-82, 2016.
- PIMENTEL, M.M.; DARDENNE, M.A.; FUCK, R.A.; VIANA, M.G.; JUNGES, S.L.; FISCHEL, D.P.; SEER, H.J.; DANTAS, E.L. Nd isotopes and the provenance of detrital sediments of the Neoproterozoic Brasília Belt, central Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 14, n. 6, p. 571-585, 2001.
- PIMENTEL, M.M.; FUCK, R.A.; BOTELHO, N.F. Granites and the geodynamic history of the Neoproterozoic Brasília belt, Central Brazil: a review. **Lithos**, v. 46, n. 3, p. 463-483, 1999a.
- PIMENTEL, M.M.; FUCK, R.A.; FISCHEL, D.P. Estudo isotópico Sm-Nd regional da porção central da Faixa Brasília: Implicações para idade e origem dos granulitos do Complexo Anápolis-Itaçu e rochas metassedimentares do Grupo Araxá. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 29, n. 2, p. 271-276, 1999b.

- PIUZANA, D.; PIMENTEL, M.M.; FUCK, R.A.; ARMSTRONG, R. Neoproterozoic granulite facies metamorphism and coeval granitic magmatism in the Brasília Belt, Central Brazil: regional implications of new SHRIMP U-Pb and Sm-Nd data. **Precambrian Research**, v. 125, n. 3-4, p. 245-273, 2003.
- RICHARD, L.R. **Mineralogical and Petrological Data Processing System. MINPET for Windows. Version 2.02.** Copyright 1988-1995, 1995.
- SIMÕES, L.S.A. **Compartimentos crustais do domínio interno da faixa Brasília no Sul de Goiás.** Rio Claro, 2005. Tese (Livre-Docência) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista.
- TAYLOR, S.R. & MACLENNAN, S.M. **The continental crust: its composition and evolution.** Oxford: Blackwell, 312 p., 1985.
- VALENTE, C.R.; LACERDA FILHO, J.F.; RIZZOTTO, G.J.; LOPES, R.C.; ROMANINI, S.J.; OLIVEIRA, I.W.B.; SACHS, L.L.B.; SILVA, V.A.; BATISTA, I.H. **Folha SE.22-Goiânia.** In: SCHOBENHAUS, C.; GONÇALVES, J.H.; SANTOS, J.O.S.; ABRAM, M.B.; LEÃO NETO, R.; MATOS, G.M.M.; VIDOTTI, R.M.; RAMOS, M.A.B.; JESUS, J.D.A. (Eds.). Carta Geológica Brasil ao Milionésimo. Sistemas de Informações Geográficas-SIG, Programa Geologia do Brasil, CPRM, Brasília, CD-ROM, 2004.
- VALERIANO, C.M.; MEDEIROS, S.R.; VAZ, G.S.; NETO, C.C.A. Sm-Nd isotope dilution TIMS analyses of BCR-1, AGV-1 and G-2 USGS rock reference materials: first results from the LAGIR Laboratory at UERJ, Rio de Janeiro. In: SIMPÓSIO 45 ANOS DE GEOCRONOLOGIA NO BRASIL, 1, 2009, São Paulo. **Resumos Expandidos...**São Paulo: Instituto de Geociências – USP, 2009, p. 146-148.

*Submetido em 12 de agosto de 2023
Aceito para publicação em 29 de outubro de 2023*

APÊNDICES

Tabela 1 - Teores de elementos maiores, elementos traço e ETR das amostras analisadas.

