

Petrologia, geoquímica e geocronologia dos granitos Presidente Kennedy e Barrolândia: contextualização na evolução do Cinturão Araguaia

Petrology, geochemistry and geochronology of the President Kennedy and Barrolândia granites: contextualization in the evolution of Araguaia Belt

Paulo Sergio de Sousa Gorayeb¹ , Williams Pinto dos Santos² ,
Candido Augusto Veloso Moura¹ , Layse Holanda Sousa³ 

¹Universidade Federal do Pará - UFPA, Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Rua Augusto Corrêa, 01 - Guamá, CEP 66075-110, Belém, PA, BR (gorayebp@ufpa.br; candido@ufpa.br)

²Universidade Federal do Pará - UFPA, Instituto de Geociências, Belém, PA, BR (williams_santos@icloud.com)

³Universidade Federal do Pará - UFPA, Faculdade de Geologia, Instituto de Geociências, Belém, PA, BR (layseholandas@gmail.com)

Recebido em 18 de agosto de 2017; aceito em 10 de abril de 2019

Resumo

Diversos corpos graníticos têm sido identificados no extremo leste do Cinturão Araguaia em seu domínio de mais alto grau metamórfico (Grupo Estrondo). Tais granitos são interpretados como de posicionamento tardi-cinematógeno em relação à tectônica principal e ao metamorfismo regional na evolução do Cinturão Araguaia, no final do Neoproterozoico. Nesse contexto, o Granodiorito Presidente Kennedy (GPK) e o Granito Barrolândia (GB) são exemplos dessa granitogênese na porção central do Cinturão Araguaia. Eles constituem pequenos *stocks*, com forma alongada, encaixados em micaxistos e xistos feldspáticos do Grupo Estrondo, com quem demarcam contatos em concordância estrutural, sem efeitos metamórficos terminais de contato. Esses corpos são constituídos por rochas hololeucoeráticas de composição granodiorítica e monzogranítica, contendo duas micas (biotita e muscovita) e, eventualmente, granada. Em geral são rochas equigranulares de cor cinza, levemente rosada, com textura granular hipidiomórfica ou alotriomórfica. Entretanto, são comuns feições tectono-metamórficas impressas como textura granoblástica poligonal e foliação definida pela orientação preferencial de micas, quartzo e feldspatos alongados. Os minerais essenciais são oligoclásio, microclina, quartzo, biotita e muscovita. Como acessórios ocorrem zircão, apatita, minerais opacos e, mais raramente, granada. Dados litoquímicos indicam o caráter peraluminoso desses granitos, além de elevados valores de SiO₂, Al₂O₃ e álcalis e baixos valores de MgO, Fe₂O₃t e TiO₂. A presença de coríndon normativo confirma o caráter peraluminoso desses corpos e permite, juntamente com dados petrográficos e geoquímicos, caracterizá-los como granitos tipo S. A datação realizada pelo método de evaporação de Pb em monocristais de zircão no GPK forneceu o valor de 539 ± 5 Ma, interpretado como idade mínima de cristalização e alojamento crustal no final do Neoproterozoico (Ediacarano). Idades-modelo (T_{DM}) Sm-Nd de 2,13 a 2,17 Ga, com valores negativos (-17,58; -24,31) de εNd_(550Ma), foram determinadas para o GPK. Idades T_{DM} de 2,24; 2,11 e 1,39 Ga, com valores negativos de εNd (-18,75; -18,38; -11,90) foram obtidas para o GB. Em princípio, esses dados Sm-Nd sugerem importante contribuição de fonte crustal, predominantemente do Paleoproterozoico, para esse evento magmático. Portanto, as rochas arqueanas que constituem o embasamento do segmento setentrional do Cinturão Araguaia não poderiam ser a única fonte de formação desses granitos. A hipótese mais provável seria a mistura de fontes envolvendo tanto a fusão de rochas metassedimentares do Grupo Estrondo como do embasamento arqueano. A agregação dos líquidos graníticos anatóxicos, a ascensão e o alojamento em corpos com volumes relativamente pequenos, pelo menos no nível crustal de exposição desse orógeno, se deram sincronicamente à tectônica principal do Cinturão Araguaia, no final do Neoproterozoico. As semelhanças geológica, geoquímica, petrográfica e geocronológica do GPK e GB com os granitos Ramal do Lontra e Santa Luzia, posicionados nos extremos norte e sul, respectivamente, do Cinturão Araguaia, indicam que essa granitogênese ocorreu em escala regional. Ademais, permitem relacionar esse magmatismo ao estágio principal da tectônica colisional e metamorfismo na evolução do Orógeno Araguaia, no final do Ciclo Brasileiro.

Palavras-chave: Granodiorito Presidente Kennedy; Granito Barrolândia; Cinturão Araguaia; Neoproterozoico; Idade Pb-Pb em zircão; Sm-Nd idade modelo.

Abstract

Several granitic bodies have been identified in the easternmost part of the Araguaia Belt, located in the highest metamorphic grade domain (Estrondo Group). These granites are interpreted as late kinematic in relation to the main tectonic and regional metamorphism in the evolution of this belt, at the end of the Neoproterozoic. The Presidente Kennedy Granodiorite (PKG) and the Barrolândia Granite (BG), cropping out in the central portion of the Araguaia Belt, are plutons of this granitogenesis. PKG and BG are small-elongated stocks concordant with foliation of mica schist and feldspathic schist of the Estrondo Group, without metamorphic thermal contact effects. They are hololeucocratic rocks of granodioritic and monzogranitic composition, containing two micas (biotite and muscovite), and eventually garnet. In general, the granites are grayish-gray, slightly pink, equigranular, with hipidiomorfic or alotriomorfic granular textures. However, tectono-metamorphic features are common. These are the polygonal granoblastic texture and foliation defined by the preferred orientation of micas and quartz and elongated feldspars. Their essential mineralogical constituents are oligoclase, microcline, quartz, biotite and muscovite, and the accessories are zircon, apatite, opaque minerals and, rarely garnet. Lithochemical data indicate the peraluminous character of these granites, and high values of SiO_2 , Al_2O_3 and alkalis, and low values of MgO , Fe_2O_{3T} and TiO_2 . The presence of normative corundum along with petrographic and geochemical data, allows characterize them as S-type granites. The single zircon Pb-evaporation age of 539 ± 5 Ma for the PKG is interpreted as minimum age of crystallization and crustal emplacement at the end of Neoproterozoic (Ediacaran). Sm-Nd T_{DM} model age for the PKG of 2.13 – 2.17 Ga, with negative $\epsilon\text{Nd}_{(550\text{Ma})}$ values (-17.58; -24.31), and of 2.11 Ga, 2.24 Ga and 1.39 Ga, for the BG, also with negative values of $\epsilon\text{Nd}_{(550\text{Ma})}$ (-18.75; -18.38; -11.90), suggest important contribution of Paleoproterozoic crust. Thus, the Archean basement rocks of the Araguaia belt cannot be the unique source of this granitic magmatism. The most likely hypothesis would be the mixing of sources involving both the partial melting fusion of metasedimentary rocks from the Estrondo Group with a minor contribution of the Archean basement rocks. The accumulation of these anatectic granitic liquids, the ascent and emplacement of these magmas in the supracrustal sequences were synchronous to the Araguaia Belt's main tectonic event at the end of the Neoproterozoic. Both PKG and BG have geological, petrographic, geochemical and geochronological similarities to the Santa Luzia and Ramal do Lontra granites, located at the south and north segment of the Araguaia Belt, respectively. This indicates a regional scale granitic magmatism related to the tectonic and metamorphic events of the main phase of Araguaia Orogen's evolution at the end of the Brasiliano Cycle.

Keywords: Presidente Kennedy Granodiorite; Barrolândia Granite; Araguaia Belt; Neoproterozoic; Pb-Pb zircon age; Sm-Nd model age.

INTRODUÇÃO

O magmatismo do Cinturão Araguaia (CA) tem sido estudado pelo Grupo de Pesquisa Petrologia e Evolução Crustal (GPEC), do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará (IG-UFPa), credenciado pelo Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), tendo apoio dos projetos “Instituto de Geociências da Amazônia — GEOCIAM” — Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia, Ministério da Ciência e Tecnologia/Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico/Fundação de Amparo à Pesquisa do Pará (INCT-MCT/CNPq/FAPESPA) — e “Petrologia, geocronologia e tectônica das rochas magmáticas do Cinturão Araguaia (CNPq-Universal)”. A diversidade do magmatismo e a natureza dos eventos apontam para um encadeamento de processos acontecidos em diferentes fases da evolução da orogênese que edificou o CA, norte da Província Tocantins, no Neoproterozoico (Ciclo Brasiliano). Assim, há registros de eventos de natureza máfica e/ou ultramáfica do início da instalação da Bacia Araguaia (suítes ofiolíticas), de intrusões alcalinas, provavelmente da fase rifte, pré-orogênicos; do plutonismo e vulcanismo basáltico tholeiítico relacionado à tectônica extensional, pré-metamorfismo (Suíte Xambica), uma granitogênese acontecida na fase colisional da evolução do orógeno (Suíte Santa Luzia) e um vulcanismo tholeiítico continental (Grupo Tucuruí) relacionado à tectônica extensional no final da evolução

desse orógeno (Gorayeb et al., 2004, 2008; Kotschoubey et al., 2005; Gorayeb e Moura, 2006; Paixão et al., 2008; Dutra et al., 2014; Miyagawa e Gorayeb, 2013; Paixão e Gorayeb, 2014; Barros et al., 2010; Barros e Gorayeb, 2013).

O presente trabalho foi direcionado às regiões de Presidente Kennedy e Barrolândia, no noroeste do estado do Tocantins (Figura 1), envolvendo o mapeamento de duas áreas-alvo de ocorrência do Granodiorito Presidente Kennedy (GPK) e do Granito Barrolândia (GB), análises petrográficas, geoquímicas, estudos geocronológicos e isotópicos pelo método de evaporação de Pb em zircão e Sm-Nd (rocha total).

Tendo em vista algumas lacunas do conhecimento nessa região, como a cartografia existente apenas na escala 1:250.000, a inexistência de dados geoquímicos, geocronológicos e isotópicos, a presente pesquisa vem preenchê-las com novos dados, buscando caracterizar os processos que levaram à formação desses plútons graníticos. Ao final foram feitos estudos comparativos utilizando informações da literatura de outros granitos do Cinturão e discutida sua evolução no contexto do CA.

O estudo foi desenvolvido em duas áreas-alvo na porção noroeste do estado do Tocantins, nas proximidades das cidades de Presidente Kennedy e Barrolândia, situadas nas folhas Conceição do Araguaia (SC.22-X-B) e Miracema do Norte (SC.22-X-D), respectivamente (Figura 1), e os resultados alcançados revelam um importante evento de granitogênese relacionado à fase colisional da evolução do Orógeno Araguaia.

METODOLOGIA E DESENVOLVIMENTO DO TRABALHO

A abordagem metodológica envolveu o mapeamento geológico nas duas áreas de ocorrência dos granitos GPK e GB, incluindo levantamentos de campo e análises petrográficas, químicas, geocronológicas e isotópicas. Os trabalhos de campo foram desenvolvidos em duas etapas de 7 dias, utilizando-se as principais vias de acesso na área, com observações em 37 afloramentos das diversas

unidades geológicas expostas na área, com 25 amostras coletadas (Apêndice).

A análise petrográfica foi realizada em 25 amostras e lâminas delgadas correspondentes, representativas dos granitos estudados, em que foi definido e quantificado o conteúdo mineralógico, realizada análise textural/microestrutural e classificadas utilizando o diagrama de Streckeisen (1976) e seguindo as diretrizes de Le Maitre (2004) e Gill (2010). A análise modal foi realizada em 13 lâminas delgadas representativas dos granitos estudados, utilizando-se

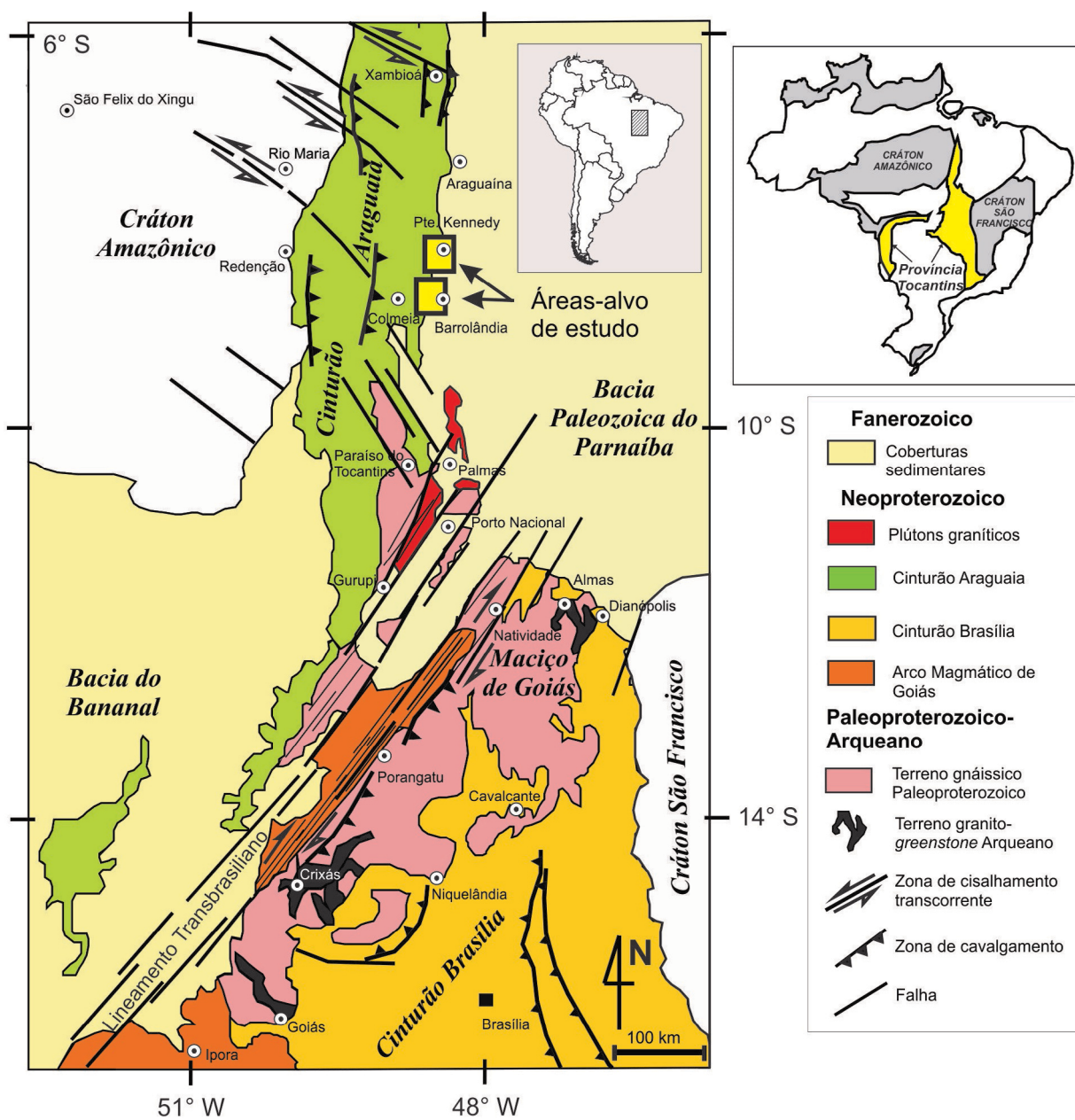


Figura 1. Mapa geológico da parte centro-norte da Província Tocantins segundo Gorayeb et al. (2017), com as principais unidades geotectônicas e indicação das áreas-alvo de estudo.

para isso o contador automático de pontos da marca SWIFT, do Laboratório de Petrografia (LAPETRO) do Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica da Universidade Federal do Pará (PPGG/UFGPA) com contagem de 1.500 pontos por amostra com espaçamento 2.

