

Batólito Guaporeí: uma extensão do Complexo Granitoide Pensamiento em Mato Grosso, SW do Cráton Amazônico

The Guaporeí Batholith: an extension of the Pensamiento Granitoid Complex in Mato Grosso, SW Amazonian Craton

Patrícia Alves Nalon^{1,4*}, Maria Zélia Aguiar de Sousa^{1,2,4,6},
Amarildo Salina Ruiz^{1,3,4,6}, Moacir José Buenano Macambira^{5,6}

RESUMO: O Batólito Guaporeí é um corpo de aproximadamente 240 km² alongado segundo a direção NW, localizado na região de Vila Bela da Santíssima Trindade, estado de Mato Grosso. Situa-se nos domínios da Província Rondoniana-San Ignacio, no Terreno Paraguá, na porção meridional do Cráton Amazônico. É formado por monzogranitos e, subordinadamente, granodioritos, quartzo-monzonitos e sienogranitos, caracterizados por granulação grossa e textura, em geral, porfirítica a porfiroclástica. Possui biotita como mineral máfico primário, por vezes, associada a anfíbólio, e encontra-se metamorfizado na fácies xisto verde, exibindo estrutura milonítica, em estreitas zonas de cisalhamento. Evidências geoquímicas indicam que essas rochas derivam de um magma cálcio-alcálico de alto potássio a shoshonítico, metaluminoso a levemente peraluminoso evoluído por cristalização fracionada associada à assimilação crustal, possivelmente gerado em ambiente de arco continental. Duas fases de deformação relacionadas à Orogenia San Ignacio, caracterizadas pelo estiramento e alinhamento mineral evidenciadas pelas foliações S_1 e S_2 , foram identificadas nestas rochas. Foi obtida pelo método de evaporação de Pb em zircão uma idade de 1.314 ± 3 Ma, interpretada como idade de cristalização do corpo granítico. Dados Sm-Nd em rocha total indicam idade modelo T_{DM} em torno de 1,7 Ga e valor negativo para $\epsilon_{Nd(t=1.3)}$ (-14), corroborando a hipótese de envolvimento crustal na gênese do magma. Os resultados obtidos apontam semelhanças entre essas rochas e aquelas de região adjacente em território boliviano, sugerindo que o Granito Guaporeí representa uma extensão do Complexo Granitoide Pensamiento.

PALAVRAS-CHAVE: Batólito Guaporeí; Complexo Granitoide Pensamiento; Terreno Paraguá; Cálcio-alcálico de alto K.

ABSTRACT: The Guaporeí Batholith is located in the Vila Bela da Santíssima Trindade region, at Mato Grosso State (Brazil), and crops out over 240 km² along the NW direction. It is situated in the Paraguá Terrane, included in the Rondonian-San Ignacio Province, in the southwestern portion of the Amazonian Craton. The batholith is made up of monzogranite, with subordinate granodiorite, quartz monzonite and syenogranite, shows coarse porphyritic/porphyroclastic texture, is metamorphosed in the greenschist facies and mylonitized along shear zones. The biotite is the main primary mafic mineral, sometimes associated with amphibole. Geochemical data indicated high-potassium calc-alkaline and metaluminous to peraluminous character, probably generated in continental arc environment, and evolved by fractional crystallization associated to crustal assimilation. Two stages of deformation related to the evolution of San Ignacio compressional orogeny were identified and are characterized by stretching and lineation, and development of S_1 and S_2 foliations. Dating by single zircon Pb-evaporation method yields a crystallization age of 1.314 ± 3 Ma, whereas Sm-Nd whole rock isotope data indicate a T_{DM} model age of ca. 1.7 Ga and a negative value for $\epsilon_{Nd(t=1.3)}$ of -14, suggesting crustal contribution in the magma genesis. The obtained data indicate similarities between these rocks and those of the Pensamiento Granitoid Complex, in the Bolivian counterpart, and put in evidence that the Guaporeí Batholith is an extension of this complex.

KEYWORDS: Guaporeí Batholith; Pensamiento Granitoid Complex; Paraguá Terrane; High-K calc-alkaline.

¹Programa de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Ciências Exatas e da Terra - ICET, Universidade Federal de Mato Grosso - UFMT, Cuiabá (MT), Brasil. E-mail: nalonp@gmail.com

²Departamento de Recursos Minerais, Instituto de Ciências Exatas e da Terra - ICET, Universidade Federal de Mato Grosso - UFMT, Cuiabá (MT), Brasil. E-mail: prof.mzaguiar@gmail.com

³Departamento de Geologia Geral, Instituto de Ciências Exatas e da Terra - ICET, Universidade Federal de Mato Grosso - UFMT, Cuiabá (MT), Brasil. E-mail: asruiz@gmail.com

⁴Grupo de Pesquisa em Evolução Crustal e Tectônica - Guaporé, Universidade Federal de Mato Grosso - UFMT, Cuiabá (MT), Brasil.

⁵Laboratório de Geologia Isotópica (Pará-Iso), Instituto de Geociências - IG, Universidade Federal do Pará - UFPA, Belém (PA), Brasil. E-mail: moamac@ufpa.br

⁶Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia de Geociências da Amazônia - GEOCIAM, Universidade Federal do Pará - UFPA, Belém (PA), Brasil.

*Autora correspondente

Manuscrito ID 27726. Recebido em: 20/06/2012. Aprovado em: 24/10/2012

INTRODUÇÃO

Litherland *et al.* (1986) descreveram em território boliviano um expressivo e volumoso magmatismo de natureza plutônica ácida, cujas idades variam de 1,37 Ga a 1,30 Ga. Tais granitoides foram agrupados sob a designação Complexo Granitoide Pensamiento e classificados, conforme o momento de sua colocação em relação ao pico metamórfico e deformacional da Orogenia San Ignacio, como sin a pós-cinemáticos. Na região de Vila Bela da Santíssima Trindade, sudoeste do estado de Mato Grosso, aflora a porção extremo oriental do Terreno Paraguá, limitada a leste pelo Terreno Rio Alegre (Fig. 1). Entre as unidades litoestratigráficas que constituem esse terreno nessa região, destacam-se um embasamento gnáissico com idade de 1.651 ± 4 (Pb-Pb por evaporação em zircão; Figueiredo *et al.* 2009), que serve de encaixante para o Granito Guaporeí, além de *plugs* e diques do Granito Passagem (Jesus *et al.* 2010), ambos correlacionados ao Complexo Granitoide Pensamiento (Nalon *et al.* 2009). Na área estudada, o Grupo Aguapeí não apresenta deformação dúctil e metamorfismo e repousa em discordância erosiva sobre os gnaisses e granitoides. O propósito deste trabalho foi caracterizar o Batólito Guaporeí do ponto de vista petrográfico, estrutural e geoquímico, definir sua idade e seu significado petrológico. Buscou-se, além disso, avaliar se ele representa uma extensão do Complexo Granitoide Pensamiento em território brasileiro ou se constitui uma intrusão independente.

CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

A área de estudo está localizada na região de Vila Bela da Santíssima Trindade – Mato Grosso, contida na Província Rondoniana-San Ignacio e inserida no Terreno Paraguá (Ruiz 2009 e Bettencourt *et al.* 2010; Fig. 1), na porção meridional do Cráton Amazônico. Este terreno é uma unidade tectônica complexa, anteriormente denominada de Cráton Paraguá (Litherland *et al.* 1986) e ultimamente descrita como um fragmento crustal alóctone, acrescido à margem do proto-cráton Amazônico durante o Mesoproterozoico ou Neoproterozoico (Boger *et al.* 2005). Segundo os autores mencionados, a colisão e aglutinação do Terreno Paraguá ao Cráton Amazônico teria ocorrido durante a orogenia Sunsás (1,0 a 0,9 Ga), enquanto Ruiz (2005, 2009) e Bettencourt *et al.* (2010) sugeriram que se deu durante a Orogenia San Ignacio (1,37 a 1,3 Ga). Esse terreno é constituído por um embasamento paleoproterozoico, representado pelo Complexo Lomas Maneches, Grupo de Xistos San Ignacio e Complexo

Gnáissico Chiquitania, e por granitoides cálcio-alcálinos mesoproterozoicos (Complexo Granitoide Pensamiento). Informações adicionais sobre a cronoestratigrafia desse terreno foram apresentadas por Boger *et al.* (2005), com base em datações pelo método U-Pb em zircão (SHRIMP) de rochas do Complexo Lomas Maneches e do Complexo Gnáissico Chiquitania. Matos *et al.* (2009) sugeriram a seguinte sequência litoestratigráfica: Complexo Chiquitania (1,79 Ga), Grupo San Ignacio (< 1,76 Ga), Suíte Lomas Maneches (1,68 Ga) e Complexo Granitoide Pensamiento.

O Complexo Granitoide Pensamiento compreende grande extensão areal de rochas graníticas e gnáissicas que guardam os registros metamórficos e deformacionais da Orogenia San Ignacio, de 1,40 – 1,28 Ga (Bettencourt *et al.* 2010). Os corpos do complexo foram subdivididos por Litherland *et al.* (1986) em sin a tardicinemáticos e tardi a pós-cinemáticos. Os corpos sin a tardicinemáticos (1.373 – 1.347 Ma) caracterizam-se por apresentar rochas porfíricas e foliadas e os tardi a pós-cinemáticos (1.340 Ma) exibem rochas de granulação fina sem foliação marcante.

A litoestratigrafia do Terreno Paraguá na região de Vila Bela da Santíssima Trindade foi definida por Nalon (2010) e Figueiredo (2010) e compreende as seguintes unidades: Ortognaisse Turvo, Granito Fronteira, Complexo Metamórfico Ricardo Franco, Gnaiss Shangri-lá, Complexo Granitoide Pensamiento (granitos Passagem e Guaporeí), Suíte Intrusiva Guará, Granito Vila Bela, Grupo Aguapeí e Suíte Intrusiva Huanchaca (Fig. 2).

GEOLOGIA E PETROGRAFIA

O Batólito Guaporeí é constituído por granitos anisotrópicos com foliação bem marcada ou, localmente, incipiente, caracterizada pelo estiramento e orientação preferencial de minerais félsicos e arranjo planar dos máficos que, quando situados próximos a zonas de cisalhamento, encontram-se milonitizados. Essas rochas configuram um corpo de aproximadamente 240 km² limitado por zonas de cisalhamento que o colocam a NE, parcialmente, em contato com o Gnaiss Shangri-lá e Complexo Metamórfico Ricardo Franco (Figueiredo 2010), e a SW com o Gnaiss Turvo (Figueiredo 2010; Fig. 2).