Amostra	SSP1	SSP2	SSP3	SSP4	SSP5	SSP6	SSP7	Amostra	SSP1	SSP2	SSP3	SSP4	SSP5	SSP6	SSP7
SiO ₂	69,59	70,07	73,19	72,67	73,3	72,59	72,3	Ta	0,4	0,4	0,2	0,2	0,5	0,5	0,3
TiO ₂	0,27	0,14	0,13	0,07	0,37	0,39	0,35	Pb	7,4	11,3	8,2	10,1	5	6,9	5,2
Al ₂ O ₃	16,28	16,26	14,55	15,5	13,15	12,81	14,24	Th	5,7	4,8	6,3	3	7	7,5	1
FeOT	2,08	1,76	1,13	0,87	3,28	3,21	3,13	U	1,8	1,2	2,4	2,4	0,9	1	1,1
MnO	0,03	0,03	0,01	ALD	0,02	0,03	0,04	Ga	21,8	18,2	15,5	20,7	18,8	18,5	21,3
MgO	0,86	0,8	0,44	0,24	0,78	0,7	0,77	W	ALD	ALD	0,5	1	0,7	ALD	1
CaO	1,42	0,67	1,1	0,2	0,15	0,82	0,31	Sn	1	1	1	ALD	ALD	ALD	1
Na ₂ O	4,27	5,07	3,82	4,3	2,41	2,67	3,36	Mo	0,1	2,7	3,8	3,5	2,7	3	2,8
K ₂ O	2,54	2,74	3,83	4,76	5,01	5,05	3,66	Au	ALD	ALD	ALD	ALD	1,4	ALD	ALD
P ₂ O ₅	0,09	0,1	0,07	0,11	0,06	0,13	0,1	As	ALD	ALD	ALD	ALD	ALD	ALD	0,7
LOI	2,2	2	1,4	1,1	0,7	0,9	1,2	Bi	ALD	0,1	ALD	ALD	ALD	ALD	ALD
Total	99,84	99,82	99,81	99,91	99,65	99,72	99,8	Tl	0,4	0,2	0,2	ALD	0,4	0,4	0,3
ACNK	1,32	1,3	1,17	1,23	1,36	1,13	1,42	La	21,3	21,3	22,3	10,6	60	71,4	14,8
Elementos traço								Ce	49,2	42,4	46,7	16,7	117,3	132	36,9
Sc	4	3	2	3	9	8	9	Pr	4,71	4,36	5,04	2,15	12,49	14,29	3,56
V	26	19	15	8	14	11	12	Nd	17,6	16,5	20,2	8,4	45,6	52,8	15,1
Cr ₂ O ₃	0,003	0,011	0,012	0,011	0,009	0,010	0,011	Sm	3,07	2,54	3,5	2,11	7,04	7,81	3,15
Co	4,6	3,2	2,3	1	2,5	2,7	4,3	Eu	0,95	0,84	0,85	0,44	1,17	1,3	1,13
Ni	7,6	7,2	4,1	2,3	2,3	2,2	2,5	Gd	2,6	1,9	2,63	2,36	5,32	6,07	2,98
Cu	1,2	2,1	6	1,4	2,1	4,1	6	Tb	0,35	0,23	0,33	0,44	0,71	0,78	0,39
Zn	44	18	17	4	36	50	49	Dy	1,67	1,07	1,38	2,51	3,41	4,03	1,96
Rb	133,6	106	111,5	116,3	123	123,4	119,8	Ho	0,29	0,19	0,19	0,42	0,64	0,8	0,38
Cs	3,1	2,3	1,8	0,5	1,7	1,6	2,9	Er	0,85	0,53	0,43	1,03	1,56	1,96	1,02
Sr	447,7	443,3	397,4	186,3	120,3	164	176,6	Tm	0,14	0,08	0,05	0,13	0,23	0,29	0,14
Ba	543	836	1108	445	2086	1465	960	Yb	0,76	0,58	0,34	0,79	1,33	1,73	0,97
Y	9,4	6,3	5,9	12	15,1	20,5	10,2	Lu	0,12	0,08	0,04	0,11	0,21	0,25	0,17
Zr	125,7	76,9	58,4	35,2	347,6	374,6	279,6	Sr ⁸⁷ Sr ⁸⁶	0,728967						
Hf	3,4	2,3	1,7	1,4	8,5	9,1	7,1	¹⁴³ Nd/Nd ¹⁴⁴	0,511608						
Nb	7,3	3,2	3,2	3,9	9,2	8,3	5,8	¹⁴⁷ Sm/Nd ¹⁴⁴	0,1142						

Óxidos em %. Elementos traço e ETRs em ppm. Au em ppb. ALD: abaixo do limite de detecção.

Tabela 2 - Resultado das análises U/Pb em cristais de zircão (amostra SSP1).