Os estudos geoquímicos foram realizados em duas amostras do GPK e quatro amostras do GB, e a limitada amostragem se deve à carência de afloramentos bem preservados, devido à intensa alteração intempélica. As rochas selecionadas foram analisadas na ACME Analytical Laboratories Ltd., em Vancouver, Canadá. Os elementos maiores e menores foram determinados por espectrometria de emissão atômica com fonte de plasma indutivamente acoplado (*inductively coupled plasma emission spectrometry* — ICP-ES). Os elementos traço, incluindo os elementos terras raras (ETR), foram obtidos por espectrometria de massa com plasma indutivamente acoplado (*inductively coupled plasma mass spectrometry* — ICP-MS).

Na investigação geocronológica foi empregada a técnica de evaporação de Pb em monocristais de zircão, seguindo a metodologia desenvolvida por Kober (1987). Essa técnica permite determinar a composição isotópica do Pb presente em um cristal de zircão, utilizando um espectrômetro de massa de ionização termal (*thermal ionization mass spectrometry* — TIMS), e assim definir a idade desse mineral com base no valor da razão isotópica $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$. O cristal de zircão é fixado em um filamento de rênio (filamento de evaporação), que é posicionado em frente a outro filamento de rênio (filamento de ionização). O aumento gradativo da temperatura do filamento de evaporação induz à evaporação dos átomos de Pb presentes no cristal, que se depositam no filamento de ionização. O subsequente aumento da temperatura do filamento de ionização leva à volatilização e ionização dos átomos de Pb ali depositados, e a determinação da abundância dos diferentes isótopos do Pb no TIMS. Essas análises geocronológicas foram realizadas no equipamento TIMS modelo FINNIGAN MAT 262 do Laboratório de Geologia Isotópica (Pará-Iso) do IG-UFGPA, onde a técnica é rotineiramente empregada (Gaudette et al., 1998). Nesse espectrômetro, as etapas de evaporação são realizadas, em geral, nas temperaturas de 1.450, 1.500 e 1.550°C. O valor médio da razão $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ medido em 10 varreduras na sequência de massa 204-206-207-206-207-208-204 define um bloco de dados. Em cada etapa de evaporação são obtidos cinco blocos de dados, cuja média do valor da razão $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ é utilizada para o cálculo da idade para uma dada temperatura de evaporação. Os blocos de dados com valores da razão $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ abaixo de 2.500 são descartados e aqueles acima desse limite têm os valores da razão $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ corrigidos para Pb comum, utilizando o modelo de Stacey e Kramers (1975). Na estimativa da idade do zircão, em geral, são consideradas as idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ obtidas nas etapas de evaporação de mais altas temperaturas, pois

seriam as mais representativas da idade de cristalização do mineral (Kober, 1986, 1987).

O método Sm-Nd foi empregado na determinação da idade-modelo (T_{DM}) de amostras representativas do GPK e do GB. As análises isotópicas foram realizadas no Laboratório Pará-Iso e seguiram os procedimentos descritos em Oliveira et al. (2008). Assim, em uma bomba de teflon são adicionados, aproximadamente, 100 mg de amostra previamente pulverizada, e massa similar do traçador misto $^{149}\text{Sm}-^{150}\text{Nd}$. Em seguida é acrescentada a mistura de ácidos HF-HNO₃ para a dissolução de amostra em forno micro-ondas. Após a dissolução da amostra é realizada a separação química dos ETR em coluna cromatográfica de troca iônica, com resina DOWEX 50-WX8 usando HCl 2N e HNO₃ 3N como eluentes. Posteriormente, é feita a separação do Nd e do Sm dos demais ETR em coluna de troca iônica com resina EICHRON Ln, usando como eluente HCl 0,2 e 0,3 N, respectivamente. O Sm e o Nd são depositados em filamento de tálio e levados ao espectrômetro de massa (modelo FINNIGAN MAT 262) do Laboratório Pará-Iso para análise isotópica. Essa análise emprega um arranjo de filamento duplo constituído de um filamento de evaporação, onde é depositado o concentrado de Sm ou de Nd, e um filamento de ionização de rênio. As razões isotópicas medidas do Nd são corrigidas para o fracionamento de massa utilizando como referência de normalização a razão $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,7219$. Os cálculos das idades-modelo foram feitos com base na curva de evolução do manto empobrecido de DePaolo (1981).

CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

O CA é uma unidade geotectônica do Neoproterozoico localizada no centro norte do Brasil que apresenta uma configuração geral submeridiana, ocupando uma extensão de aproximadamente 1.200 km e largura da ordem de uma centena de quilômetros (Alvarenga et al., 2000). Esse domínio geotectônico faz parte do setor meridional da Província Tocantins (Almeida et al., 1981). O embasamento do CA, a oeste, está representado pelo conjunto de rochas arqueanas e paleoproterozoicas da porção oriental do Cráton Amazônico, cujas unidades metassedimentares o recobrem discordantemente. Na porção sudeste, faz limite com rochas do Maciço de Goiás, representado pelos complexos Porto Nacional e Rio dos Mangues do Paleoproterozoico (Gorayeb et al., 2000a; Arcanjo e Moura, 2000). No domínio leste, o embasamento arqueano encontra-se exposto em núcleos erodidos de estruturas braquianticlinais, representado por gnaisses do Complexo Colmeia de idade 2,85 Ga, que é correlacionado às suítes tonalito-trondhjemitó-granodiorito (TTG) da porção oriental do Cráton Amazônico (Moura e Gaudette, 1999; Gorayeb et al., 2008). A norte e a leste, desaparece sob coberturas de rochas sedimentares da Bacia do Parnaíba e depósitos cenozoicos (Figura 1).

As principais unidades litoestratigráficas que compõem o CA estão sintetizadas em Abreu (1978), Hasui et al. (1984), Alvarenga et al. (2000) e Gorayeb et al. (2008). A sucessão de rochas metassedimentares que compõem o CA está reunida no Supergrupo Baixo Araguaia (Abreu, 1978), que por sua vez é dividido nos grupos Estrondo e Tocantins. A sequência basal é representada pelo Grupo Estrondo, dividido nas formações Morro do Campo e Xambioá, que representam sucessões de quartzitos puros e micáceos, às vezes com cianita, mármore puros e impuros e micaxistos variados com granada, estauroilita, cianita, grafita xistos, xistos feldspáticos, xistos calciossilicáticos e anfibolitos (Gorayeb et al., 2008).

Ao longo do domínio oeste do CA, um conjunto de rochas máficas e ultramáficas associadas com rochas sedimentares de águas profundas se encontra alojado tectonicamente em rochas de baixo grau metamórfico do Grupo Tocantins, representadas por peridotitos e dunitos serpentinizados e seus produtos metamórficos, metabasaltos (*pillow basalts*) e outras associações de rochas (Miyagawa e Gorayeb, 2013). Uma parte delas é apontada como fragmentos de suítes ofiolíticas e dentre as mais expressivas e melhor conhecidas estão os corpos de Quatipuru, Serra do Tapa, Morro do Agostinho e Morro Grande (Gorayeb, 1989; Paixão e Nilson, 2002; Kotschoubey et al., 2005; Barros e Gorayeb, 2013; Paixão e Gorayeb, 2014).

Dezenas de corpos gabroicos metamorizados (escapolita metagabros, metadiabásios, anfibolitos, granada anfibolitos) foram identificados na região de Xambioá-Araguanã e reunidos por Gorayeb et al. (2004) na Suíte Gabroica Xambica, e encontram-se alojados em micaxistos do Grupo Estrondo. Esses gabros foram datados pelo método de evaporação de Pb em zircão, obtendo-se idade de 817 ± 5 Ma (Gorayeb et al., 2004), e pelo método U-Pb em zircão, resultando nas idades de 878 ± 22 Ma, 804 ± 35 Ma e 752 ± 23 Ma (Barros et al., 2010). Assim, concluíram que se trata de um magmatismo basáltico tholeiítico que alojou corpos intrusivos na sequência sedimentar que originou o Grupo Estrondo, precedendo ao metamorfismo e tectônica principal do CA.

Investigações sistemáticas envolvendo mapeamento, geocronologia, geologia isotópica e geoquímica da interface CA e do Maciço de Goiás levaram à individualização de quatro eventos de geração de granitos (Gorayeb et al., 2000b; Gorayeb e Moura, 2006), proporcionando melhor entendimento da granitogênese nessa parte da Província Tocantins. Dois deles foram gerados no Paleoproterozoico e os demais, no final do Neoproterozoico. A geração mais velha (G1) é representada pela Suíte Ipueiras e foi caracterizada como granitos do tipo A, com idade em torno de 2,08 Ga, T_{DM} entre 2,19 e 2,15 Ga e ϵNd positivo (2,08), sugerindo um domínio juvenil para essa porção do Maciço de Goiás, relacionado ao evento termo-tectônico no final do Rhyacian (Chaves et al., 2008). O segundo evento (G2) é representado pelos granitos Serrote e Cantão, que são pouco conhecidos, com alojamento

crustal em torno de 1,85 Ga, mas foram retrabalhados no Neoproterozoico pelos processos termotectônicos relacionados à evolução do CA (Moura e Sousa, 2002; Moura e Gaudette, 1999). Os outros dois eventos, do Neoproterozoico, apesar da idade similar ($\sim 0,55$ Ga), ocorrem em diferentes ambientes tectônicos. Os corpos da Suíte Lajeado (G4) estão alojados em terrenos gnáissico-granulíticos do Paleoproterozoico do Maciço de Goiás, com idade Ediacarana (552 – 545 Ma), representando granitos tipo A (Gorayeb et al., 2013), enquanto a geração G4 compreende plútons associados à evolução do CA, cuja maior referência são os corpos da Suíte Santa Luzia, de posicionamento sin-tarde cinemáticos do final do evento Brasileiro (490 e 580 Ma). Eles se apresentam na forma de pequenos *stocks*, diques, lentes e veios que se encontram alojados concordantemente à foliação dos micaxistos e quartzitos do Grupo Estrondo (Costa et al., 1983; Macambira, 1983; Bulhões e Dall’Agnol, 1985; Moura e Gaudette, 1993; Lamarão e Kotschoubey, 1996).

GRANITOGÊNESE NO CINTURÃO ARAGUAIA

O magmatismo granítico identificado no CA não é de grande expressão, pelo menos no nível crustal atual de exposição desse orógeno, sendo marcado por corpos de dimensões relativamente pequenas que ocorrem sempre nos domínios de maior grau metamórfico do CA, dentre os quais se destacam os granitos Ramal do Lontra, Santa Luzia e Presidente Kennedy. Apesar de espacialmente pouco representativo, esse magmatismo tem grande importância para o entendimento da evolução do CA, pois, segundo Abreu et al. (1994) e Gorayeb et al. (2008), estaria relacionado à fase principal do metamorfismo regional desse Cinturão.

O Granito Ramal do Lontra (GRL) foi reconhecido inicialmente por Abreu (1978), que identificou corpos granitoides aflorantes no “Ramal do Rio Lontra”, próximo à Fazenda Marinheiro, a leste da Braquianticlinal do Lontra, na região de Xambioá, Tocantins. Posteriormente, Macambira (1983) descreveu outros pequenos corpos e veios aflorantes nessa região, além do GRL, e reporta que as relações de campo mostram que esse corpo é intrusivo nos quartzitos e micaxistos da Formação Morro do Campo sem, entretanto, apresentar qualquer evidência desse tipo de relação. Macambira (1983) relatou que o GRL apresenta evidências de deformação, tais como a foliação das micas e encurvamento das maclas de plagioclásio e, contraditoriamente, afirma não apresentar feições metamórficas, concluindo que o granito foi gerado após o metamorfismo regional que afetou a área.

Outras rochas graníticas identificadas na região de Xambioá compreendem pequenos corpos localizados na Serra da Ametista, na porção sudeste da Braquianticlinal do Lontra, em seu flanco interno, e veios graníticos e pegmatíticos com ametista, encaixados tanto nos gnaiesses e anfibolitos

do embasamento como nas rochas supracrustais do Grupo Estrondo (Macambira, 1983; Collyer e Kotschoubey, 2008).

Alves (2006) estudou em detalhe o GRL, sob enfoque petrográfico, geoquímico e geocronológico, e as datações utilizando o método de evaporação de Pb em zircão resultaram na idade 549 ± 5 Ma, interpretada como idade mínima de colocação do plúton.