Suas exposições típicas correspondem a lajedos de dimensões decamétricas, blocos e matacões subarredondados (Figs. 3A e B), por vezes, cortados por veios e vênulas centimétricas de composição quartzo-feldspática e por diques do Granito Passagem (Fig. 3C). As rochas dessa unidade apresentam cores claras que variam de branco-acinzentado a rosa-avermelhado e textura predominantemente porfírica/porfiroclástica (Fig. 3D), com fenocristais

centimétricos de feldspato alcalino em matriz de granulação média. De forma subordinada, encontram-se litotipos de granulação fina e cor branca a cinza-esverdeada. De acordo com o diagrama QAP (Fig. 4; Streckeisen 1976), são hornblenda-biotita ou biotita-monzogranitos, com sienogranitos, granodioritos e quartzo-monzonitos subordinados. Caracteristicamente, a maioria das rochas desta unidade exibe fenocristais de feldspato alcalino rosa a branco, por vezes estirados, imersos em uma matriz composta por

quartzo, feldspato alcalino e plagioclásio, biotita e, às vezes, hornblenda.

Ao microscópio, as rochas estudadas apresentam textura porfírica a porfiroclástica com fenocristais de feldspatos alcalinos, plagioclásio e quartzo em uma matriz de mesma composição, por vezes, recrystalizada. A biotita e, quando presente, o anfibólio ocorrem em cristais isolados ou em agregados isorientados. A paragênese acessória primária está representada por allanita, titanita, apatita,

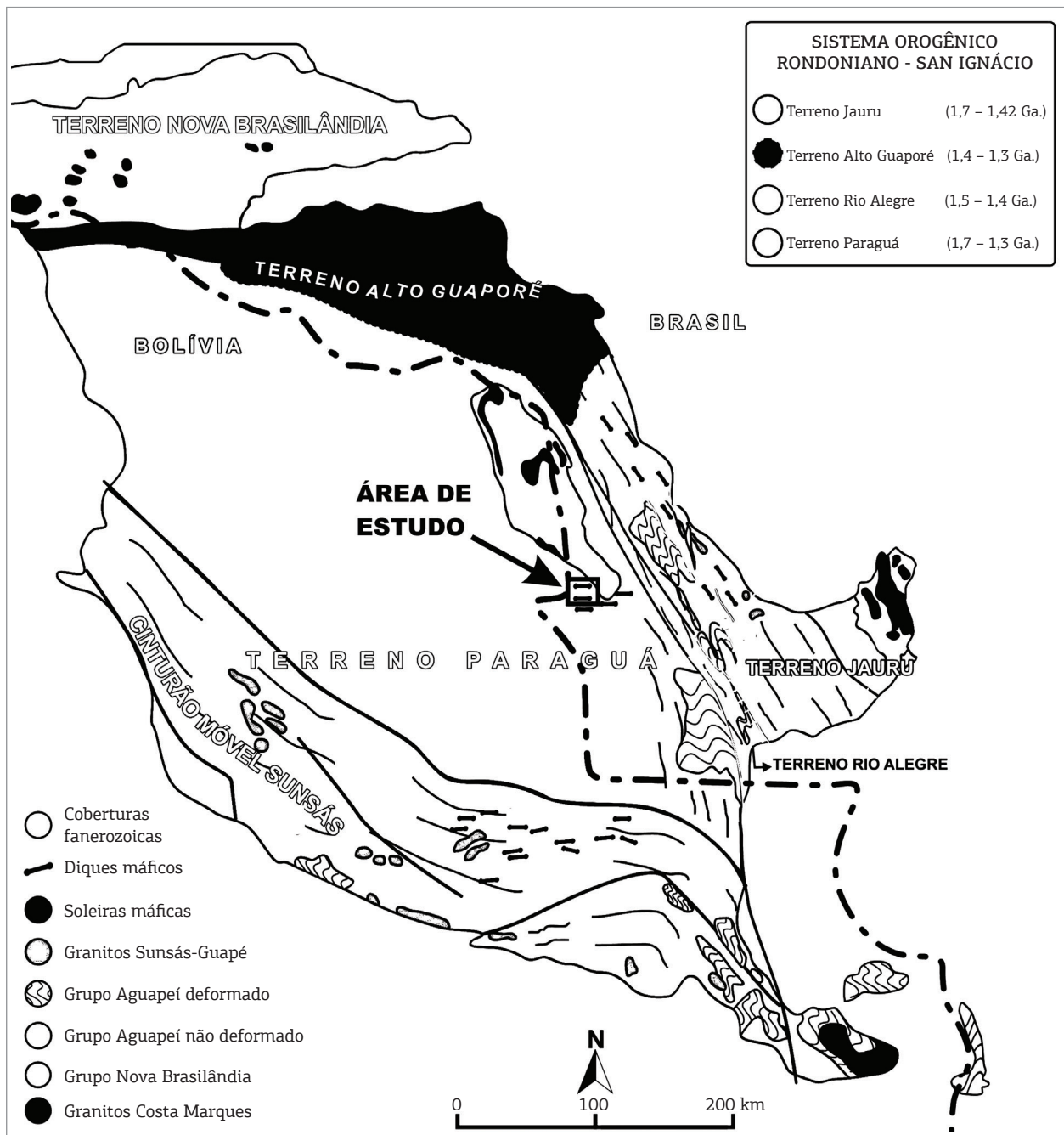


Figura 1. Localização da área estudada no mapa tectônico do SW do Cráton Amazônico em Mato Grosso, Rondônia, e oriente da Bolívia (Ruiz 2009).

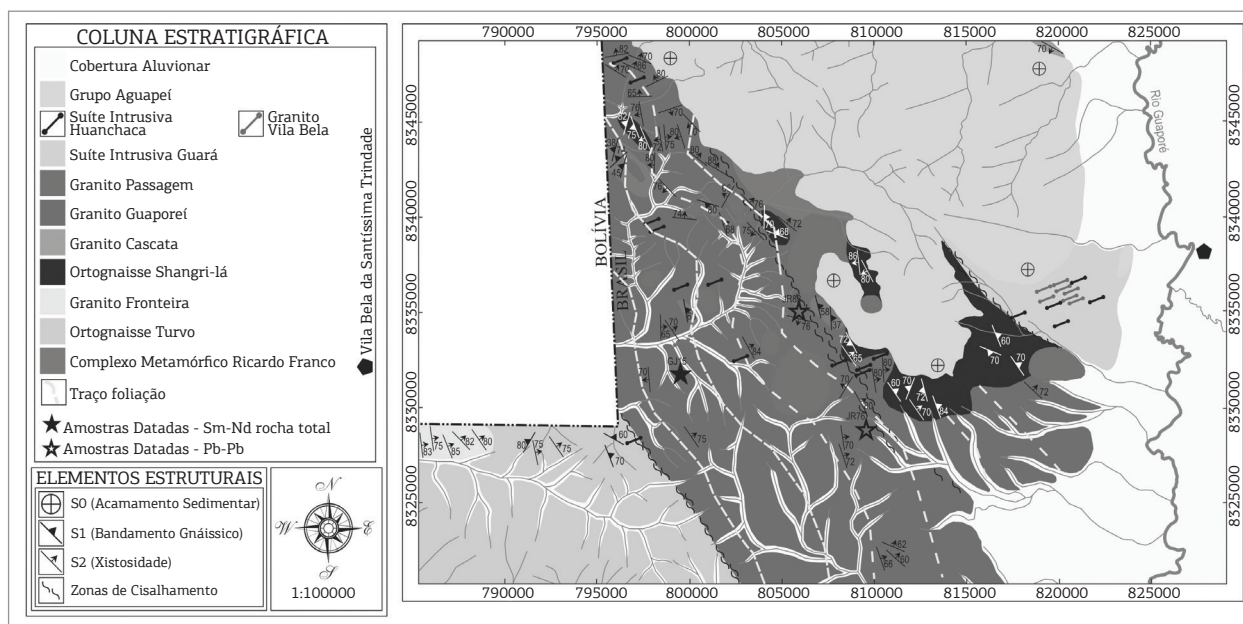


Figura 2. Mapa geológico do Terreno Paraguá na região de Vila Bela da Santíssima Trindade (MT).

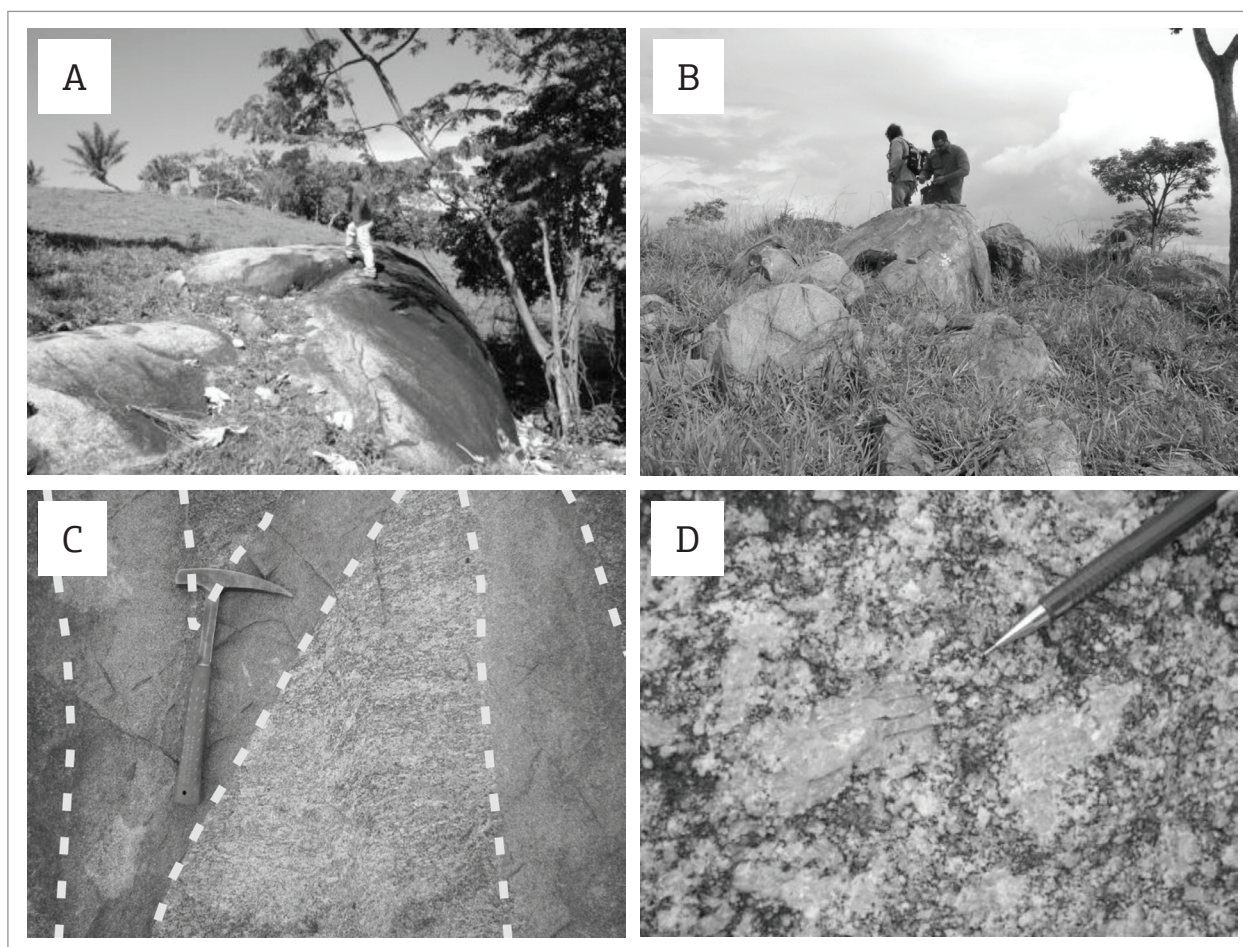


Figura 3. Ilustrações de afloramentos e de amostra de mão do Batólito Guaporeí: (A) ocorrência em lajedo; (B) matacões e blocos subarredondados; (C) dique do Granito Passagem cortando o Guaporeí; (D) aspecto macroscópico, com rocha porfírica formada por fenocristais centimétricos de feldspato alcalino em matriz inequigranular média.

zircão, monazita, rutilo e opacos; clorita, sericita, epidoto, clinozoizita, argilo-minerais e opacos constituem os produtos de alteração ou fases de metamorfismo de baixo grau da fácies xisto verde. Quando em zonas de cisalhamento, a trama dessas rochas configura feições típicas de milonitização resultantes de mecanismos de deformação, como recristalização dinâmica e deformação intracristalina. Os litotipos deformados mais intensamente podem ser classificados como protomilonitos e, mais restritamente, como ultramilonitos, caracterizados por cerca de 40 e 80% de matriz, respectivamente (Sibson 1977).