Identifier	²⁰⁴ Pb cps	²⁰⁶ Pb mV ¹	Th/U	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	1s %	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1s %	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1s %	Rho	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2s abs	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2s abs	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2s abs	% U/Pbdisc ⁴
057-Zir30	588	0,0231	0,188	2729	6,28	6,305	2,61	0,3415	2,67	0,98	2150	15	1894	85	2019	46	11,90
055-Zir28B	15203	0,0195	1,034	85	5,69	1,086	1,50	0,0614	9,21	0,16	2072	304	384	11	746	95	81,45
054-Zir28N	163	0,0167	0,285	44054	80,74	5,963	0,60	0,3186	0,78	0,77	2174	11	1783	19	1971	14	17,97
052-Zir26	45	0,0047	0,257	25692	49,30	7,036	0,75	0,3843	1,00	0,75	2135	19	2097	27	2116	18	1,80
051-Zir25	3200	0,0492	0,202	1127	6,33	3,521	1,74	0,2082	2,93	0,60	1995	81	1219	39	1532	46	38,88
043-Zir19B	9092	0,0236	0,311	163	4,70	1,284	1,88	0,0803	5,98	0,31	1894	197	498	18	839	67	73,71
036-Zir18	187	0,0198	0,246	6835	3,30	6,649	1,29	0,3596	1,38	0,93	2152	11	1980	44	2066	24	8,00
034-Zir17N	862	0,0249	0,232	1940	4,84	5,221	0,84	0,2808	1,16	0,72	2162	25	1596	24	1856	20	26,18
033-Zir16	29	0,0164	0,085	235787	33,63	7,052	0,87	0,3873	1,02	0,86	2125	13	2110	31	2118	18	0,71
028-Zir13	1817	0,0211	0,146	726	2,01	2,590	1,35	0,1516	1,62	0,83	2013	29	910	23	1298	24	54,78
027-Zir12	2917	0,0405	0,123	879	1,51	3,398	3,16	0,1890	3,27	0,97	2103	26	1116	65	1504	51	46,93
024-Zir11	1072	0,0169	0,507	7938	45,26	6,680	1,17	0,3725	1,66	0,71	2099	39	2041	41	2070	29	2,76
021-Zir09B	2200	0,0319	0,176	951	5,21	4,206	1,11	0,2308	2,58	0,43	2127	79	1339	27	1675	42	37,06
018-Zir09N	106	0,0181	0,299	11220	4,04	5,225	1,32	0,2913	1,43	0,92	2099	14	1648	38	1857	24	21,46
015-Zir06B	6331	0,0319	0,057	319	2,94	2,631	1,01	0,1466	2,16	0,47	2099	65	882	17	1309	32	57,99
011-Zir05	122	0,0160	0,116	8793	7,20	6,919	2,11	0,3863	2,24	0,94	2096	22	2106	76	2101	39	-0,45
010-Zir04	3387	0,0279	0,464	517	1,76	2,887	1,04	0,1616	1,42	0,73	2092	31	966	19	1379	21	53,83
006-Zir03N	122	0,0210	0,148	99250	60,34	6,296	0,68	0,3524	0,96	0,70	2092	20	1946	23	2018	17	6,99
005-Zir02	2499	0,0267	0,106	848	7,94	2,991	1,74	0,1733	3,93	0,44	2031	121	1030	33	1405	59	49,30
004-Zir01	7	0,0109	0,108	431997	12,32	6,962	0,69	0,3855	0,87	0,79	2111	13	2102	25	2107	15	0,46
048-Zir24*	1224	0,0198	0,244	1080	3,80	6,300	1,23	0,3078	1,91	0,64	2328	48	1730	37	2018	33	25,68
044-Zir20*	9683	0,0307	1,023	214	4,00	2,610	1,68	0,0913	1,98	0,85	2884	32	563	18	1303	29	80,46
035-Zir17B*	10882	0,0188	0,896	109	0,65	1,980	1,46	0,0602	1,74	0,84	3111	28	377	11	1109	23	87,89
030-Zir15*	697	0,0080	0,219	1011	12,53	8,598	2,80	0,3627	6,37	0,44	2576	185	1995	96	2296	113	22,56
017-Zir08*	11	0,0061	0,254	489678	61,10	8,407	0,63	0,4111	0,81	0,79	2326	11	2220	24	2276	15	4,57
016-Zir07*	7615	0,0199	0,577	171	3,00	1,462	3,94	0,0447	4,07	0,97	3101	30	282	22	915	49	90,91
047-Zir23*	15769	0,0220	0,096	89	6,68	8,522	2,17	0,1273	4,42	0,49	4198	111	772	32	2288	79	81,60
056-Zir29*	396	0,0221	0,183	9937	17,25	8,004	1,25	0,4187	1,68	0,74	2210	37	2255	48	2232	30	-2,02
053-Zir27*	228	0,0196	0,835	5732	4,90	7,135	0,81	0,3668	0,99	0,82	2240	14	2014	28	2128	17	10,10
022-Zir10N*	119	0,0139	0,371	10690	17,96	8,592	1,62	0,4575	1,76	0,92	2180	21	2428	65	2296	32	-11,42
029-Zir14*	625	0,0257	0,301	2746	4,12	3,161	3,09	0,1992	3,09	0,96	1881	27	1171	64	1448	47	37,74
023-Zir10B*	1190	0,0165	0,696	977	5,43	2,362	1,72	0,1101	1,94	0,89	2408	27	673	22	1231	27	72,05
009-Zir03B*	6435	0,0184	0,391	189	5,40	1,966	10,01	0,0841	11,18	0,90	2553	162	521	100	1104	145	79,60
046-Zir22*	4485	0,0256	0,270	396	4,58	1,841	0,80	0,0855	1,19	0,68	2416	27	529	8	1060	16	78,12
045-Zir21*	2279	0,0171	0,641	472	2,73	3,421	1,18	0,1795	1,35	0,88	2205	18	1065	23	1509	21	51,72
012-Zir06N*	8636	0,0425	0,043	321	2,74	2,144	1,00	0,1100	1,24	0,81	2244	22	673	13	1163	17	70,02

¹ Conversion factor from mV to CPS is 62500000. ² concentration uncertainty c.20%. ³ data not corrected for common-Pb. ⁴ data corrected/not corrected for common-Pb. ⁵ Discordance calculated as $(1 - (^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}) / \text{age}^{(206}\text{Pb}/^{238}\text{U}) \times 100)$. Decay constants of Jaffey et al 1971 used. *Dados não utilizados.

Tabela 3 - Tabela com os dados isotópicos obtidos das análises de Sm/Nd (rocha total).

Amostra	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	Std. Err. Abs (2s)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$\epsilon_{\text{Nd}(t)}$	$T_{\text{DM}(\text{Nd})}$ (Ga)	$\epsilon_{\text{Nd}(t)}$
SSP1	3,2	17	0,511608	0,000008	0,1142	-20,1	2.203,4	2,43