Outra importante referência desse magmatismo é a Suíte Santa Luzia, identificada por Costa et al. (1983) próximo à cidade de Paraíso do Tocantins, a qual reúne diversos corpos subcirculares ou ovalados com diâmetros variando de 1 a 10 km, bem como corpos tabulares como diques, alojados concordantemente à estruturação dos xistos e quartzitos do Grupo Estrondo. Em geral, registra-se nesses granitos uma foliação definida pela orientação das micas e quartzo e feldspatos alongados, que é concordante com a estrutura dos xistos encaixantes. Petrograficamente, são rochas pobres em minerais máficos, de granulação variando de média a grossa e apresentam raramente textura porfirítica. O plúton mais expressivo dessa suíte (Granito Santa Luzia — GSL) foi estudado em maior detalhe por Lamarão e Kotschoubey (1996). Segundo estes autores, o GSL ocorre na forma de pequenos *stocks*, diques, veios e lentes encaixados nos micaxistos e quartzitos do Grupo Estrondo, cuja relação com a estrutura dessas rochas é geralmente de concordância estrutural sugerindo alojamento sin a tardi-tectônico. Os estudos petrográficos identificaram granodioritos, monzogranitos e pegmatitos, com assinaturas geoquímicas indicando caráter peraluminoso. Esses autores interpretam essas rochas como originadas a partir de um magma pouco fracionado gerado na crosta continental, e sugerem como fonte principal do magma o embasamento gnáissico arqueano (Complexo Colmeia).

Datações realizadas por Moura e Gaudette (1993) em cristais de zircão do GSL utilizando o método de evaporação de Pb com filamento único de rênio revelou uma idade imprecisa de 583 ± 39 Ma. No entanto, datações utilizando o mesmo método, porém com a sistemática de filamento duplo, forneceram idades entre 550 e 560 Ma (Moura e Sousa, 2002).

O GPK, localizado ao norte da cidade de Paraíso do Tocantins, foi estudado inicialmente com enfoque cartográfico e petrográfico por Bulhões e Dall'Agnol (1985), que delimitaram dois pequenos *stocks* intrusivos em quartzitos e micaxistos do Grupo Estrondo e interpretaram como corpos posicionados no núcleo de estruturas anticlinais. Esses autores relatam que os tipos petrográficos são uniformes em ambos os corpos, consistindo de muscovita-biotita granodiorito a monzogranito, que apresentam texturas magmáticas, porém frequentemente afetadas por deformação e metamorfismo, o que é destacado pela presença de foliação e texturas em mosaico. A partir de dados estruturais, os autores sugerem que os corpos foram colocados por processos diapíricos, supostamente contemporâneos à formação das estruturas braquianticlinais do CA, o que não tem sido confirmado.

GEOLOGIA DAS ÁREAS ESTUDADAS

O estudo cartográfico geológico foi realizado em duas áreas-alvo onde melhor estão expostos os granitos, na região de Presidente Kennedy e Barrolândia, cujo mapeamento levou a melhor delimitação dos corpos graníticos, definição de suas extensões, disposições e de suas relações de contato com as rochas metamórficas encaixantes e coberturas sedimentares (Figuras 2 e 3).

A área de Presidente Kennedy foi objeto de um trabalho preliminar de cartografia e petrografia realizado por Bulhões e Dall'Agnol (1985), que reuniram as rochas graníticas sob a denominação de GPK, delimitando dois pequenos plútons. No presente estudo, verificou-se que se trata de um único plúton, conforme apresentado no mapa da Figura 2. No entanto, é provável que o corpo se estenda ainda mais para leste, já que está parcialmente recoberto pelas rochas sedimentares da Bacia do Parnaíba.

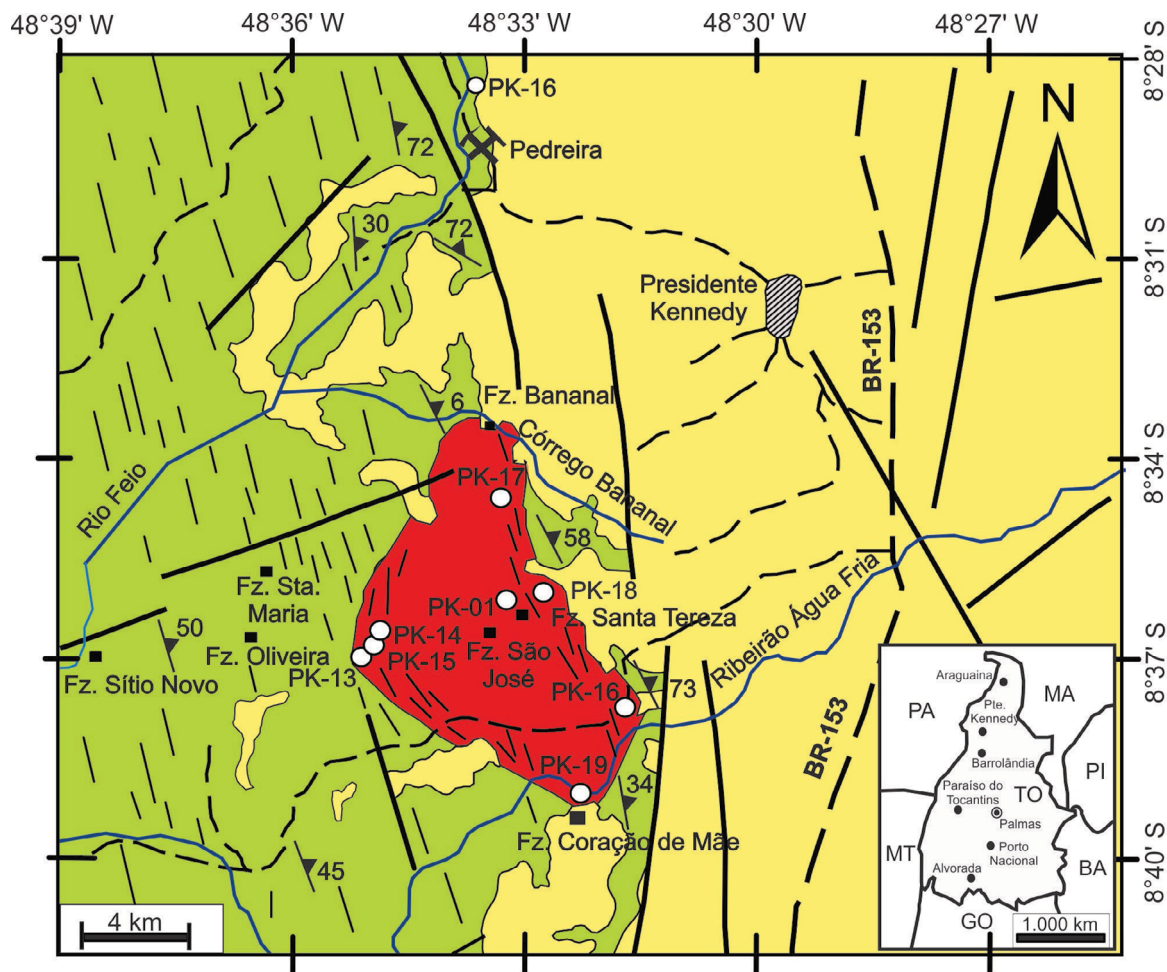
As rochas graníticas constituem colinas e morros com topos abaulados e encostas suaves (Figuras 4A, 4B e 4C), no entanto a expressão geomorfológica mais significativa da área é definida pelas coberturas sedimentares da Bacia do Parnaíba, as quais suportam o Planalto do Tocantins com altitudes da ordem de 700 m, ou sustentam morros testemunhos (Figura 4D).

A unidade mais antiga na área estudada é representada pelo Grupo Estrondo, que reúne uma sucessão de rochas metassedimentares da fácies anfibolito. No entanto, rochas arqueanas do Complexo Colmeia (~ 2,85 Ga) afloram a aproximadamente 35 km ao sudoeste da área, expostas no núcleo da estrutura braquianticlinal de Colmeia. As outras unidades são representadas pelo GPK e GB e todo o conjunto é recoberto por rochas sedimentares do Paleozoico, representadas pelas formações Pimenteiras e Cabeças da borda oeste da Bacia do Parnaíba (Figuras 2 e 3). A seguir são descritas as principais unidades litoestratigráficas da área.




Formação Xambioá (Grupo Estrondo)

Essa unidade ocupa grande parte da área de estudo e morfológicamente é caracterizada por uma superfície com suaves ondulações, delineando pequenos morros e colinas com topos abaulados ou com cristas alinhadas sustentadas por micaxistos variados (Figura 4A). Alguns afloramentos são destacáveis, constituindo extensos lajeiros, a exemplo da pedreira a aproximadamente 15 km a noroeste da cidade de Presidente Kennedy. O estudo petrográfico permitiu diferenciar biotita-muscovita-quartzo xistos, muscovita-biotita xistos, granada-biotita xistos, xistos feldspáticos e quartzitos.

Os xistos em geral possuem coloração cinza em tons claros e escuros, granulação média ou grossa e são fortemente foliados, com xistosidade bem definida, e em certos tipos destacam bandamento milimétrico a centimétrico



Unidades litoestratigráficas

Paleozoico		Formação Pimenteiras	Arenitos e siltitos ferruginosos e camadas conglomeráticas
		Granodiorito Presidente Kennedy	Muscovita-biotita Granodioritos e monzogranitos, pegmatitos
Neoproterozoico		Formação Xambioá	Muscovita-biotita-quartzo xistos, xistos feldspáticos, xistos migmatizados

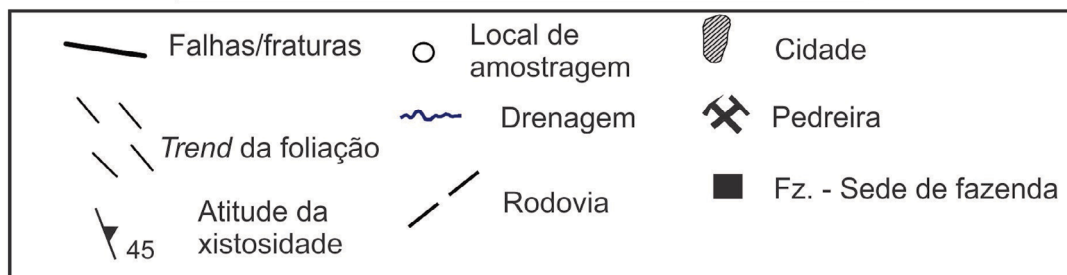
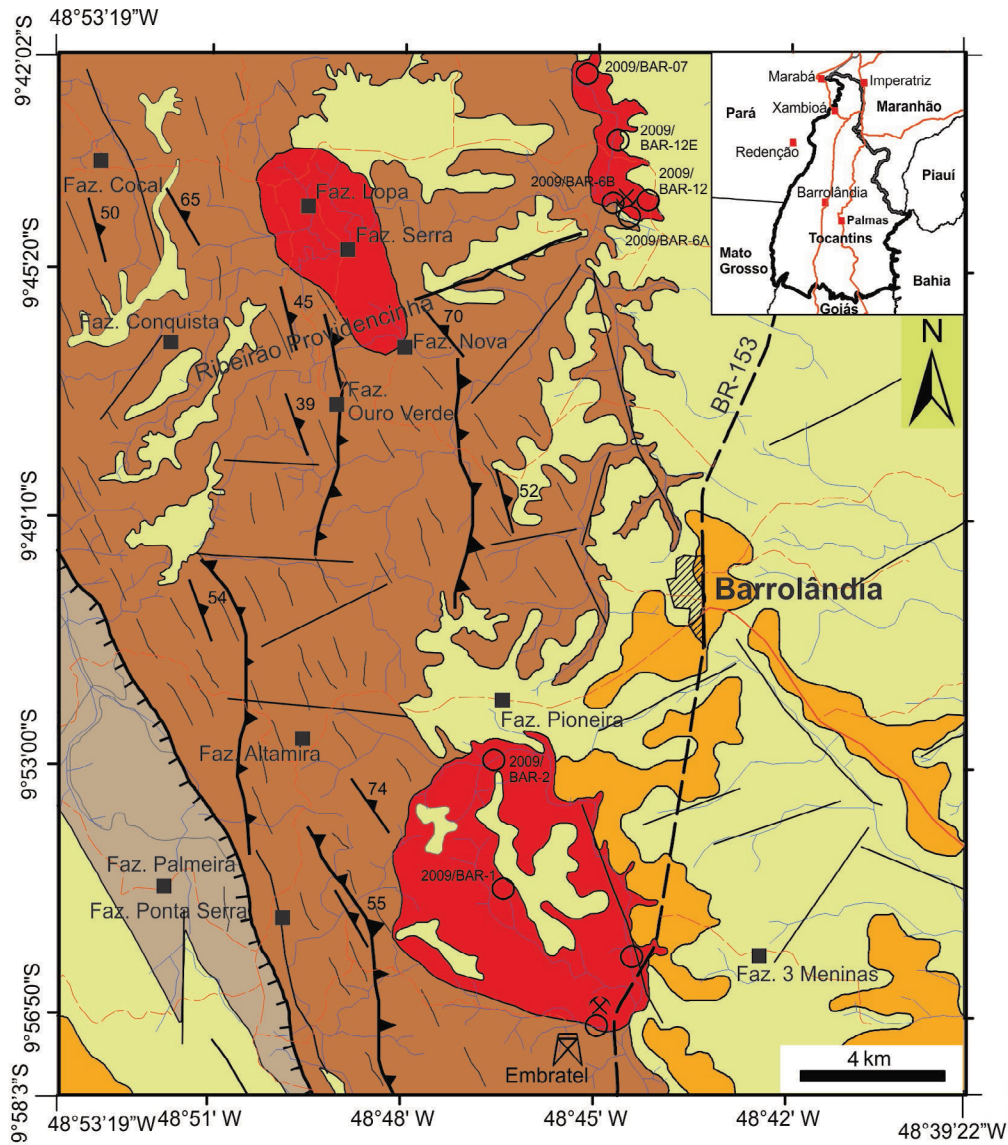
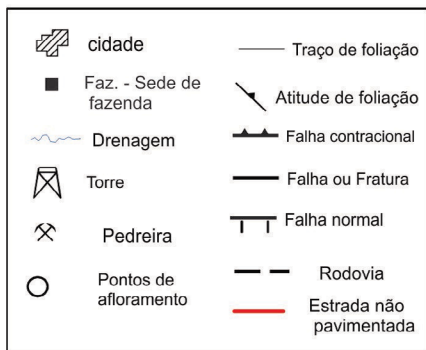


Figura 2. Mapa geológico da região de Presidente Kennedy, Tocantins, com destaque ao Granodiorito Presidente Kennedy.