Os feldspatos alcalinos formam fenocristais e porfiroclastos e se apresentam, principalmente, em grãos anédricos com bordas cominuídas e exibem geminações em grade (dupla macla albíta + periclina) e do tipo Carlsbad. Em geral, apresentam intercrescimentos pertíticos, com lamelas sódicas tanto em grãos/gotas quanto em filmes e flâmulas (Fig. 5A), e podem formar intercrescimentos granofíricos com o quartzo. Às vezes, observam-se porfiroclastos de prováveis cristais de ortoclásio primário que ainda preservam a macla Carlsbad original, porém com igual presença de geminação em grade incipiente, sugerindo sua microclinização. Os feldspatos alcalinos da matriz se apresentam em grãos anédricos, provenientes de recristalização, que exibem geminação em grade. Evidências de processos de alteração, como argilização e sericitização, são comuns. Os plagioclásios dispõem-se como porfiroclastos anédricos a subédricos (Fig. 5B) ou em pequenos grãos recristalizados, compondo a matriz com geminações polissintéticas do tipo albíta e/ou periclina. Apresentam, por vezes, textura mirmequítica e, em algumas amostras, encontram-se intensamente turvos em decorrência dos processos

pós-magmáticos, como sericitização, argilização e saussuritização com grande quantidade de epidoto/clinozoizita, sericita e calcita. O quartzo ocorre em subgrãos anédricos e em cristais poligonais formando textura em mosaico (Fig. 5C), bem como na forma de grãos finos que constituem a matriz recristalizada que envolve os porfiroclastos de feldspatos. Deformação intracristalina é evidenciada principalmente nas rochas milonitizadas (Fig. 5D) pela formação de *ribbons* (Fig. 5E), extinção ondulante, lamelas e bandas de deformação e recristalização em subgrãos que, por vezes, exibem feição tabuleiro de xadrez. A biotita apresenta-se em palhetas milimétricas anédricas a subédricas, com pleocroísmo castanho-claro a marrom-escuro e, por vezes, deformadas, em agregados com clorita, epidoto e opacos. Também é observada em lamelas isoladas ou incluídas nos feldspatos alcalinos, associada ao anfibólio, podendo representar produto de transformação deste último. Encontra-se, em geral, substituída parcial a totalmente por clorita de coloração verde-claro, caracterizada como peninita (Fig. 5F) e, localmente, por cristais fibrosos de muscovita. O anfibólio, identificado como hornblenda, ocorre em cristais subédricos (Fig. 5G) ou anédricos, formando agregados com biotita e opacos. Apresenta pleocroísmo intenso que varia de verde-amarronzado a verde-escuro, exibindo, por vezes, discreta zonação e textura poiquilítica com quartzo. Exibe ainda transformação em biotita e/ou clorita principalmente nas bordas, nos traços de clivagens e fraturas. A titanita está presente em duas gerações, sendo uma primária formada por cristais de hábito romboédrico, com frequência incluída nos feldspatos, e outra definida por grãos secundários subédricos a anédricos, poiquiloblásticos (Fig. 5H). Localmente, é resultante de processo de substituição dos minerais óxidos de Fe e Ti ocorrendo em torno do mineral opaco, possivelmente ilmenita, caracterizando textura coronítica. A allanita se apresenta em cristais subédricos de cor amarelo-alaranjada, às vezes zonados ou de aspecto isotrópico por ter sido sua estrutura parcialmente destruída por causa de processo de metamictização. Outros minerais do grupo do epidoto acham-se disseminados ou concentrados nos grãos de plagioclásio, associados à sericita e calcita, provenientes de saussuritização. O zircão é uma fase acessória comum, ocorrendo em minúsculos cristais euédricos a anédricos, prismáticos, dispersos na matriz ou incluídos, preferencialmente, na biotita onde desenvolvem halos pleocroicos. A apatita ocorre com hábito acicular, incluída nos feldspatos e na allanita ou disseminada na matriz. Os minerais opacos apresentam-se em cristais euédricos a anédricos, localmente dendríticos, pretos ou com tonalidades amareladas a avermelhadas, ocorrendo isolados ou interdigitados com máficos, por vezes, como produto de sua alteração. São observados também, parcialmente alterados,

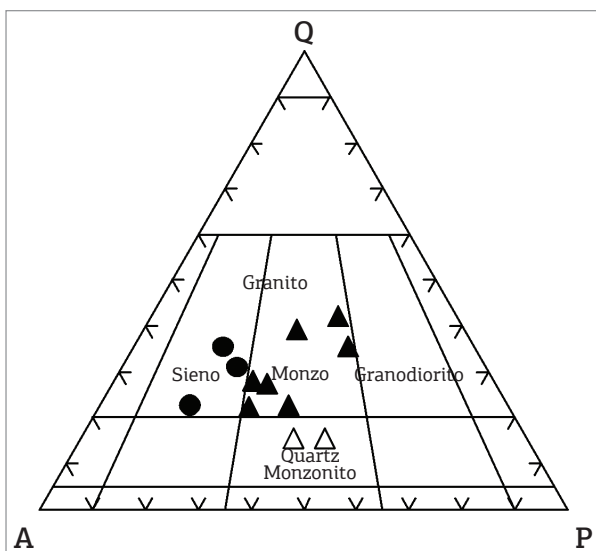


Figura 4. Diagrama QAP para as rochas do Batólito Guaporeí (campos conforme Le Maitre et al. 2002).

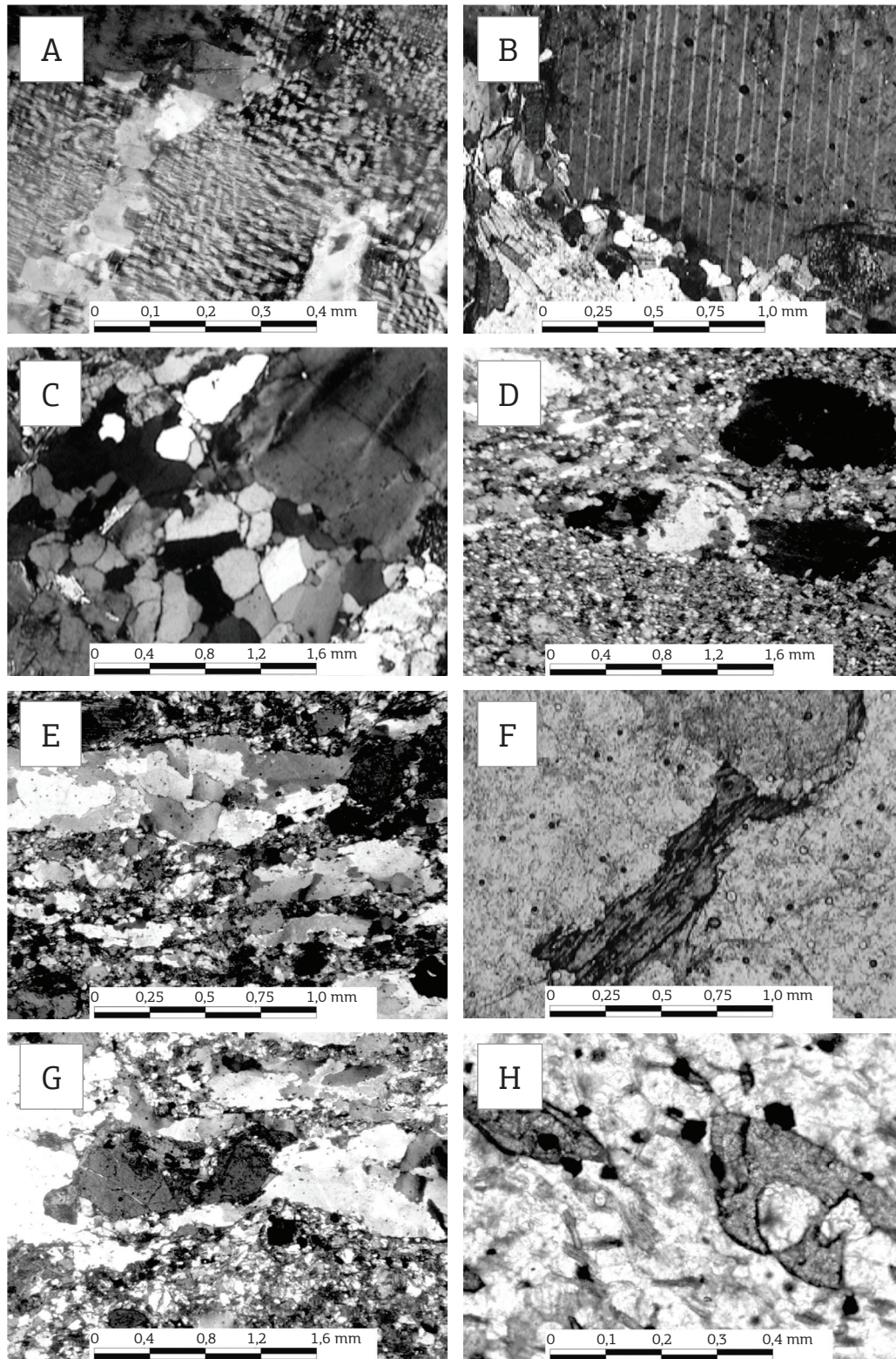


Figura 5. Fotomicrografias de rochas do Batólito Guaporeí ilustrando: (A) feldspato alcalino anédrico com intercrescimento pertítico do tipo flâmula e gotas; (B) parte de porfiroclasto de plagioclásio com bordas cominuídas formadas por minúsculos subgrãos de feldspatos e quartzo neocristalizados associados a palhetas orientadas de biotita; (C) agregado de grãos de quartzo em mosaico com junções tríplices de 120° e porfiroclasto de quartzo com extinção ondulante; (D) ultramilonito com matriz fina recrystalizada e *ribbons* de quartzo; (E) quartzo fitado com subgrãos em matriz quartzo-feldspática recrystalizada; (F) palheta de biotita parcialmente transformada em clorita; (G) grão anédrico de hornblenda orientado segundo a foliação marcada por *ribbons* de quartzo; (H) cristais subédricos de titanita poiquiloblástica. Polarizadores cruzados em A, B, C, D, E e G e paralelos em F e H.

originando titanita, biotita, clorita e rutilo. O rutilo representa geralmente um produto de alteração da ilmenita e da titanita, sendo encontrado associado a esses minerais ou, muitas vezes, à clorita, exibindo hábito fibroso a acicular.