Unidades Litoestratigráficas



		Unidades Litoestratigráficas	
FANEROZOICO	Cenozoico	Cobertura detrito-laterítica	As coberturas apresentam granulometria argilosa-arenosa, e composição quartzosas e ferruginosas.
	Paleozoico	Bacia do Parnaíba Formação Cabeças	Arenitos brancos com intercalação de níveis de granulometria fina a média e níveis grossos a muito grossos, com estratificação cruzada.
		Formação Pimenteiras	Siltitos laminados com intercalações de argilito e arenito fino a médio.
NEOPROTEROZOICO	Cinturão Araguaia Granito Barrolândia	Muscovita-biotita monzogranito com orientação de micas, na borda dos corpos, e leucomonzogranito na parte mais central do corpo ao sul. Com ocorrência de veios graníticos e xenólitos.	
	Grupo Estrondo Formação Xambioá	Biotita-quartzo xisto feldspático de cor cinza escuro, foliados, com alternância de bandas milimétricas ricas em quartzo e feldspatos e bandas ricas em biotita e quartzo.	

Fonte: modificado da Folha SC-22-X-D (CPRM, 2013).

Figura 3. Mapa geológico da região de Barrolândia, Tocantins, com destaque ao Granito Barrolândia (Suíte Santa Luzia).

com alternância entre leitos mais enriquecidos em quartzo ou quarto-feldspato e micas.

Na pedreira de xisto citada anteriormente, os xistos feldspáticos encontram-se intimamente misturados com porções graníticas, caracterizando bolsões ou veios descontínuos, dispostos concordante ou discordantemente à foliação, sendo comuns os corpos alongados, centimétricos a métricos, e boudinados envolvidos concordantemente pela foliação. Em alguns casos são claras as feições de natureza migmatítica, a exemplo da estrutura *patch* ou raras feições estromáticas (Sawyer, 2008), com leucossomas constituídos por quartzo e K-feldspato, e melanossoma, caracterizado como uma orla de concentrados de biotita que, nesse caso, representam resítos da anatexia *in situ* desses xistos feldspáticos (Figuras 5 e 6). Feições semelhantes foram reportadas por Abreu et al. (1994) na região de Paraíso do Tocantins, e por Alvarenga et al. (2000). Por outro lado, no núcleo das estruturas dômicas de Xambioá, Lontra e Colmeia próximo ao contato com

o Grupo Estrondo, os ortognaisses estão migmatizados e são registradas estruturas estromáticas, destacando-se neossomas graníticos (Costa, 1980; Gorayeb e Alves, 2003), cujo processo anatético está relacionado à superposição e ao retrabalhamento pela tectônica e metamorfismo regional do CA.

Na porção mais ao norte do CA, na região de Xambioá, onde as características geológicas são semelhantes à dessa área, feições similares foram descritas por Pinheiro (2016), incluindo estruturas migmatíticas estimando condições da fácies anfibolito médio. Cálculos geotermobarométricos apresentados por esse autor apontam para temperatura da ordem de 665°C e pressões de 7 a 9 Kbar para o pico metamórfico. Essas condições são compatíveis com o processo inicial de anatexia, conforme indicado por Sawyer (2008).

Os micaxistos apresentam, sistematicamente, duas feições estruturais planares representadas pelo bandamento acompanhado da xistosidade, paralelamente. O bandamento composicional é evidenciado por alternâncias de bandas milimétricas

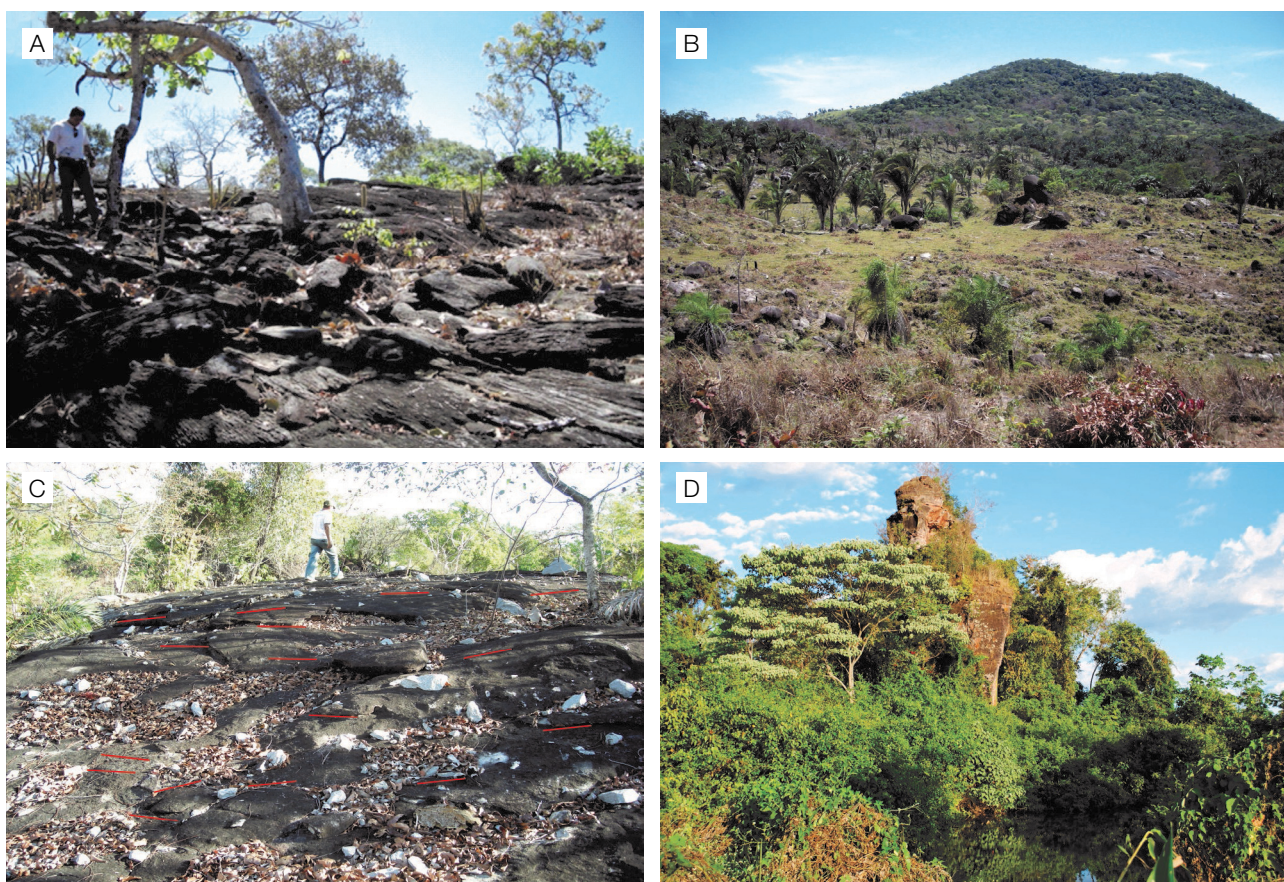
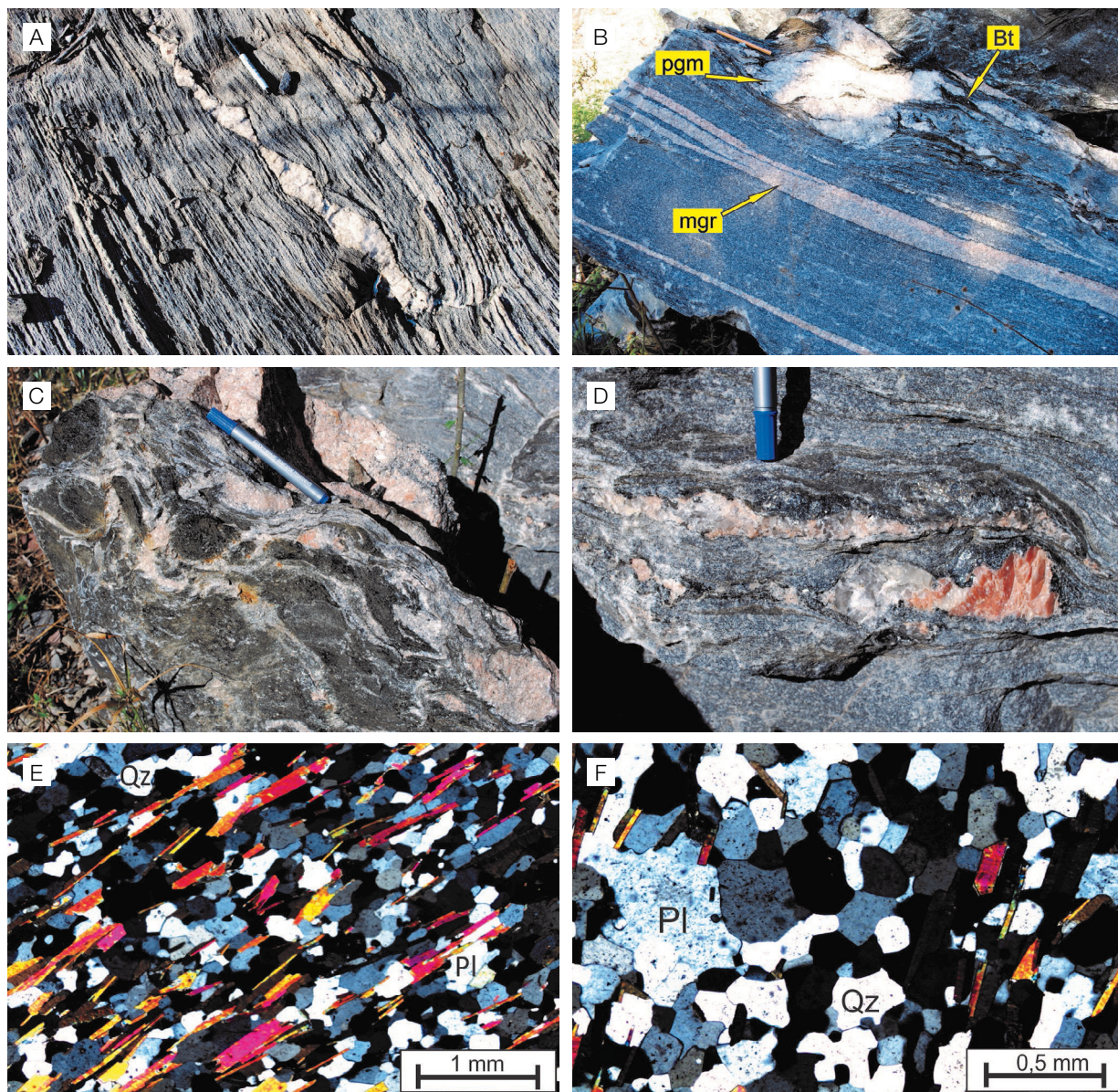


Figura 4. Aspectos gerais da área de estudo na região de Presidente Kennedy: (A) Grande lajedo de micaxisto do Grupo Estrondo exposto em área de Cerrado, destacando proeminente xistosidade com baixo ângulo de mergulho (2009/PK-16); (B) Colinas com topos abaulados, sustentadas pelo Granodiorito Presidente Kennedy com altitude de aproximadamente 300 m (2009/PK-19); (C) Domínio foliado na fácies de borda do Granodiorito Presidente Kennedy próximo aos xistos encaixantes na porção leste do plúton (2009/PK-18). Os traços vermelhos indicam a direção da foliação; (D) Destaque geomorfológico em forma de torre sustentado por arenitos da Bacia do Parnaíba.

mais ricas em micas e leitos de quartzo ou quartzo-feldspáticos. Tal estrutura pode ter sido herdada dos protólitos sedimentares pelíticos ou semipelíticos, que representaria a estratificação rítmica primária. Outra possibilidade está relacionada à diferenciação metamórfica por processos de

segregação por difusão iônica durante o metamorfismo regional. A xistosidade é definida pela orientação preferencial sub-paralela de biotita e muscovita, além de quartzo e feldspatos alongados (Figuras 5E e 5F). Estruturalmente a xistosidade apresenta direção NNW-SSE (160 a 175° Az), com ângulos



pgm: pegmatito; Bt: biotita; mgr: microgranito; Qz: quartzo; Pl: plagioclásio.

Figura 5. (A) Detalhe de um biotita-quartzo xisto feldspático destacando o bandamento milimétrico com um veio quartzo-feldspático boudinado concordante à foliação (2009/PK-16); (B) Corpos tabulares de microgranitos foliados e uma pequena lente pegmatítica isolada em biotita xisto feldspático, concordantes à xistosidade. Notar concentrados de biotita associados aos mobilizados representando restitos do processo anatético; (C) Feições migmatíticas em xistos com leucossomas quartzo-K-feldspato e orla de restitos ricos em biotita; (D) Estrutura migmatítica tipo *patch* com neossoma K-feldspato-quartzo; (E) Fotomicrografia do muscovita-biotita xisto feldspático destacando a xistosidade definida pela orientação preferencial de micas e alongamento de quartzo e plagioclásio (2009/PK-16); (F) Fotomicrografia do biotita xisto feldspático caracterizando a textura granoblástica poligonal definida por contatos em pontos triplíceis entre quartzo (Qtz) e plagioclásio (2009/PK-16). Abreviaturas minerais de acordo com Fettes e Desmons (2008).

de mergulho entre 30 e 60° NE, e em certos casos são sub-horizontais (< 10°). Ângulos de mergulho mais elevados (72°) são registrados nas proximidades do corpo granítico e as direções da foliação tendem a acompanhar a borda, e são concordantes com a foliação da porção interna dos plútons.

A textura principal dos micaxistos é lepidoblástica, caracterizada pela orientação preferencial de micas e cristais de quartzo (Figura 5E), no entanto, nos domínios quartzosos ou quartzo-feldspáticos, a textura granoblástica poligonal é marcante, apresentando grãos minerais em contatos tipo ponto triplice (Figura 5F). De modo geral os constituintes minerais principais dos micaxistos são quartzo (30 a 40%), biotita (20 a 30%), muscovita (15 a 20%) e oligoclásio (An_{17-25}) (10 a 30%); e os acessórios são zircão, turmalina, apatita e minerais opacos. Algumas variedades mais raras apresentam porfiroblastos de granada e/ou estauroлита.

Granodiorito Presidente Kennedy

O GPK localiza-se cerca de 12 km a sudoeste da cidade de Presidente Kennedy, e o mapeamento realizado neste trabalho revelou se tratar de um único corpo plutônico granítico, que compõe um *stock* grosseiramente elíptico orientado NNW-SSE, de aproximadamente 13 por 8 km, encaixado em xistos da Formação Xambioá (Figura 2). A morfologia, sem destaque significativo de relevo, é definida por colinas e morros com topos abaulados e encostas suaves (Figura 4B). Os afloramentos têm forma de lajedos, pequenos maciços ou blocos abaulados de dimensões métricas a decamétricas (Figuras 4B e 4C).

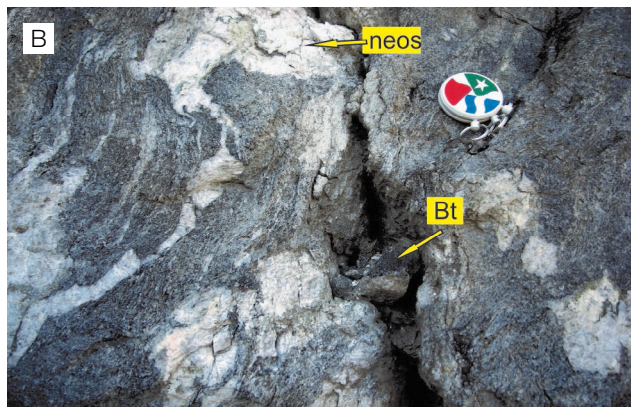
No aspecto estrutural, constatou-se que as rochas graníticas apresentam uma foliação bem marcada, pela orientação preferencial de muscovita e biotita, além dos cristais de quartzo e feldspatos alongados. Ela se dispõe preferencialmente na direção NNW-SSE, com ângulos de mergulho

baixo a médio para NE, e é concordante à orientação dos micaxistos encaixantes (Figura 2). Um dado adicional sobre a relação entre o corpo granítico e os micaxistos encaixantes é que, apesar do contato brusco, não há qualquer registro de efeitos metamórficos termais nas encaixantes. Por outro lado, as feições microestruturais registradas na zona de borda do granito revelam efeitos tectonometamórficos que sugerem contemporaneidade de seu alojamento com a tectônica do CA.

Na região é comum a ocorrência de veios de quartzo ou de quartzo + K-feldspato, às vezes pegmatíticos encaixados nos micaxistos, que constituem pequenos corpos graníticos tabulares, com espessura centimétrica a métrica, lentiformes (boudinados), que se dispõem concordantemente à xistosidade (Figura 6A). Em outra situação constituem porções quartzo-feldspáticas irregulares com feições estruturais migmatíticas, com neossomas leucograníticos e restitos biotíticos (Figuras 6B, 6C e 6D), o que caracteriza formação sin-tardi-cinemática em relação à deformação principal na evolução do CA. Essas feições acrescentadas aos dados de campo e petrográficos demonstram haver um reequilíbrio textural associado ao metamorfismo regional, que nesse domínio do CA alcançou condições da fácies anfíbolito médio, atingindo temperaturas mínimas para a anatexia, em pressão média (Figura 6).

Granito Barrolândia

Esse granito foi identificado nos trabalhos de mapeamento realizados na região de Barrolândia, que revelou a existência de dois corpos graníticos relativamente pequenos, o primeiro situado a aproximadamente 12 km ao norte da cidade de Barrolândia e o outro ao sul, a aproximadamente 10 km da sede do mesmo município. No mapeamento da Folha Miracema (CPRM, 2013) foi identificado mais um plúton a noroeste. Os corpos estão encaixados em micaxistos e xistos



pgm: pegmatito; neos: neossoma; Bt: biotita.

Figura 6. (A) Corpos tabulares de microgranitos encaixados concordantemente à xistosidade dos xistos encaixantes (2009/PK-10); (B) Xisto migmatizado com neossomas (neos) leucograníticos lentiformes e boudinados, associados com orlas biotíticas em biotita xisto feldspático concordantes à xistosidade, destacando estrutura migmatítica tipo *patch* (2009/PK-16).

feldspáticos do Grupo Estrondo, e os plútons apresentam-se em formas levemente alongadas na direção NNW-SSE, acompanhando o *trend* regional da foliação do Grupo Estrondo, entretanto a leste são recobertos parcialmente por arenitos e siltitos ferruginosos que sustentam o planalto da borda leste da Bacia do Parnaíba (Figura 3).

Esse granito tem características comuns ao GPK, e os corpos sustentam pequenos morros com topos abaulados e encostas suaves, com altitudes máximas de aproximadamente 450 m. Os afloramentos destacam-se em extensos lajedos abaulados nos leitos de drenagens e também em encostas de morros, expostos em minas de exploração de brita como nas pedreiras Santa Mônica, à margem da BR-153 e na estrada vicinal da BR-153 para a Fazenda Lopa. Os corpos possuem forte estruturação e marcante foliação, que é coincidente com a dos micaxistos e xistos feldspáticos encaixantes do Grupo Estrondo, com direção N5° W e mergulhos de 50 a 65° NE.

Em um quadro mais amplo esses corpos podem ser reunidos na Suíte Granítica Santa Luzia.

PETROGRAFIA DOS GRANITOS ESTUDADOS

Granodiorito Presidente Kennedy

O estudo petrográfico envolveu a descrição detalhada de amostras de mão e lâminas delgadas correspondentes representativas

do GPK, o que permitiu a caracterização mineralógica, inclusive quantitativa, classificação dos litotipos, além da análise microestrutural do granito. O estudo envolveu também uma análise complementar dos dados petrográficos de Bulhões e Dall'Agnol (1985). Os resultados da quantificação mineral por meio da análise modal encontram-se na Tabela 1.

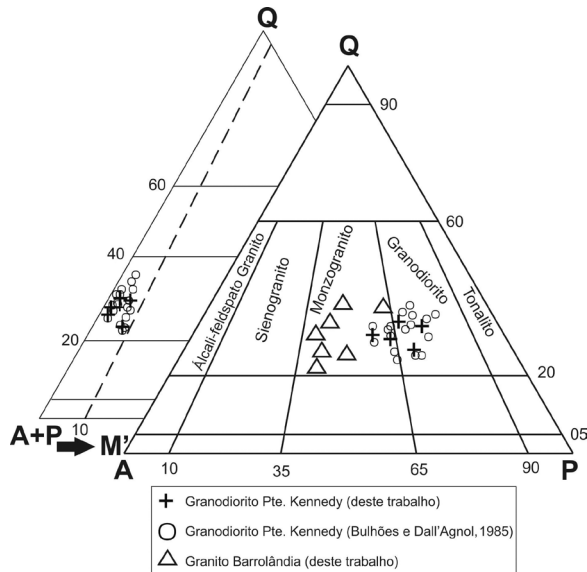
De acordo com a classificação das rochas, inclusive com os dados de Bulhões e Dall'Agnol (1985), as amostras situam-se em uma área restrita no diagrama quartzo-álcalifeldspato-plagioclásio (QAP) de Streckeisen (1976), posicionadas na interface dos campos do granodiorito e monzogranito, com grande predominância de granodioritos (Figura 7).

Os dados petrográficos apresentados permitem classificar as rochas do GPK como muscovita-biotita granodiorito e muscovita-biotita monzogranito, além de pegmatitos, mas há pequenas variações entre os minerais qualificadores. Essas rochas são hololeucocráticas (M = 6 a 9), de cor cinza, levemente rosadas, geralmente equigranulares, de granulação média com algumas variações inequigranulares (Figura 8). O conteúdo mineralógico é formado essencialmente por oligoclásio An₂₃₋₂₉ (36 a 50% modal), quartzo (23 a 33%) e microclina (11 a 29%). Biotita e muscovita são constituintes menores, com quantidades de 3,0 a 7,0% e 0,6 a 5,0%, respectivamente. Os minerais acessórios são representados por apatita, zircão, titanita e minerais opacos. Os dados petrográficos revelam que o plúton é composicionalmente homogêneo, não possuindo grandes variações mineralógicas e texturais.

Tabela 1. Análises modais de amostras dos granitos Presidente Kennedy e Barrolândia. Abreviaturas minerais de acordo com Fettes e Desmons (2008).

Amostra	Minerais (% volume)						Total	Número de pontos contados
	Qtz	Pl	Mc	Bt	Ms	Acessórios*		
PK -01	28,8	41,5	23,5	5,3	0,9	---	100	1.500
PK-13	28,4	35,9	27,7	6,5	1,5	---	100	1.500
PK-15	22,7	45,0	25,2	6,8	0,3	---	100	1.500
PK-17	25,9	37,9	29,4	5,8	1,2	---	100	1.500
PK-18	27,5	41,6	23,5	4,9	2,5	---	100	1.500
PK-19	23,3	47,6	21,5	6,8	0,8	---	100	1.500
BU-46**	23,5	49,0	20,0	6,4	0,9	0,2	100	1.100
BU-55**	27,9	50,1	15,3	6,1	0,6	---	100	1.000
BU-74**	25,4	43,4	25,3	3,4	2,5	---	100	1.350
BU-91**	28,5	45,8	19,2	2,8	3,7	---	100	1.000
BU-95**	30,9	50,2	13,3	3,3	2,3	---	100	1.050
BU-98**	28,3	46,0	18,4	2,9	4,1	0,3	100	1.400
BU-110**	33,3	43,3	16,9	4,1	2,4	---	100	1.500
BU-126**	29,9	49,4	11,3	4,3	4,9	0,2	100	1.000
BU-133**	30,0	42,6	19,1	4,4	3,5	---	100	1.100
2009/BAR-01	30,0	22,2	37,5	7,0	3,1	0,2	100	1.500
2009/BAR-02	32,2	37,0	21,6	6,0	3,0	0,2	100	1.500
2009/BAR-06A	39,6	26,3	26,2	6,2	1,6	0,1	100	1.500
2009/BAR-06B	21,0	30,5	42,5	6,0	---	---	100	1.500
2009/BAR-07	23,7	36,8	33,0	6,3	---	0,2	100	1.500
2009/BAR-12	22,2	20,8	52,0	5,0	---	---	100	1.500
2009/BAR-12E	32,7	20	43,3	3,6	---	0,4	100	1.500

Abreviaturas minerais de acordo com Fettes e Desmons (2008). Acessórios: zircão; apatita; titanita; granada; minerais opacos; **análises de Bulhões e Dall'Agnol (1985).



Pte.: Presidente.

Figura 7. Diagrama quartzo-álcalifeldspato-plagioclásio (QAP) e quartzo-álcalifeldspato-plagioclásio-máfico [Q-(A+P)-M'] de Streckeisen (1976) no qual estão plotadas amostras do Granodiorito Presidente Kennedy e Granito Barrolândia.

Além dessas rochas, encontram-se raramente pegmatitos graníticos de cor rosa e branco, granulação grossa ou muito grossa, constituídos de K-feldspato, quartzo, biotita, muscovita e turmalina, que representam fases magmáticas tardias na evolução do GPK.

Granito Barrolândia

O GB é muito semelhante ao GPK, caracterizado petrograficamente como rochas equigranulares de cor cinza claro, com exemplares esbranquiçados e rosados, índice de cor hololeucocrático (M = 1 a 8). A variação composicional é pequena, de modo que, no diagrama QAP de Streckeisen (1976), restringem-se ao campo do monzogranito, classificando-se como muscovita-biotita monzogranito e leucomonzogranito (Tabela 1, Figura 7). Apresentam algumas variações texturais, no que diz respeito à granulação e ao tamanho relativo dos cristais. Há rochas de granulação média relacionadas às bordas dos corpos, e variações para grossa, na parte central. Estruturalmente, ocorrem tipos foliados e isotrópicos, sendo que as rochas foliadas são dominantes e definidas pela orientação preferencial de micas com quartzo e feldspatos alongados.

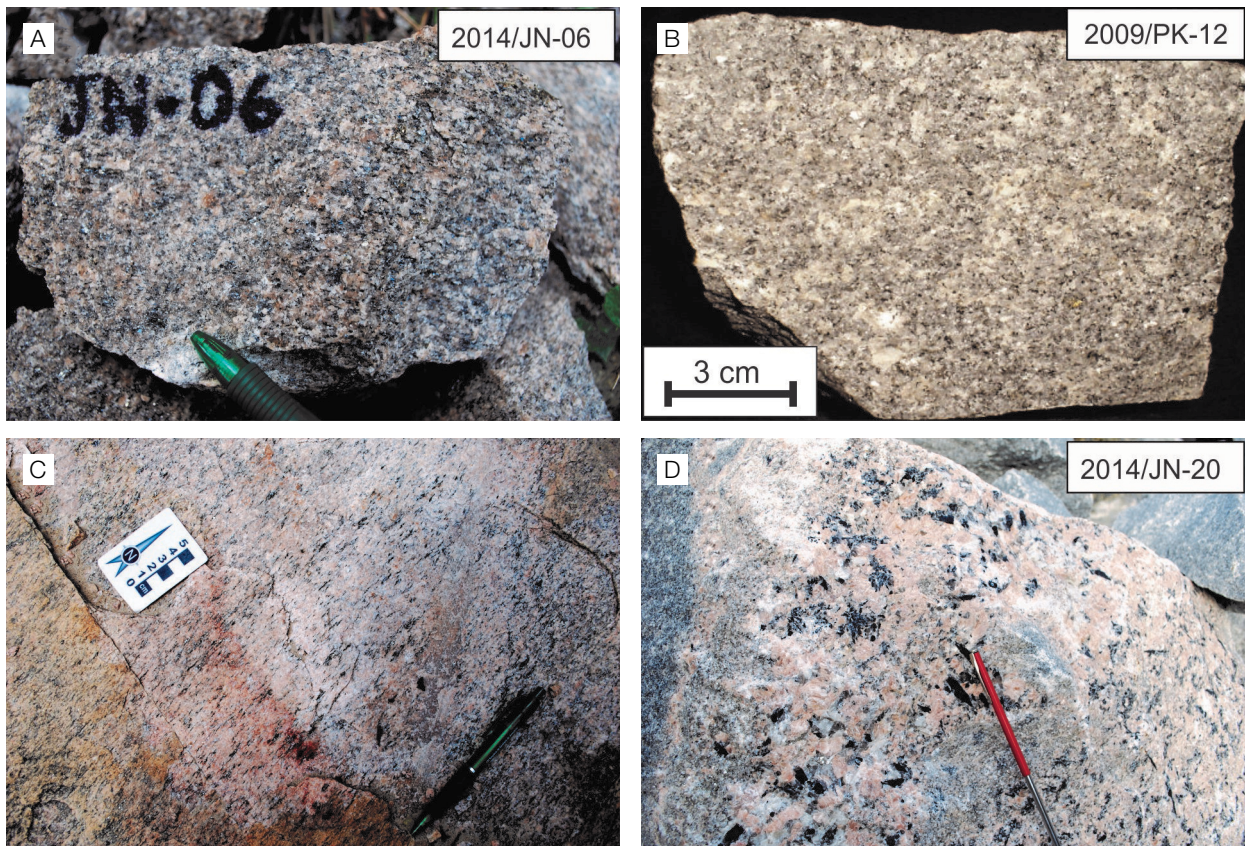


Figura 8. Aspectos mesoscópicos dos granitos Presidente Kennedy e Barrolândia: (A e B) Amostras de granitos isotrópicos com granulação média; (C) Granito com foliação definida por orientação preferencial de biotita e muscovita, com quartzo e feldspatos alongados; (D) Pegmatito granítico rico em K-feldspato com turmalina e biotita.