CARACTERIZAÇÃO ESTRUTURAL

Na área estudada, foi identificada a atuação de duas fases de deformação, F_1 e F_2 , correspondentes a fase D_3 da orogenia San Ignácio (Litherland *et al.* 1986). A fase D_3 é reconhecida como o último e maior evento penetrativo, sendo simultânea à colocação de volumosas intrusões graníticas sincinemáticas e migmatização nas rochas do Terreno Paraguá. Nas rochas do Batólito Guaporeí, a fase de deformação F_1 é de natureza dúctil, sendo representada pelo desenvolvimento de uma foliação regional penetrativa (S_1), lineação mineral e de estiramento (L_1), e zonas de cisalhamento estreitas subparalelas à foliação regional (S_1). A foliação S_1 é definida como uma xistosidade marcada pela orientação preferencial da matriz quartzo-feldspática e

dos porfiroclastos de feldspato alcalino. Os máficos, principalmente a biotita e, em menor proporção, o anfibólio, completam a trama planar penetrativa (Fig. 6). A xistosidade S_1 é observada ao longo de todo o Batólito, no entanto a sua orientação varia de N30 – 45W/65 – 80NE em sua porção central e sul e para N75 – 65SE/70 – 80NW no setor norte (Fig. 7).

Zonas de cisalhamento reversas, paralelas a S_1 , foram reconhecidas nas bordas e no interior do Batólito. Formam estreitas e contínuas faixas, com desenvolvimento expressivo de proto a ultramilonitos, ou, mais comumente, milonitos com a textura ocelar típica. Lineação de estiramento e mineral L_1 , *down dip* a levemente oblíqua, e os porfiroclastos de feldspato alcalino rotacionados, indicam um movimento de topo de NE para SW.

Em análise microscópica nos sienos e monzogranitos, a foliação S_1 é marcada principalmente pelo alinhamento de minerais máficos (Fig. 8A). Nas rochas quartzo-monzoníticas, têm-se o estiramento de quartzo e o alinhamento descontínuo de biotitas e/ou hornblenda configurando a foliação S_1 (Fig. 8B). O quartzo comumente exibe feições de

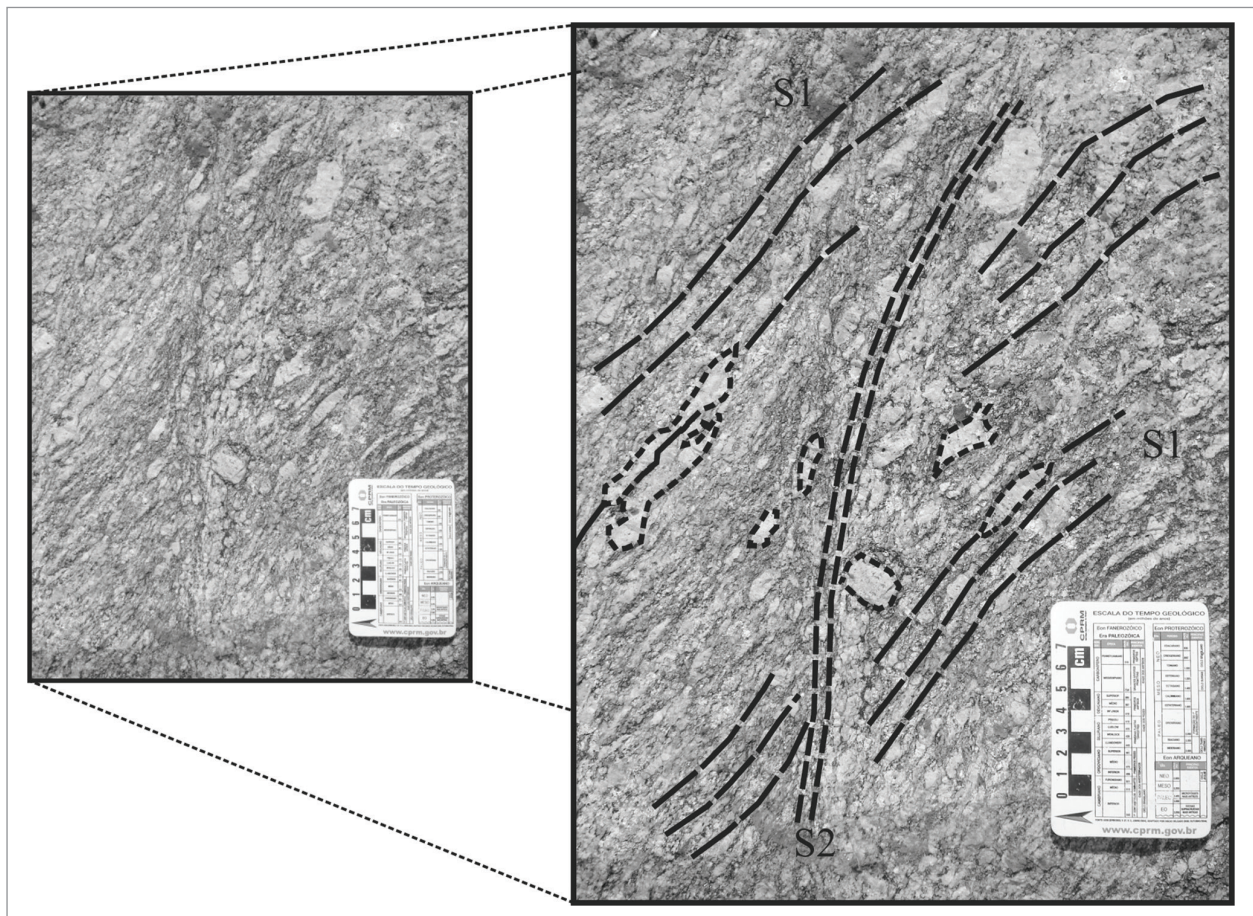


Figura 6. Aspectos de campo (em planta) ilustrando as foliações S_1 e S_2 . Detalhe para o estiramento e rotação de grãos de feldspato alcalino.

deformação intracristalina e plasticidade cristalina, como extinção ondulante, lamelas de deformação, *ribbons* e subgrãos, respectivamente. Quando os sienogranitos a granodioritos situam-se próximos de zonas de cisalhamento, observam-se: diminuição na quantidade e maior grau de arredondamento dos porfiroclastos de feldspatos, aumento na proporção de quartzo em *ribbons* e na matriz recristalizada, além de subgrãos de quartzo.

A fase F_2 é marcada pela formação de dobras suaves da foliação S_1 que resulta em uma foliação não penetrativa S_2 . A foliação S_2 é oblíqua a S_1 e coincide com a nucleação e desenvolvimento de discretas e estreitas zonas de cisalhamento dúcteis-rúpteis orientadas (Fig. 6) segundo a direção $N70 - 80W$ com mergulhos elevados, entre 70° a 80° , para o quadrante NE.

GEOQUÍMICA ELEMENTAL

Doze amostras de rochas representativas do Batólito Guaporé, considerando sua distribuição na área de estudo, bem como sua diversidade textural e mineralógica, foram selecionadas para análises químicas. Inicialmente, esses exemplares foram serrados e britados no laboratório de Laminação do Departamento de Recursos Minerais da UFMT e, em seguida, fez-se a separação de cerca de 50 g de cada amostra, sendo todas enviadas ao *Acme Analytical Laboratories (Acmelab)* – Vancouver/Canadá para determinações por meio dos métodos ICP-OES (*Inductively Coupled Plasma Optical Emission*) e ICP-MS (*Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry*) para elementos maiores, menores e traços, incluindo terras raras, sendo os resultados apresentados na Tab. 1.

As rochas do Batólito Guaporé são de natureza ácida pouco expandida, com valores de SiO_2 entre 63,81 e 73,96 % (Tab. 1). Os diagramas de Harker (Fig. 9) mostram tendências de variação coerentes com correlações lineares negativas entre sílica e Al_2O_3 , Fe_2O_3 , TiO_2 , MgO , CaO e P_2O_5 , que refletem o empobrecimento em plagioclásio cálcico e em minerais máficos primários, como hornblenda, biotita, ilmenita-magnetita, titanita e apatita, durante a diferenciação. Dos álcalis, o Na_2O não apresenta variação significativa com a sílica, enquanto os valores de K_2O são sempre

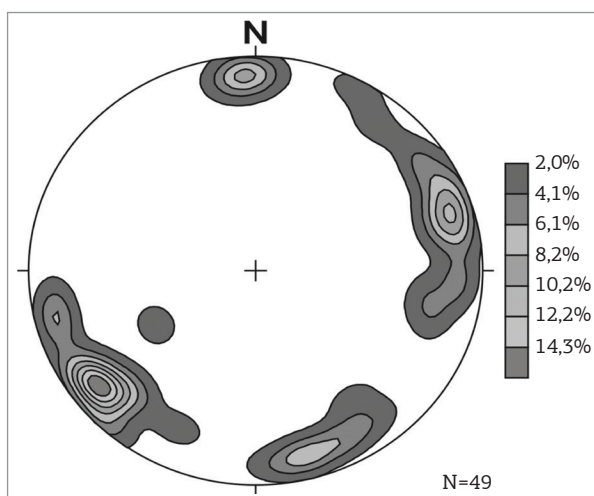


Figura 8. Fotomicrografia das rochas do Batólito Guaporé ilustrando a foliação S_1 em: (A) alinhamento de palhetas de biotita e cristais anédricos de hornblenda, no monzogranito; (B) intercalação de *ribbons* de quartzo e palhetas de biotita definindo alinhamento nos quartzo-monzonitos.

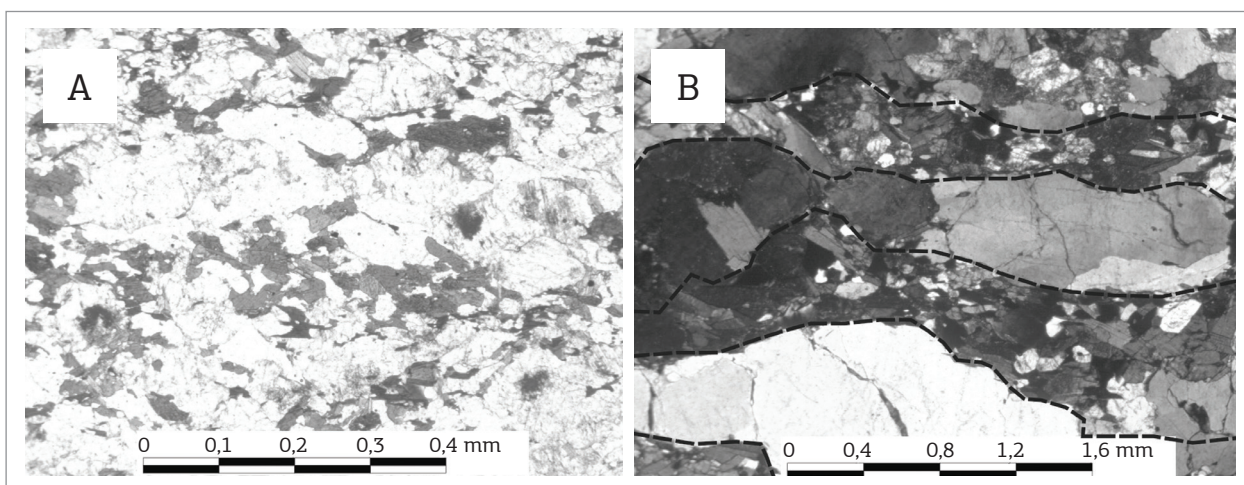


Figura 7. Estereograma para pólos da foliação S_1 do Granito Guaporé. O máximo obtido, $N40W/75NE$, reflete a porção sul e central da intrusão, e os valores próximos a $N75SE/75NW$ foram obtidos no setor norte do corpo.

elevados com correlação positiva com esse índice, evidenciando um padrão de evolução que ilustra o enriquecimento em feldspatos alcalinos das rochas mais diferenciadas.

As rochas do Batólito Guaporeí foram classificadas como traquidacitos, dacitos e riolitos na representação gráfica Total de Álcalis *versus* sílica de Le Bas *et al.* (1986; Fig. 10A), como granitos na Q – P proposto por Debon & Le Fort (1988; Fig. 10B), e como granodioritos e monzo a sienogranitos no diagrama $R_1 \times R_2$ (La Roche 1980; Fig. 10C), que considera a maioria dos elementos maiores. O gráfico $K_2O + Na_2O$ *versus* SiO_2 com limite dos domínios subalcalino e alcalino, proposto por Irvine & Baragar (1971), e o AFM, do mesmo autor, ilustrados respectivamente nas figuras 10A e 10D, indicam que o magmatismo que originou as rochas estudadas caracteriza-se como subalcalino do tipo cálcio-alcalino. A natureza de alto K a shoshonítica desse magma é sugerida pelo diagrama K_2O *versus* SiO_2 (Peccerillo & Taylor 1976; Fig. 10E) e sua afinidade entre metaluminosa e peraluminosa é ilustrada no gráfico A/NK *versus* A/CNK (Maniar & Piccoli 1989; Fig. 10F).

Os teores dos Elementos Terras Raras (ETR) das rochas do Batólito Guaporeí, normalizados pelos valores condriticos de Nakamura (1977), mostram, para a maioria das amostras, pequenas variações e distribuições similares (Fig. 11A). Os padrões das rochas dominantes evidenciam distribuição de ETR marcada pelo enriquecimento de ETRL sobre pesados, porém com razões $(La/Yb)_N$ muito variáveis (6,59 a 89,52; Tab. 1) e pronunciadas anomalias negativas de Eu (Eu/Eu^* entre 0,21 e 0,62; Fig. 11A).

No diagrama multielementos (Fig. 11B), que apresenta diversos elementos traço além de K_2O normalizados contra os valores de granitos de Cordilheira Meso-Oceânica de Pearce *et al.* (1984), observam-se padrões de enriquecimento dos elementos litófilos de íons grandes (LILE) em relação aos elementos de alta carga (HFSE). No grupo dos LILE, destaca-se anomalia positiva de Rb em relação a K_2O e Ba pelo fracionamento de feldspatos alcalinos e plagioclásio; e anomalias positivas de Th. No grupo dos HFSE, notam-se baixos valores de Ta e Nb, anomalia positiva de Ce e Sm em relação aos elementos adjacentes. Os valores normalizados de Y e Yb, geralmente inferiores a 1, assemelham-se àqueles encontrados em rochas cálcio-alcalinas de alto K.

O diagrama Nb *versus* Y (Fig. 11C; campos de Pearce *et al.* 1984) indica que a maioria das rochas do Batólito Guaporeí possui composição compatível com a de granitos fanerozoicos gerados em ambiente de arco magmático em período sincollisional. A similaridade geoquímica com as rochas formadas em ambiente de arco é corroborada pelo diagrama Hf–Rb–Ta (Fig. 11D; campos de Harris *et al.* 1986).

GEOCRONOLOGIA E GEOQUÍMICA ISOTÓPICA

As amostras foram tratadas no Laboratório de Preparação de Amostras do Departamento de Recursos Minerais (DRM) da UFMT. As datações Pb–Pb em zircão (evaporação) foram realizadas no Laboratório de Geologia Isotópica (Pará-Iso), da Universidade Federal do Pará, enquanto as análises Sm–Nd em rocha total foram realizadas no Laboratório de Geocronologia do Instituto de Geociências, da Universidade de Brasília. Em ambos os casos, as análises isotópicas foram feitas em um espectrômetro de massa *Finnigan MAT 262*. As amostras datadas correspondem aos monzogranitos JR76, JR83 (Pb–Pb em zircão – evaporação) e GJ15 (Sm–Nd em rocha total).

Procedimentos analíticos

Os concentrados de zircão foram obtidos por meio das técnicas convencionais de moagem e separação mineral (peneiramento, líquidos densos e separador magnético). Os cristais de zircão foram escolhidos manualmente da granulação 0,170 mm da fração menos magnética e dispostos em um filamento de rênio sob a forma de canoa. Fez-se o uso de mais de um grão de zircão por canoa em razão das baixas concentrações de Pb radiogênico dos zircões analisados. As análises Pb/Pb em multigrãos de zircão foram realizadas por ionização termal, mediante o sistema de detector de contagem de íons para os isótopos ^{204}Pb , ^{206}Pb , ^{207}Pb e ^{208}Pb , que permite medidas precisas para baixas razões de $^{206}Pb/^{204}Pb$. As calibrações foram feitas usando o padrão NBS 983. A média das idades foi calculada com precisão de 2σ ($\pm 95\%$ de precisão), segundo metodologia descrita em Gaudette *et al.* (1998). Cada canoa com multigrãos de zircão foi analisada em diferentes temperaturas (1.450 °C, 1.500 °C e 1.550 °C). As idades foram calculadas usando as constantes de decaimento e abundâncias isotópicas listadas por Steiger & Jäger (1977).

A técnica analítica Samário-Neodímio utiliza amostras previamente pulverizadas, levadas à abertura por via úmida com HF e HNO_3 em forno de micro-ondas. Em seguida, é realizada a separação química em duas etapas, utilizando-se colunas de cromatografia de troca iônica. Na primeira coluna, é feita a separação dos elementos terras raras dos demais elementos maiores. Na segunda coluna, faz-se a separação de Sm e Nd dos elementos terras raras. A análise é realizada por espectrometria de massa, sendo que o depósito de Nd é feito em filamento de Ta e o de Sm, em filamento de Re. Na análise química, é empregado um arranjo de filamento duplo, constituído de um filamento de evaporação, no qual é feito o depósito de Sm ou Nd, e um filamento de ionização.

Tabela 1. Composição química de elementos maiores, menores e traços (óxidos percentual em peso e elementos traço em ppm) de rochas do Batólito Guaporeí