Apresentam textura granoblástica poligonal e características deformacionais, no entanto, textura granular hipidiomórfica também é registrada. A composição mineralógica é definida por microclina, plagioclásio, quartzo, biotita e muscovita, e os minerais acessórios são zircão, apatita e granada.

A microclina compreende entre 21 e 52% modal, identificando-se cristais subédricos, ou anédricos, em formas alongadas e contato irregular com o quartzo e plagioclásio. Também ocorre em aglomerados compostos por microclina, quartzo e plagioclásio, em que formam contatos retos, em pontos triplíceis. O plagioclásio perfaz 20 a 37% modal, classificando-se como oligoclásio (An_{15-20}). O quartzo apresenta proporção modal de 21 a 39%, registrando-se feições de origem ígnea, em formas anédricas ou subédricas, com tamanho entre 1 e 4 mm, exibem extinção ondulante e, além disso, apresentam grãos levemente alongados acompanhando a direção da foliação. Esses cristais formam aglomerados entre si ou associações com a microclina e plagioclásio em contatos retos articulados em pontos triplíceis.

A biotita perfaz entre 3 e 7% modal, ocorre em forma de lamelas subédricas e possui pleocroísmo marrom-esverdeado (Y, Z) e castanho esverdeado claro (X), com tamanhos entre 0,4 e 1 mm. Possui orientação das lamelas bem evidentes. Os cristais de muscovita orientam-se juntamente com a biotita, constituem entre 0 e 3%, em tamanho entre 0,3 e 1 mm, em formas subédricas ou anédricas, com contato retilíneo com a biotita, quartzo, plagioclásio e microclina.

O leucomonzogranito foi identificado no corpo mais ao sul, em que apresenta coloração cinza claro, hololeucocrático ($M = 0,5$), com granulação grossa e ausência de orientação mineral. Sob observação microscópica, a rocha é inequigranular de textura granular hipidiomórfica, com conteúdo mineralógico essencial representado por microclina, plagioclásio e quartzo. Os minerais acessórios são biotita, muscovita, zircão, apatita e minerais opacos.

A microclina representa conteúdo modal de 35 a 40%, e o plagioclásio compreende 37%, sendo do tipo oligoclásio (An_{10-15}), apresenta tamanho entre 1 e 6 mm, subédrico ou anédrico, com maclamento polissintético.

ANÁLISE MICROESTRUTURAL

Os levantamentos de campo e a análise microestrutural realizados no GPK e GB revelaram aspectos característicos de origem ígnea e também tectônica. A textura primária granular hipidiomórfica é caracterizada pela presença de cristais relativamente grandes de plagioclásio zonado (Figura 9A), microclina e algumas vezes quartzo, subédricos, que representam feições do processo magmático (Figuras 9B e 9C). Em geral a granulação dos granitos é predominantemente média com variações grossas, provavelmente em razão das dimensões relativamente pequenas dos plútons e conseqüentemente da cristalização em média profundidade (Figuras 8A e 8B).

Além disso, as observações detalhadas dos minerais mostram duas gerações de plagioclásio, microclina e quartzo.

A outra característica diz respeito à presença de uma foliação incipiente definida pela orientação preferencial de muscovita e biotita e grãos alongados de quartzo e feldspatos (Figuras 8C e 9F). Além disso, em várias amostras sobrepõem-se às feições primárias claras evidências de recristalização dos minerais, destacada pela textura granoblástica poligonal, em que são comuns articulações em pontos triplíceis de cristais de quartzo, microclina e plagioclásio (Figuras 10C e 10D). Nesses casos se trata de granitos que possuem granulação relativamente mais fina do que aquelas que melhor preservam as texturas primárias. As lamelas de biotita e muscovita encontram-se orientadas preferencialmente e fazem contatos retilíneos bem definidos com o quartzo e feldspatos (Figuras 9F, 10E e 10F).

Uma feição expressiva é o intercrescimento mirmequítico desenvolvido preferencialmente na borda do plagioclásio quando em contato com a microclina cujas feições são definidas por quartzo intercrescido em formas de gotículas, bulbos, pontilhados e vermes (Figuras 9C e 9E). Essa textura é interpretada como de geração pós-magmática envolvendo processos de exsolução ou dissolução induzida por deformação e reprecipitação (Smith e Brown, 1974; Passchier e Trouw, 2006) e devem ter influência da deformação, assim como a peristerita (Figura 9D).

Além dessas características texturais, os efeitos de deformação e metamorfismo estão registrados pelo estiramento e orientação de cristais de quartzo, feldspatos, biotita e muscovita, extinção ondulante, formação de subgrãos, recristalização (textura granoblástica poligonal) e ocorrência de peristerita e coroas de albita em plagioclásio (Figuras 9B, 9D, 9E, 10C e 10D).

GEOQUÍMICA

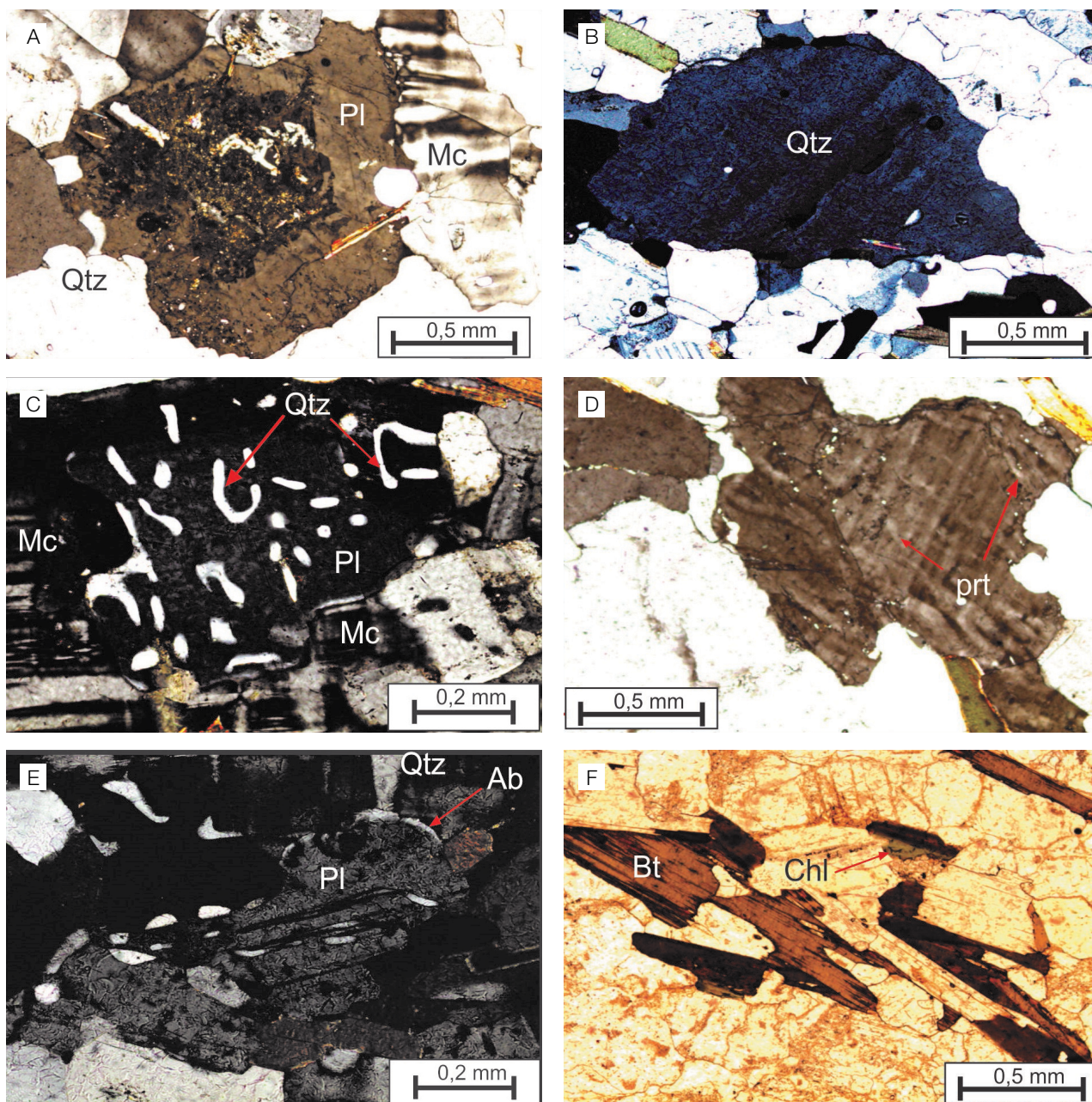
Os estudos geoquímicos foram realizados em seis amostras dos melhores afloramentos, representativas das rochas graníticas, selecionadas entre aquelas isentas de alteração intempélica e sem efeitos de transformação, incluindo-se mais duas amostras de Bulhões e Dall'Agnol (1985). Os resultados analíticos são apresentados na Tabela 2 e os locais de coleta podem ser visualizados nos mapas geológicos (Figuras 2 e 3).

Os dados geoquímicos revelaram a homogeneidade composicional, do GPK e do GB, com pequenas variações nos teores dos óxidos dos elementos maiores e menores entre as amostras (Tabela 2), anteriormente indicados pelos estudos petrográficos. As concentrações de sílica e alumina são elevadas (71 a 74% e 14 a 15%, respectivamente), e os teores de Na_2O e K_2O , igualmente altos, são relativamente similares (3,6 a 4% e 3,6 a 4,5%, respectivamente). Apresentam, ainda,

baixo conteúdo em $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{Total}}$ e CaO (1,8 a 2,5% e 1,4 a 1,6%, respectivamente). Esses dados mostram a natureza granítica dessas rochas, conforme demonstrado no diagrama R1-R2 (Figura 11A), onde as amostras plotam nos campos do granodiorito e do monzogranito e apresentam caráter peraluminoso

no diagrama A/NK *versus* A/CNK (Figura 11B). Esse caráter é reforçado pela presença de córdon normativo em todas as amostras analisadas (Tabela 3).

No diagrama catiônico Al-(K + Na + 2Ca) *versus* (Fe + Mg + Ti) de Debon e Le Fort (1988), as amostras plotam no

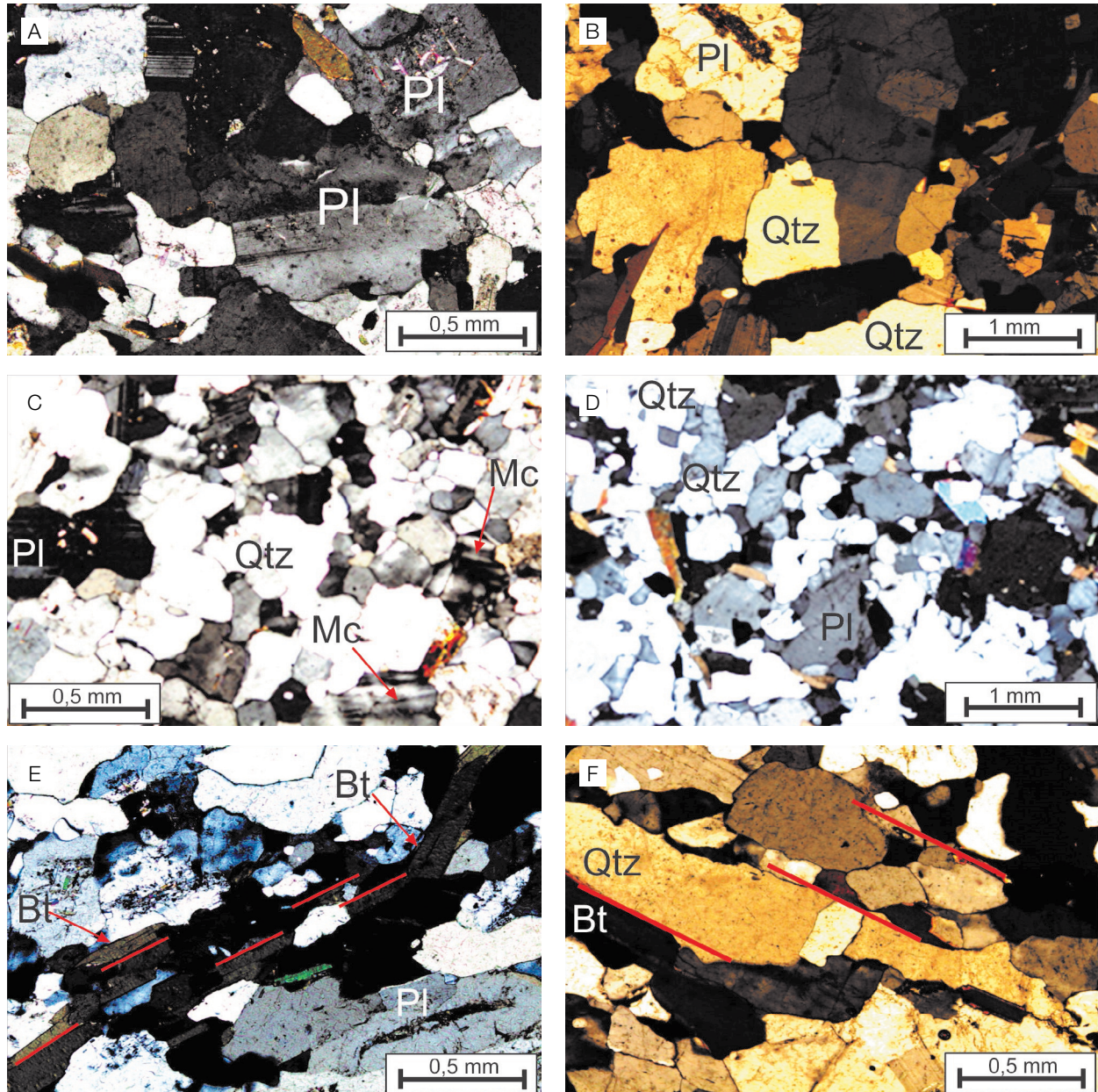


Pl: plagioclásio; Mc: microclina; Qtz: quartzo; prt: peristerita; Ab: albita; Bt: biotita; Chl: clorita.