Amostras	JR116	FL12A	FL15	AT44	GJ10	FL45	JR05	SL76	PN13	GJ15	JR03	GJ05
Classificação/ elementos	Monzo	Monzo	Monzo	Qz- Monz	Qz- Monz	Monzo	Sieno	Monzo	Monzo	Monzo	Sieno	Sieno
SiO ₂	63,81	65,05	66,48	66,60	67,01	67,34	68,11	68,42	69,62	71,22	71,84	73,96
TiO ₂	0,88	1,05	0,65	0,46	0,34	0,52	0,58	0,56	0,34	0,27	0,23	0,25
Al ₂ O ₃	15,21	13,67	14,85	15,84	16,15	14,68	14,72	13,82	14,59	14,34	13,82	12,05
Fe ₂ O ₃	5,83	6,50	5,21	3,92	2,72	4,71	3,77	3,85	3,11	2,21	2,05	3,45
MgO	1,60	1,27	1,10	1,02	0,76	0,99	0,82	0,70	0,78	0,59	0,35	0,11
MnO	0,08	0,08	0,04	0,03	0,03	0,03	0,05	0,05	0,03	0,02	0,03	0,05
CaO	3,25	3,05	1,99	2,39	2,02	1,95	2,18	1,57	2,16	1,7	1,07	0,41
Na ₂ O	2,98	2,68	2,81	3,19	3,47	2,70	3,01	2,85	3,21	3,29	2,81	2,97
K ₂ O	4,55	4,86	5,67	5,09	6,29	5,82	5,77	5,61	4,76	5,29	6,59	5,95
P ₂ O ₅	0,29	0,45	0,17	0,28	0,14	0,13	0,18	0,17	0,13	0,09	0,10	0,04
Cr ₂ O ₃	0,005	0,003	0,008	0,002	0,003	0,006	< 0,001	0,002	0,002	0,002	< 0,001	0,004
LOI	1,10	0,70	0,60	0,90	0,80	0,80	0,60	2,00	0,90	0,70	0,90	0,40
Total	99,55	99,53	99,61	99,68	99,74	99,63	99,79	99,60	99,66	99,73	99,79	99,64
Sc	13,00	14,00	7,00	6,00	3,00	7,00	8,00	6,00	2,00	3,00	3,00	2,00
Ba	1387	1644	1222	1276	1751,1	1088	1229,6	1277	1401	1091,3	1413,7	332
Co	10,70	29,80	22,00	7,00	58,90	22,20	83,80	5,20	5,40	75,40	111,20	162,50
Cs	0,60	1,90	1,50	2,10	1,30	1,40	0,40	4,50	1,30	1,00	0,90	0,50
Ga	20,30	21,10	19,90	22,10	21,80	20,10	22,20	19,00	18,00	19,10	17,80	26,50
Hf	18,70	16,30	12,60	8,00	7,70	10,90	14,00	18,00	9,10	6,40	8,50	23,00
Nb	22,50	26,40	22,70	11,50	11,30	15,70	14,70	24,40	8,80	5,20	6,80	15,80
Rb	155,50	180,90	246,20	217,30	210,00	250,30	172,10	244,00	156,40	183,20	246,50	135,00
Sn	5,00	6,00	4,00	2,00	3,00	4,00	3,00	5,00	2,00	1,00	2,00	3,00
Sr	338,10	353,20	258,90	312,30	645,40	254,30	307,30	279,50	538,90	315,70	376,40	93,40
Ta	1,20	1,80	0,40	0,50	1,20	0,40	0,50	1,40	0,70	0,30	0,90	0,80
Th	14,90	20,20	114,90	35,40	50,80	102,60	26,00	33,90	32,90	29,90	90,10	24,50
U	1,50	3,40	2,00	3,60	2,90	1,80	0,80	2,80	1,80	1,90	3,60	2,10
V	71,00	90,00	56,00	44,00	43,00	51,00	50,00	35,00	33,00	28,00	26,00	< 8,00
W	< 0,50	198,30	113,20	< 0,50	321,30	114,00	432,30	< 0,50	< 0,50	405,40	598,30	941,60
Zr	667,20	599,70	406,60	270,70	285,50	355,20	488,60	620,70	280,20	225,40	292,90	721,20
Y	114,4	110,8	17,7	41,7	26,3	18,7	39,3	114,0	18,8	11,5	22,3	147,4
Mo	0,90	3,80	7,80	0,30	0,10	6,40	0,80	1,10	0,60	0,10	0,90	5,80
Cu	23,30	13,60	37,80	18,60	7,00	25,50	6,80	11,10	7,70	4,70	10,70	17,70
Pb	6,40	6,20	15,60	6,60	10,30	13,10	5,80	10,30	9,20	9,00	16,50	41,90
Zn	101,00	100,00	86,00	63,00	37,00	73,00	69,00	77,00	43,00	45,00	33,00	76,00
Ni	15,50	16,50	34,10	9,30	6,90	29,10	3,80	3,60	8,90	4,60	4,50	22,90
As	< 0,50	0,70	< 0,50	< 0,50	< 0,50	< 0,50	< 0,50	0,50	0,60	< 0,50	< 0,50	< 0,50
Au	< 0,50	1,60	1,60	0,70	< 0,50	1,40	1,50	< 0,50	< 0,50	< 0,50	< 0,50	< 0,50
La	103,10	119,20	131,60	80,50	102,30	122,30	125,30	107,60	94,80	38,60	143,50	87,50
Ce	269,90	262,40	279,20	167,10	210,30	265,40	275,50	263,50	197,30	79,50	297,30	232,90
Pr	32,37	38,21	33,86	17,33	21,76	32,91	32,53	30,23	19,13	8,16	31,95	23,67
Nd	127,10	158,20	123,50	61,60	73,50	120,40	117,50	117,40	63,70	27,30	104,50	88,10
Sm	23,70	29,31	17,60	8,31	9,16	17,49	17,52	22,72	8,01	3,62	13,37	16,61
Eu	2,34	4,13	1,61	1,29	1,42	1,54	1,84	1,97	1,21	0,92	1,33	1,05
Gd	20,40	25,79	11,93	5,38	5,45	11,65	11,90	19,66	4,74	2,00	6,90	14,52
Tb	3,25	3,91	1,30	0,98	0,89	1,28	1,74	3,33	0,70	0,33	0,96	2,24
Dy	18,21	20,68	4,78	6,41	4,27	4,96	7,41	19,32	3,48	1,84	4,16	11,51
Ho	3,71	4,14	0,65	1,30	0,71	0,70	1,23	3,96	0,65	0,29	0,61	2,25
Er	10,77	11,09	1,39	3,57	1,97	1,49	3,03	11,35	1,88	0,88	1,71	5,93
Tm	1,53	1,64	0,16	0,46	0,35	0,19	0,48	1,78	0,29	0,14	0,31	0,88
Yb	8,98	9,59	0,98	2,54	2,13	1,04	2,58	10,88	1,69	0,83	1,75	5,16
Lu	1,25	1,33	0,16	0,38	0,3	0,16	0,38	1,57	0,25	0,12	0,24	0,81
Eu/Eu*	0,33	0,46	0,34	0,59	0,62	0,33	0,39	0,29	0,60	1,05	0,43	0,21
La/Yb*	7,65	8,29	89,52	21,13	32,02	78,40	32,38	6,59	37,40	31	54,67	11,30

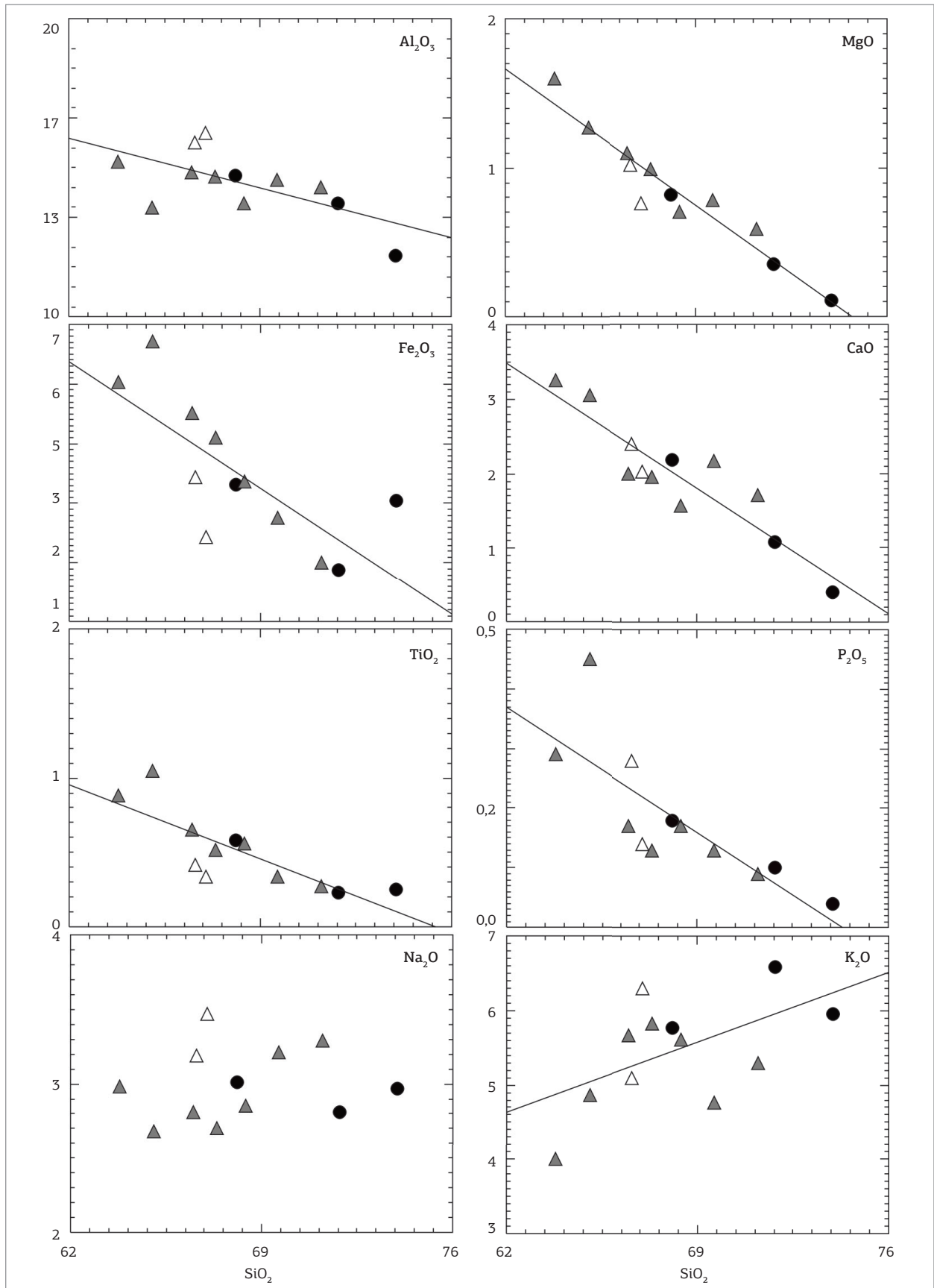


Figura 9. Diagramas de variações de Harker para elementos maiores (expressos em óxidos) das rochas do Batólito Guaporé. Símbolos: ● sienogranito; ▲ monzogranito; △ quartz-monzonito.

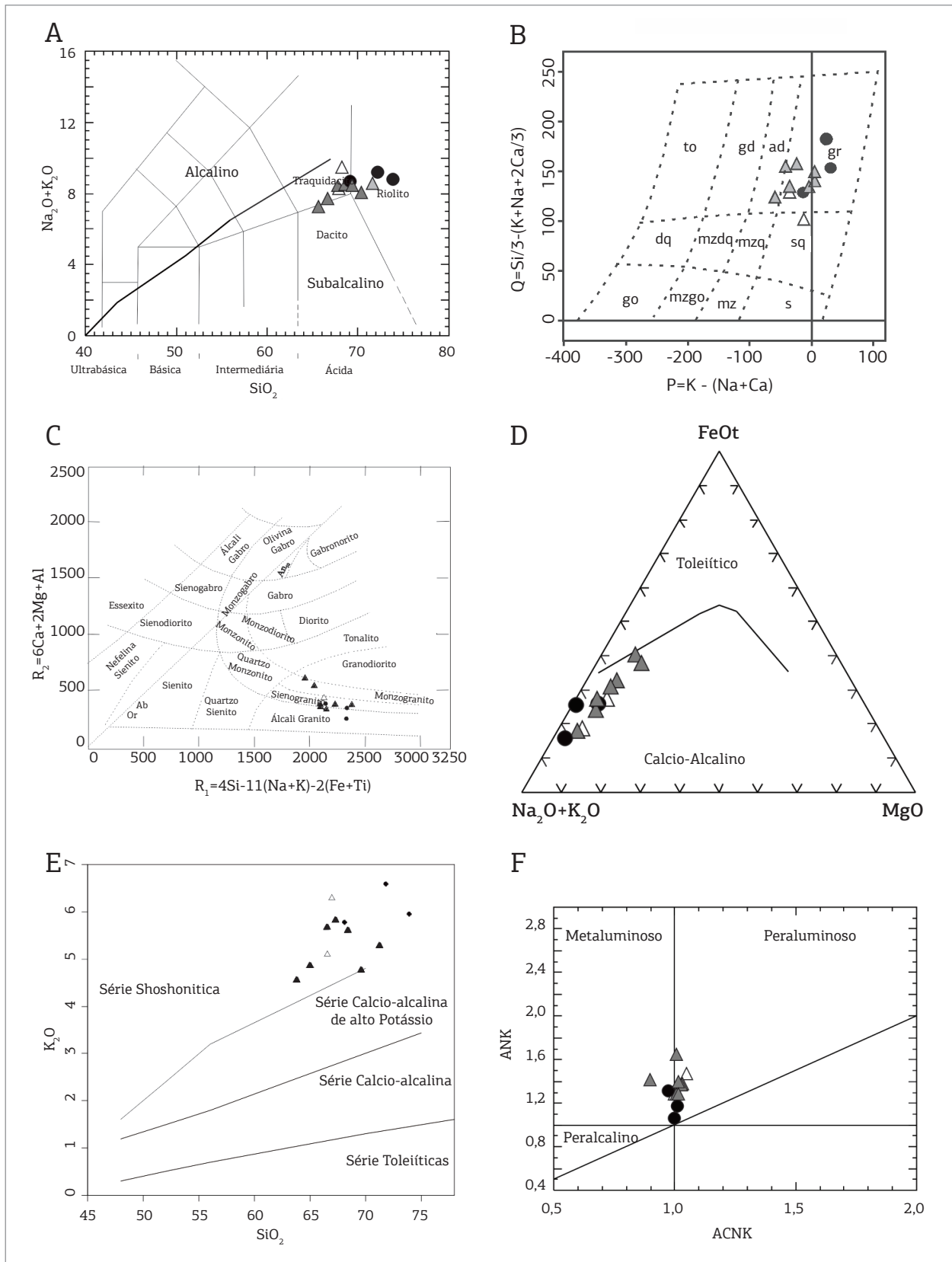


Figura 10. Diagramas classificatórios para as rochas do Batólito Guaporé: (A) total de álcalis versus sílica (Le Bas et al. 1986) com limite entre domínio alcalino/subalcalino de Irvine & Baragar (1971); (B) Q-P (Debon & Le Fort 1988); (C) $R_1 \times R_2$ (La Roche 1980); (D) AFM (Irvine & Baragar 1971); (E) K_2O versus SiO_2 (Peccerillo & Taylor 1976); (F) A/NK versus A/CNK (Maniar & Piccoli 1989). Símbolos como na Fig. 9.

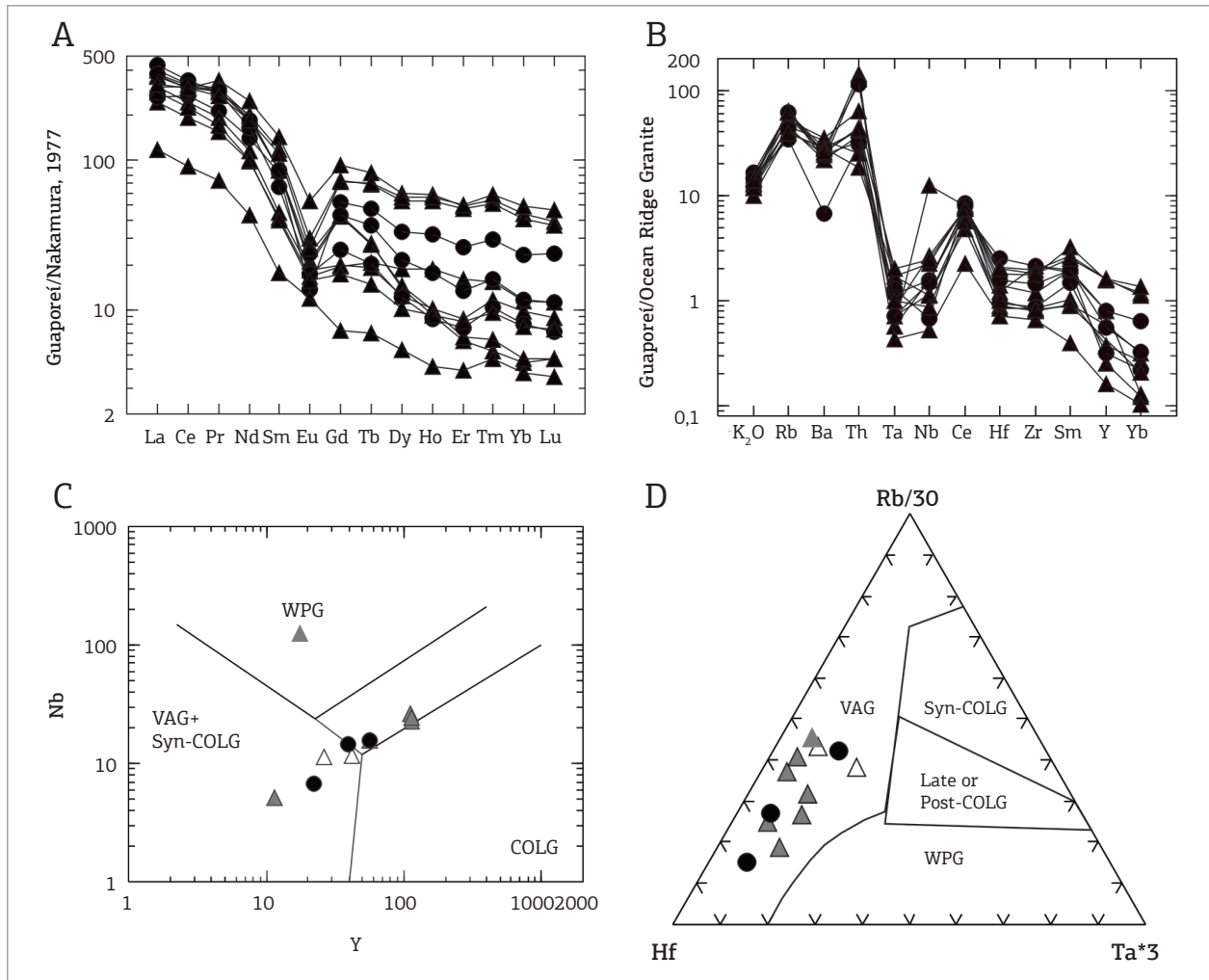


Figura 11. Padrões de distribuição das rochas do Batólito Guaporé nos diagramas: em (A) ETR, normalizados pelos valores condriticos (Nakamura 1977); (B) elementos traço e K₂O das rochas do Batólito Guaporé, normalizados pelos valores dos granitos de Cordilheira Meso-Oceânica (Pearce et al. 1984). Diagramas de classificação tectônica para as rochas do Batólito Guaporé: (C) Nb versus Y (Pearce et al. 1984); (D) Hf-Rb/30-Ta*3 (Harris et al. 1986). Símbolos como na Fig. 9.

As medidas dos conteúdos e razões isotópicas de Nd resultaram de ionização térmica, com sistemas de coletores simples e múltiplos. As razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ foram normalizadas pelos valores de $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,7219$ e, posteriormente, ajustadas pelos padrões NBS987 e La Jolla, respectivamente. Os cálculos das idades-modelo foram feitos com base na curva de evolução do manto empobrecido de DePaolo (1981).

Resultados analíticos Pb-Pb em zircão (evaporação)

Para datação geocronológica pelo método Pb-Pb em zircão do Batólito Guaporé, foram selecionadas duas amostras (JR76 e JR83). Apenas os resultados da primeira delas foram satisfatórios e serão considerados neste trabalho. Os dados relativos à amostra JR83, embora mostrem baixas razões de Pb comum, foram descartados por apresentarem

um número restrito da razão utilizada na interpretação (inferior a quatro). A amostra JR76 corresponde a um monzogranito intensamente foliado aflorante na parte sudeste do Batólito, próximo à zona de cisalhamento, e os dados analíticos obtidos estão apresentados na Tab. 2. Apresenta textura inequigranular grossa a porfírica, com fenocristais de feldspato alcalino estirados segundo a foliação regional principal, imersos em uma matriz quartzo-feldspática rica em biotita. Os cristais de zircão desta amostra variam de marrom a marrom-amarelado, são prismáticos a anédricos arredondados, curtos, com núcleos bem turvos, exibindo moderado faturamento. Raros exemplares apresentam geminação e zonação. São comuns feições de alteração metamítica, como opacidade, fraturamento e coloração leitosa. Dessa forma, para a análise, foram escolhidos os cristais menos afetados por esse processo (Fig. 12).

Cento e trinta cristais selecionados foram dispostos em grupo de quatro a cinco grãos, totalizando 26 filamentos de rênio, das quais apenas 11 foram analisados. Desses, seis foram eliminados por causa das baixas emissões de Pb para as análises. Os cinco filamentos restantes apresentaram bons resultados analíticos, obtidos durante a segunda etapa de aquecimento (1.500 °C). A fim de reduzir o desvio sobre a idade, optou-se pelo uso dos resultados de apenas quatro filamentos (10, 11, 13 e 17), os quais forneceram as 118 razões isotópicas (Tab. 2) utilizadas no cálculo da idade média de 1.314 ± 3 Ma (MSWD = 0,12) considerada como a idade de cristalização para as rochas do Batólito Guaporé (Fig. 13).

Resultados analíticos de Sm-Nd em rocha total

A amostra selecionada para estudo isotópico de Sm-Nd corresponde a um monzogranito (GJ15), localizado na parte

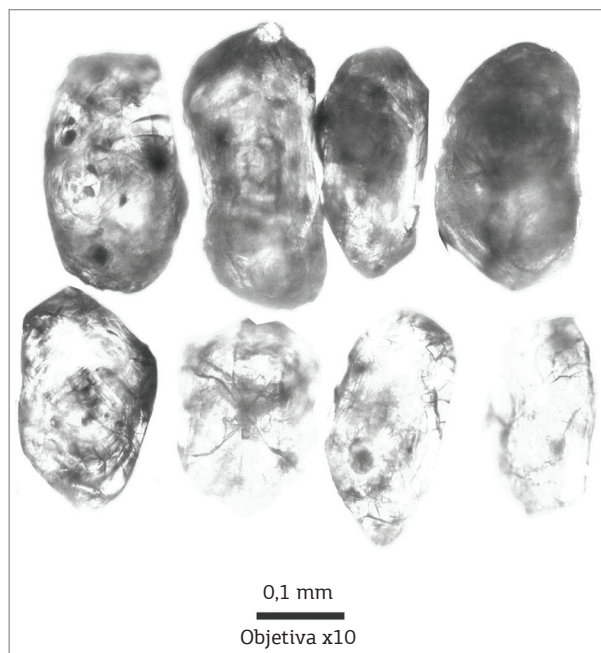


Figura 12. Fotomicrografia de cristais de zircão da amostra JR76 selecionados para datação.

sudoeste do Batólito. Consiste por uma rocha de textura inequigranular grossa a porfirítica, com foliação incipiente e fenocristais de feldspato alcalino de até 3 cm. Os resultados analíticos obtidos indicam razões $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ de 0,0841, idade-modelo T_{DM} de 1,76 Ga (Tab. 3), considerada como indicativa do período em que houve extração do magma do manto superior, enquanto o valor negativo de $\epsilon_{\text{Nd}(t=1,3)}$ (-14) é condizente com os valores apresentados por granitos de origem crustal, sugerindo processos de fusão parcial da crosta continental na geração do magma.

CONCLUSÕES

O SW do Cráton Amazônico é constituído por diversos terrenos ou fragmentos crustais que foram sendo aglutinados durante o Mesoproterozoico, ao longo de vários episódios orogênicos. O Batólito Guaporé insere-se na Província Rondoniana-San Ignacio (1,56 a 1,3 Ga) conforme a definição de Bettencourt *et al.* (2010) e faz parte do principal evento magmático registrado no Terreno Paraguá (Ruiz 2009) durante a evolução da orogenia San Ignacio (1,37 a 1,3 Ga).