Figura 9. Detalhes texturais do Granodiorito Presidente Kennedy: (A) Sericitização concentrada no núcleo de cristais primários de plagioclásio contrastando com a borda mais límpida (2009/PK-01); (B) Cristal de quartzo com forte extinção ondulante e subgrãos (2009/PK-14); (C) Intercrescimento mirmequítico com feições vermiformes e goticulares de quartzo em cristal de plagioclásio associado com microclina (2009/PK-17); (D) Feições da peristerita destacado por finas lamelas de intercrescimento no plagioclásio (2009/PK-17); (E) Auréolas de albita e intercrescimento mirmequítico no plagioclásio (2009/PK-19); (F) Feições de alteração da biotita para clorita (2009/PK-19).

campo II correspondente aos granitos com duas micas, em que a quantidade de biotita supera a de muscovita, com rara exceção (Figura 12A). Isso coincide com os dados petrográficos desse granito, conforme constatado pela análise modal (Tabela 3) e reforça o caráter peraluminoso desses granitos.

Utilizando-se o diagrama R1-R2 de La Roche et al. (1980) com a delimitação dos campos de Batchelor e Bowden (1985), observa-se que as amostras situam-se no campo correspondente a granitos de alojamento sin-colisional (Figura 12B), o que vem reforçar esse ambiente tectônico



Pl: plagioclásio; Qtz: quartzo; Mc: microclina; Bt: biotita.

Figura 10. Detalhes texturais do Granodiorito Presidente Kennedy: (A e B) Aspectos da textura ígnea original granular hipidiomórfica com destaque aos cristas de plagioclásio e quartzo levemente deformados (2009/PK-17, 2009/PK-01, respectivamente); (C e D) Aspectos da textura granoblástica poligonal, com destaque para os contatos em ponto tríplice entre o quartzo, plagioclásio e microclina (amostras 2009/PK-01, 2009/PK-14, respectivamente); (E) Orientação subparalela de lamelas de biotita definindo a foliação (2009/PK-17); (F) Detalhe de cristais de quartzo alongados, orientados juntamente com a biotita, definindo a foliação do granito, e contatos de equilíbrio entre os cristais (2009/PK-01).

Tabela 2. Composição química de amostras dos granitos Presidente Kennedy e Barrolândia (elementos maiores e menores em % do peso, e elementos traço em ppm).

	Granodiorito Presidente Kennedy				Granito Barrolândia			
	PK-13	PK-18	BU-01	BU-02	BAR-01	BAR-02	BAR-06.A	BAR-07
SiO ₂	73,11	73,46	71,96	73,64	72,37	72,32	71,69	72,07
TiO ₂	0,16	0,16	0,14	0,19	0,22	0,22	0,20	0,20
Al ₂ O ₃	14,76	14,8	14,47	15,18	14,76	14,78	14,95	14,92
Fe ₂ O ₃ Total	2,5	2,39	---	---	1,84	1,78	2,17	2,13
FeO	---	---	0,92	0,75	---	---	---	---
MnO	0,02	0,03	0,03	0,04	0,03	0,02	0,02	0,02
MgO	0,32	0,30	0,49	0,37	0,37	0,37	0,33	0,33
CaO	1,50	1,41	1,64	1,21	1,63	1,57	1,55	1,53
Na ₂ O	4,17	4,18	5,18	5,15	3,94	3,69	3,63	3,61
K ₂ O	3,62	3,78	3,43	3,32	4,09	4,44	4,12	4,12
P ₂ O ₅	0,07	0,07	0,1	0,06	0,08	0,08	0,08	0,08
PF	0,9	0,9	0,9	0,5	0,7	0,7	0,5	0,6
Total	101,13	101,48	99,26	100,35	100,03	99,97	99,24	99,61
Ba	1091	800	---	---	1088	1010	1101	1091
Rb	100	116	99	103	134	151	121	121
Sr	309	290	554	357	335	351	332	329
Ta	0,8	0,9	---	---	1,1	0,9	1,3	1,3
Nb	7,2	7,8	6,0	9	12,1	11,1	13,0	12,3
Y	4,9	6,4	4	7	14,4	13,9	9,2	9,5
Ga	18,8	19,7	---	---	19,9	18,4	22,7	24,2
Zr	90,4	80,9	95	176	138	134	79,5	78,3
Th	11,7	13,5	---	---	28,0	20,3	6,0	6,1
Hf	2,9	2,7	---	---	3,9	4,1	3,1	2,8
U	1,2	3,5	---	---	4,2	5,5	1,3	1,2
Cs	1,6	4,3	---	---	3,00	2,40	2,1	2,0
La	31,5	30,2	---	---	44,2	42,6	40,1	43,9
Ce	56,8	55,7	---	---	87,2	82,1	81,0	85,6
Pr	5,37	5,26	---	---	8,83	8,34	1,37	1,33
Nd	18,4	16,8	---	---	34,1	29,4	32,9	33,3
Sm	2,31	2,34	---	---	5,34	4,59	5,28	6,28
Eu	0,53	0,50	---	---	0,89	0,90	0,53	0,51
Gd	1,45	1,65	---	---	3,96	3,31	1,36	1,42
Tb	0,18	0,25	---	---	0,54	0,47	0,27	0,28
Dy	0,87	1,21	---	---	2,71	2,49	1,74	1,53
Ho	0,17	0,20	---	---	0,49	0,46	0,30	0,31
Er	0,37	0,53	---	---	1,37	1,17	0,88	0,83
Tm	0,05	0,07	---	---	0,19	0,17	0,11	0,12
Yb	0,33	0,39	---	---	1,33	1,12	0,75	0,65
Lu	0,05	0,06	---	---	0,19	0,16	0,09	0,09
Σ ETR	118,38	115,16	---	---	191,34	177,28	162,68	171,15
Na ₂ O+K ₂ O	7,79	7,96	8,61	8,47	8,03	8,13	7,48	7,73
Na ₂ O/K ₂ O	1,34	1,28	1,51	1,55	0,96	0,83	0,88	0,87
Eu/Eu*	0,22	0,15	---	---	0,57	0,56	0,82	0,74
(La/Yb) _N	68,47	55,54	---	---	23,84	27,28	10,88	14,41
(La/Sm) _N	8,80	8,33	---	---	5,34	5,94	7,57	7,47
(Gd/Yb) _N	4,31	4,26	---	---	2,77	2,75	2,1	2,2

ETR: elementos terras raras. Amostras com sigla BU são de Bulhões e Dall'Agnol (1985).

apontado pelos dados de campo e petrográficos, e vinculados ao Orógeno Araguaia.

No diagrama de multielementos apresentam assinatura geoquímica similar, destacando empobrecimento em Nb, P e Ti (Figura 13).

A análise dos dados de ETR dos granitos (Tabela 2) revela, em geral, baixos teores, com um somatório entre 115 e 190 ppm. Mostra ainda o enriquecimento bem maior dos ETR leves em relação aos ETR pesados, destacando um padrão inclinado com fracionamento elevado, cujas razões $(La/Yb)_N$ situam-se entre 11 e 68. A anomalia negativa incipiente de Eu ($Eu/Eu^* = 0,15$ a $0,8$) está presente em todas as rochas (Figura 14).

Analisando o comportamento dos granitos nos diagramas de ambiente tectônico de Pearce et al. (1984), as amostras estão posicionadas no campo de Arco Vulcânico

+ Granitos Colisionais (Figura 15A), e nos outros três diagramas situam-se na transição entre os campos de granito sin-colisional e o de arco vulcânico (Figuras 15B, 15C e 15D).

Os granitos estudados são leucogranitos peraluminosos cujos dados geoquímicos revelam assinaturas de granitos tipo S, de acordo com as características definidas por Chappell e White (1974), formados em ambiente orogênico, segundo conceituações de Pitcher (1993) e Barbarin (1999), sin-colisional (Pearce et al., 1984), de colisão continental (Maniar e Piccoli, 1989).

Os exemplos mundiais dos granitos tipo S indicam tratar-se de tipos contendo muscovita ou outros minerais aluminosos, de alto conteúdo em sílica, que ocorrem como plútons isolados no núcleo de espessos cinturões metamórficos, e são interpretados como gerados por fusão parcial de rochas crustais como resultado do relaxamento termal e/ou

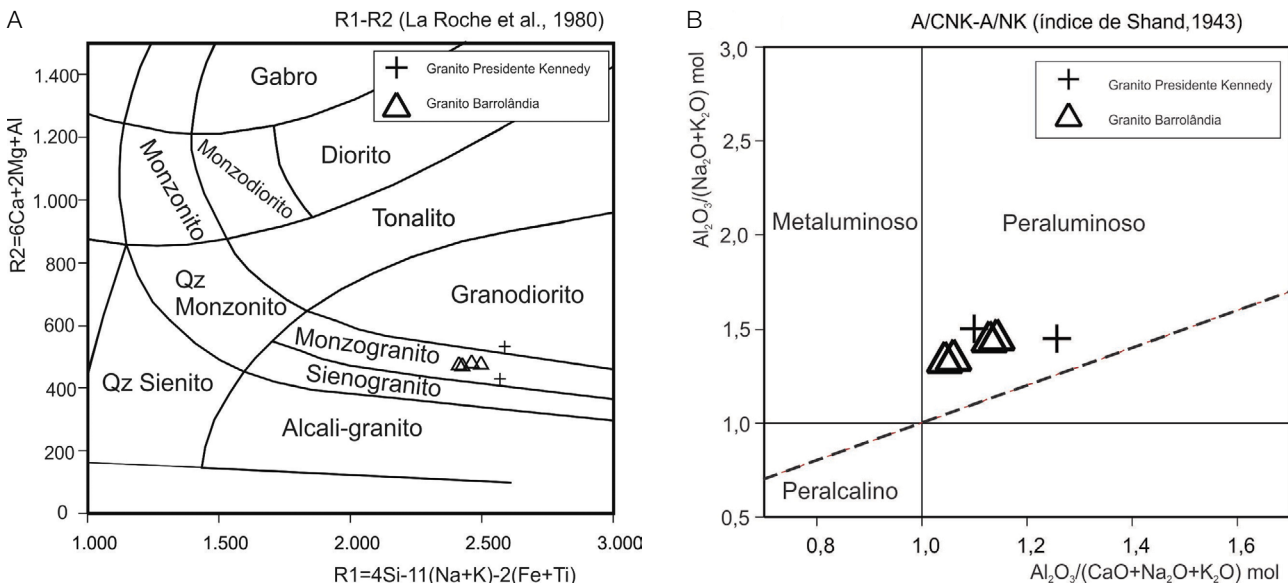


Figura 11. Diagramas de classificação geoquímica com plotagem das amostras da Tabela 1: (A) R1-R2 de La Roche et al. (1980); (B) A/NK versus A/CNK de Maniar e Piccoli (1989) com as divisões do índice de Shand (1943).

Tabela 3. Composição *normative mineralogy calculation* (CIPW) calculada a partir das análises da Tabela 2. Abreviaturas de acordo com Fettes e Desmons (2008).

Minerais Normativos	PK-13	PK-18	BAR-01	BAR-02	BAR-06	BAR-07
Qtz	31,43	31,23	30,19	30,41	31,62	32,08
Or	21,31	22,18	24,30	26,40	24,63	24,56
Ab	35,17	35,13	33,54	31,43	31,08	30,82
An	6,96	6,49	7,61	7,31	7,25	7,13
Mgt	1,00	0,97	0,50	0,43	0,70	0,69
Opx (Hy)	0,79	0,74	0,92	0,92	0,83	0,83
Hm	1,46	1,38	1,25	1,25	1,40	1,38
Ilm	0,30	0,30	0,42	0,42	0,39	0,38
Crn	1,43	1,43	1,09	1,25	1,92	1,95
Ap	0,15	0,15	0,18	0,18	0,18	0,18
TOTAL	100	100	100	100	100	100

exumação do orógeno durante a descompressão isotermal (Frost et al., 2001).

GEOCROLOGIA E GEOLOGIA ISOTÓPICA

No presente trabalho foram aplicados os métodos de evaporação de Pb em monocristais de zircão e Sm-Nd em rocha total. Com o primeiro, buscou-se definir a idade da colocação do GPK, e com o segundo foi investigado o tempo de residência crustal da fonte do magma, por meio da determinação

da idade-modelo (T_{DM}), tanto para esse plúton como para o GB. A integração dos dados geocronológicos e isotópicos aqui gerados com aqueles existentes na literatura permitiu desenvolver uma discussão sobre a evolução desse magmatismo granítico no contexto evolutivo do CA.

Geocronologia Pb-Pb zircão

A datação por evaporação de Pb em zircão foi realizada na amostra PK-13 e os resultados analíticos obtidos encontram-se na Tabela 4. Sob observação ótica em estereomicroscópio,

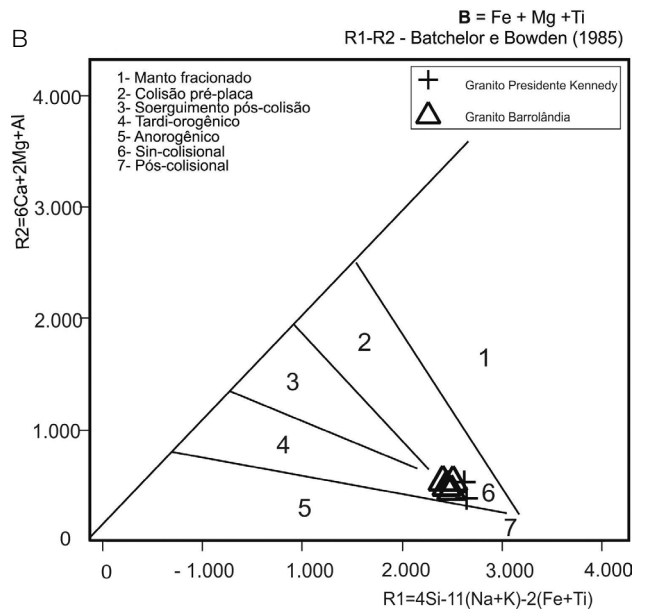
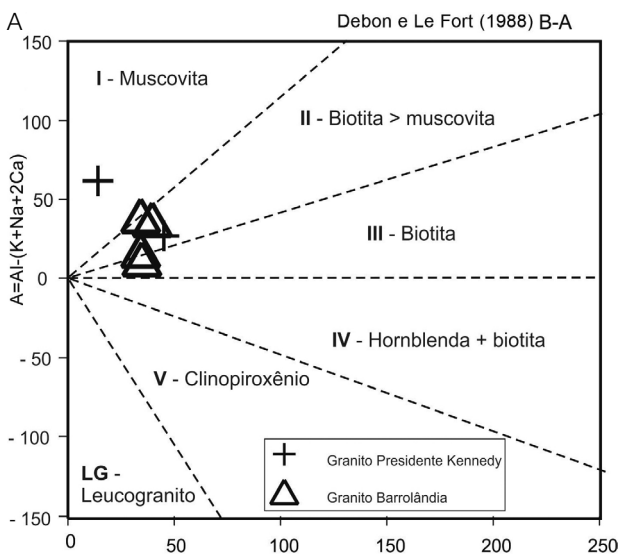


Figura 12. Diagramas de discriminação geoquímica com dados da Tabela 1: (A) B-A de Debon e Le Fort (1988); (B) R1-R2 de La Roche et al. (1980) com a delimitação dos campos de ambientes tectônicos de Batchelor e Bowden (1985).