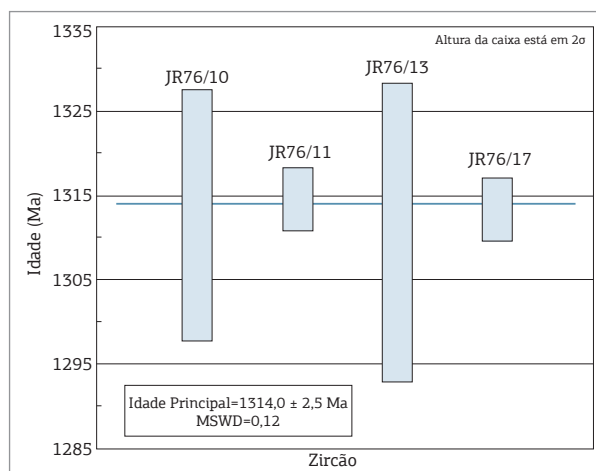


Figura 13. Diagrama idades versus cristais de zircão para a amostra JR76 do Batólito Guaporé.

Tabela 2. Dados isotópicos de Pb de multigrãos de zircão da amostra JR76 do Batólito Guaporé

Amostra	T°C	Razões	$^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2σ	$(^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})_c$	2σ	$(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})_c$	2σ	Idade	2σ
JR76/10	1.500	8/8	0,000229	0,000002	0,12218	0,00789	0,08588	0,00165	1.312,8	14,9
JR76/11	1.500	54/108	0,000129	0,000009	0,08947	0,00215	0,08495	0,00016	1.314,7	3,7
JR76/13	1.500	38/62	0,000302	0,00002	0,08287	0,00084	0,08478	0,00078	1.310,8	17,8
JR76/17	1.500	18/38	0,000588	0,000005	0,07645	0,00209	0,08490	0,00017	1.313,5	3,8
		118/216					Idade Média:	1.314		2,5

Tabela 3. Dados analíticos de Sm-Nd do Batólito Guaporé

Amostra	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} (\pm 2\text{SE})$	$\epsilon_{\text{Nd}(0)}$	T_{DM} (Ga)	$\epsilon_{\text{Nd}(t=1,3)}$
GJ15	4,385	31,504	0,0841	0,511540+/-5	-21,42	1,76	-14

O Batólito Guaporé consiste de monzogranitos, com sienogranitos e quartzo-monzonitos, subordinados, que têm biotita $\pm$ hornblenda como máficos primários; anisotrópicos, com foliação bem marcada, afetados por duas fases de deformação (F_1 e F_2) relacionadas à orogenia San Ignácio. Geoquimicamente, essas rochas constituem uma sequência ácida formada por um magmatismo subalcalino, do tipo cálcio-alcálico de alto potássio a shoshonítico, metaluminoso a levemente peraluminoso, evoluído por meio de mecanismos de cristalização fracionada associados à contaminação crustal. Os dados geocronológicos Pb-Pb em zircão indicam idade mínima de cristalização de 1.314 ± 3 Ma para os litotipos estudados. Os dados de Sm-Nd (rocha total) indicam uma idade modelo T_{DM} de 1,76 Ga, considerada como indicativa de que os materiais do manto superior foram segregados para a crosta, durante o período Estateriano, no Paleoproterozoico. Finalmente, o valor negativo encontrado para $\epsilon_{Nd(t=1,3)}$ (-14) é condizente com os granitos de origem crustal, sugerindo processos de fusão parcial da crosta continental na geração do magma formador do Batólito Guaporé.

Considerando a forte foliação penetrativa com atitude preferencial N30 – 45W/65 – 80NE, correlacionável à deformação D_3 (Litherland *et al.* 1986), a idade de 1.314 ± 3 Ma (Pb-Pb em zircão) de formação do Granito Guaporé, bem como sua caracterização petrológica, sugere-se que este é correlato às intrusões sin a tardicinemáticas do Complexo Granitoide Pensamiento, representadas pelos granitos La Junta, Puerto Alegre e San Martin (Matos *et al.* 2009). Conclui-se, portanto, que

esses corpos são formados por um magmatismo cogenético e que as semelhanças descritas reforçam ainda mais a ideia de que a área aqui estudada é parte da continuidade crustal do Complexo Granitoide Pensamiento em território brasileiro.

O arcabouço tectônico do SW do Cráton Amazônico, particularmente no oriente boliviano e sudoeste de Mato Grosso, é caracterizado pela aglutinação de terrenos ou fragmentos crustais em diversos episódios orogênicos que culminaram com a formação do supercontinente Rodínia. Os dados geológicos, geoquímicos e isotópicos (Sm-Nd) obtidos para o Batólito Guaporé, quando comparados aos granitoides do Complexo Pensamiento, sugerem que a intrusão investigada foi gerada em um ambiente tectônico convergente, em um arco magmático continental tipo andino, instalado às margens do Terreno Paraguá, durante a Orogenia San Ignácio.

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem ao PROCAD (Processo 096/2007), à FAPEMAT (Processo 002.0141/2007) e à CAPES, respectivamente, pelo custeio das análises geocronológicas/químicas e pela concessão de bolsa de mestrado à primeira autora, bem como às correções, sugestões e valiosas contribuições do primeiro revisor deste trabalho, Prof. Dr. Roberto Dall'Agnol. Agradecem também ao Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia de Geociências da Amazônia (GEOCIAM) e ao Programa de Pós-graduação em Geociências da UFMT pelo suporte financeiro e logístico.

REFERÊNCIAS

- Bettencourt J.S., Leite Jr. W.B., Ruiz A.S., Matos R., Payolla B.L., Tosdal R.M. 2010. The Rondonian-San Ignácio Province in the SW Amazonian Craton: an overview. *Journal of South American Earth Sciences*, **29**(1):28-46.
- Boger S.D., Raetz M., Giles D., Etchart E., Fanning C.M. 2005. U-Pb age data from the Sunsas region of Eastern Bolivia, evidence for the allochthonous origin of the Paragua Block. *Precambrian Research*, **139**:121-146.
- Debon F., Le Fort P. 1988. A cationic classification of common plutonic rocks and their magmatic associations: principles, method, applications. *Bulletin de Minéralogie*, **111**:493-510.
- DePaolo D.J. 1981. Nd isotopic studies: Some new perspectives on Earth Structure and Evolution. *EOS*, **62**(14):137-145.
- Figueiredo F.L.P. 2010. *Ortognaisse Turvo – registro de magmatismo paleoproterozóico no Terreno Paraguá – SW do Cráton Amazônico, Vila Bela da Santíssima Trindade, Mato Grosso*. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal de Mato Grosso, Mato Grosso, 46 p.
- Figueiredo F.L.P., Ruiz A.S., Souza M.Z.A., Macambira M.J.B. 2009. Dados isotópicos Pb-Pb em zircão do ortognaisse Turvo/Terreno Paraguá – SW do cráton Amazônico. *Boletim de Resumos Expandidos*. In: Simp. 45 Anos de Geocronologia no Brasil, 2009, São Paulo – IGC-USP, p. 177-179.
- Gaudette H.E., Lafon J.M., Macambira M.J.B., Moura C.A.V., Scheller T. 1998. Comparison of single filament Pb evaporation/ionization zircon ages with conventional U-Pb results: Examples from the Precambrian of Brazil. *Journal of South American Earth Science*, **11**(4):351-363.
- Harris N.B.W., Pearce J.A., Tindle A.G. 1986. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. *Geological Society, London, Special Publications*, **19**:67-81.
- Irvine T.N. & Baragar W.R.A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Science*, **8**(5):523-548.
- Jesus G.C., Sousa M.Z.A., Ruiz A.S., Matos J.B. 2010. Petrologia e Geocronologia (U/Pb-Sm/Nd) do Granito Passagem, Complexo Granitoide Pensamiento, SW do Cráton Amazônico (MT). *Revista Brasileira de Geociências*, **40**(3):392-408.

- La Roche H. 1980. *Granites chemistry through multicationic diagrams*. Sciences de la Terre, Série Informatique Géologique, **13**:65-88.
- Le Bas M.J., Le Maitre R.W., Streckeisen A., Zanettin B. 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology*, **27**(3):745-750.
- Le Maitre R.W. 2002. *Igneous Rocks: a Classification and Glossary of Terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks*. Cambridge, Cambridge University Press, 236 p.
- Litherland M., Annells R.N., Appleton J.D., Berrangé J.P., Bloomfield K., Burton C.C.J., Darbyshire D.P.F., Fletcher C.J.N., Hawkins M.P., Klinck B.A., Lanos A., Mithcell W.I., O Connor E.A., Pitfield P.E.J., Power G., Webb B.C. 1986. *The Geology and Mineral Resources of the Bolivian Precambrian Shield*. London, Her Majesty's Stationery Office, 140 p.
- Maniar P.D. & Piccoli P.M. 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of American Bulletin*, **101**(5):635-643.
- Matos R., Teixeira W., Geraldés M.C., Bettencourt J.S. 2009. *Geochemistry and Nd-Sr Isotopic Signatures of the Pensamiento Granitoid Complex, Rondonian-San Ignacio Province, East Precambrian Shield of Bolivia: Petrogenetic Constraints for a Mesoproterozoic Magmatic Arc Setting*. São Paulo, Geol. USP, Sér. Cient., **9**(2):89-117.
- Nakamura K. 1977. Volcanoes as a possible indicator of tectonic stress orientation: principle and proposal. *Journal of Volcanology Geothermal Research*, **2**:1-16.
- Nalon P.A. 2010. O Batólito Guaporeí – uma intrusão mesoproterozóica do Complexo Granitóide Pensamiento em Mato Grosso, SW do Cráton Amazônico. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal de Mato Grosso, Mato Grosso, 54 p.
- Nalon P.A., Souza M.Z.A., Ruiz A.S. 2009. Geologia e geocronologia do Batólito Guaporeí – Suíte Intrusiva Pensamiento – Mato Grosso. Boletim de Resumos Expandidos. In: Simp. 45 Anos de Geocronologia no Brasil, 2009, São Paulo – IGC-USP, p. 277-279.
- Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, **25**(4):956-983.
- 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**(1):63-81.
- Ruiz A.S. 2009. Compartimentação Tectônica (Pré-Sunsás) do SW do Cráton Amazônico: ênfase em Mato Grosso – Brasil. In: XVIII Congresso Geológico Boliviano, Potosi, Anais.
- Ruiz A.S. 2005. Evolução Geológica do Sudoeste do Cráton Amazônico Região Limítrofe Brasil-Bolívia-Mato Grosso. Tese de Doutorado, Universidade Estadual Paulista "Julio de Mesquita Filho" – UNESP, Rio Claro, São Paulo, 260 p.
- Sibson R.H. 1977. Fault rocks and fault mechanisms. *Journal of the Geological Society @ London*, **133**(3):191-213.
- Steiger R.H. & Jäger E. 1977. Subcommission on geochronology: convention of the use of decay constants in geo- and cosmochemistry. *Earth and Planet Science Letters*, **36**:359-362.
- Streckeisen A. 1976. To each plutonic rock, its proper name. *Earth Science Review*, Amsterdam, **12**(1):1-33.

Arquivo digital disponível on-line no site www.sbgeo.org.br