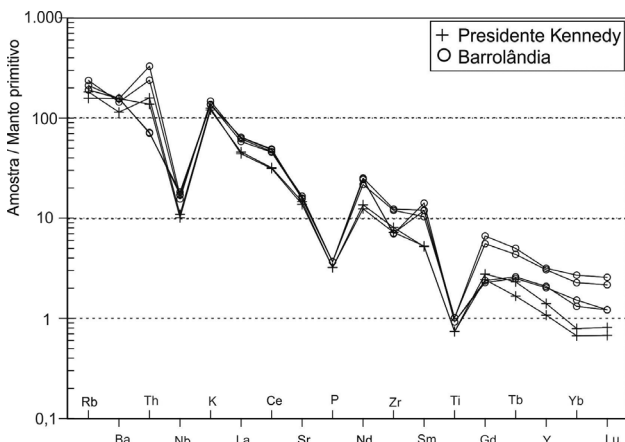


Figura 13. Diagrama de multielementos mostrando as assinaturas geoquímicas para os granitos Presidente Kennedy e Barrolândia, normalizado pelo Manto Primitivo de Sun e McDonough (1989).

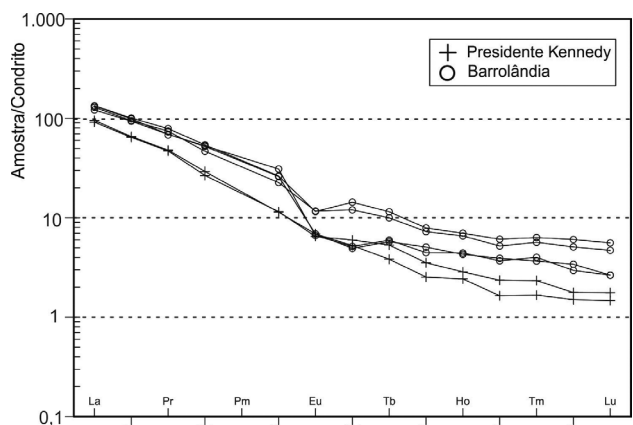


Figura 14. Diagrama de elementos terras raras para os granitos Presidente Kennedy e Barrolândia, normalizado pelo condrito de Nakamura (1974).

os cristais de zircão analisados em geral são incolores e bem límpidos ou tendendo ao castanho claro. Os cristais têm hábito prismático longo, bipiramidal, com formas euédricas. Em geral, apresentam zoneamento concêntrico com bordas mais escurecidas. Sobrecrecimento, possivelmente devido à recristalização metamórfica, foi observado no cristal PK-13/16.

Na avaliação dos resultados analíticos, conforme indicado na Tabela 4, alguns critérios subjetivos de eliminação de dados foram adotados. Estes envolvem: (1) eliminação

de idades obtidas em etapas de evaporação nas temperaturas mais baixas e sem representatividade estatística quando comparadas com as demais idades obtidas; e (2) eliminação de idades mais antigas, possivelmente indicando a presença de núcleos de cristais herdados.

O método de evaporação de Pb em cristais de zircão, aplicado neste estudo, fornece a idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, que deve ser interpretada como idade mínima de cristalização do zircão. No entanto, diversos trabalhos têm mostrado que os

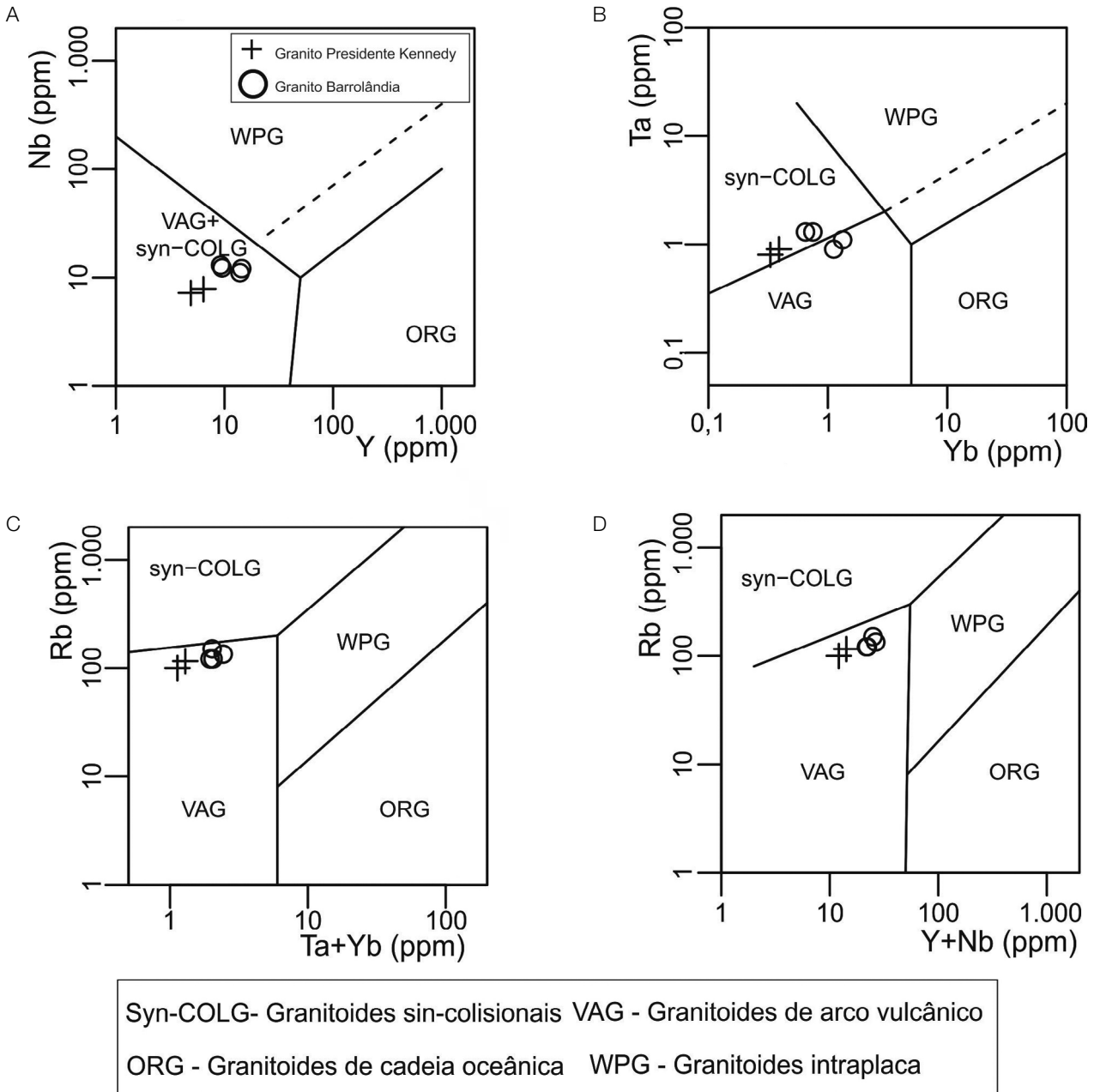
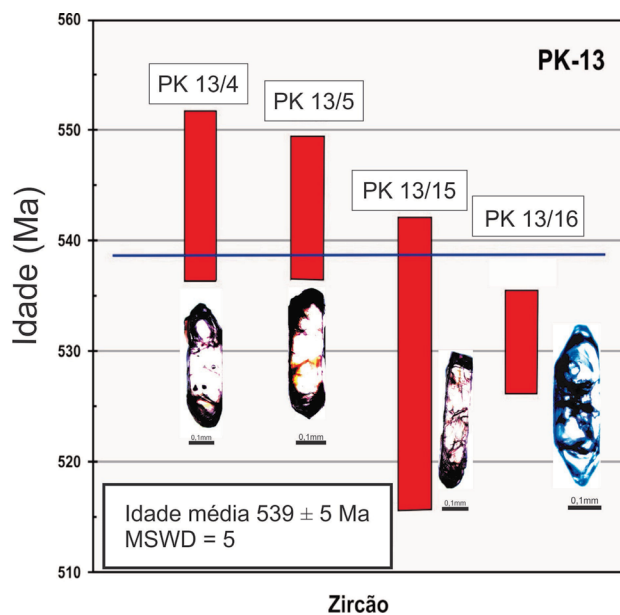


Figura 15. Diagramas de discriminação de ambientes tectônicos de granitoides de Pearce et al. (1984) com amostras dos granitos Presidente Kennedy e Barrolândia.

resultados dessa metodologia são comparáveis às idades U-Pb em zircão, seja por diluição isotópica ou em datações pontuais (Gaudette et al., 1998; Almeida et al., 2011; Feio et al., 2013; Milhomem Neto et al., 2017).

A análise geocronológica foi realizada em 12 cristais de zircão que apresentavam melhor estado de preservação com base na observação ótica. Os cristais PK-13/4, PK-13/5, PK-13/15 e PK-13/16 apresentaram resultados similares e foram utilizados para o cálculo da idade do GPK. O cristal PK-13/4 forneceu idades nas etapas de evaporação de 1.500°C (544 ± 9 Ma) e 1.550°C (545 ± 13 Ma). Para o cristal PK-13/5 foram obtidas, nas etapas de evaporação de 1.450 e 1.500°C, idades de 532 ± 12 e 544 ± 3 Ma, respectivamente. O cristal PK-13/15 forneceu idade somente na etapa de evaporação de 1.450°C (529 ± 13 Ma). Por sua vez, o cristal PK-13/16 resultou em idades de 529 ± 6 e 532 ± 7 Ma, respectivamente nas etapas de evaporação de 1.500 e 1.550°C (Tabela 4). A média entre os valores de idade obtidos nos 4 grãos de zircão analisados resultou na idade de 539 ± 5 Ma que, em princípio, é interpretada como a idade mínima de colocação do GPK (Tabela 4, Figura 16).

A observação individual das idades obtidas revela que os cristais PK-13/15 e PK-13/16 apresentam valores ligeiramente mais baixos do que aqueles fornecidos pelos cristais



MSWD: mean squares of the weighted deviated.

Figura 16. Diagrama isotópico de evaporação de Pb em zircão mostrando a idade média de cristalização obtida com quatro cristais de zircão do Granodiorito Presidente Kennedy.

Tabela 4. Dados isotópicos de Pb de cristais de zircão utilizados para cálculo da idade do Granodiorito Presidente Kennedy.

Zircão	T (°C)	Razões	²⁰⁴ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2σ	(²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁶ Pb) _c	2σ	(²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb) _c	2σ	Idade (Ma)	2σ
PK13/1	*1.450	8/8	0,000223	0,000080	0,12489	0,00304	0,05754	0,00142	512,7	54,2
PK13/4	1.500	36/36	0,000327	0,000007	0,23749	0,00078	0,05836	0,00025	543,7	9,4
	1.550	40/40	0,000327	0,000003	0,23686	0,00110	0,05840	0,00036	545,1	13,5
PK13/5	1.450	18/26	0,000352	0,000014	0,07829	0,00222	0,05805	0,00033	531,9	12,4
	1.500	30/30	0,000071	0,000005	0,12279	0,00048	0,05837	0,00010	544,0	3,6
PK13/9	*1.450	0/14	0,000323	0,000016	0,07182	0,01099	0,06033	0,00133	615,6	47,6
	*1.500	0/8	0,000139	0,000002	0,17107	0,00118	0,09311	0,00033	1490,3	6,7
	*1.450	0/24	0,000163	0,000013	0,06985	0,00208	0,05862	0,00048	553,1	17,9
PK13/10	*1.500	0/34	0,000205	0,000012	0,09273	0,00066	0,06175	0,00077	665,6	26,6
	*1.550	0/38	0,000140	0,000004	0,09012	0,00139	0,06226	0,00016	683,3	5,5
PK13/12	*1.500	0/36	0,000185	0,000014	0,09214	0,00242	0,05965	0,00065	591,0	23,8
PK13/13	*1.500	8/8	0,000166	0,000006	0,01645	0,00310	0,5724	0,00144	501,1	55,3
PK13/15	1.450	8/8	0,000102	0,000022	0,02614	0,00421	0,05797	0,00035	528,9	13,2
	1.500	24/24	0,000100	0,000023	0,12093	0,00069	0,05800	0,00016	529,9	5,9
PK13/16	1.550	30/30	0,000107	0,000008	0,12087	0,00114	0,05807	0,00020	532,6	7,7
	PK13/17	*1.500	0/14	0,000271	0,000016	0,06965	0,00440	0,07195	0,00062	984,9
PK13/18	*1.450	0/4	0,000057	0,000022	0,07026	0,00398	0,05942	0,00074	582,6	26,9
	*1.500	22/22	0,000247	0,000034	0,07439	0,00180	0,05890	0,00105	563,7	38,7
	#1.450	0/8	0,000845	0,000034	0,00000	0,00000	0,05106	0,00105	243,8	47,3
PK13/19	*1.500	0/6	0,000165	0,000014	0,03280	0,00246	0,06172	0,00047	664,7	16,2
	*1.550	0/8	0,000318	0,000162	0,14049	0,01871	0,10156	0,00775	1653,0	141,5
224/388								Idade média =	539,0	5,3

T: temperatura; c: razão ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb corrigida do Pb comum; *etapa de evaporação eliminada subjetivamente; #etapa de evaporação eliminada do cálculo por apresentar razão ²⁰⁴Pb/²⁰⁶Pb > 0,0004.

PK-13/4 e PK-13/5. De fato, as idades definidas nas duas etapas de evaporação do cristal PK-13/16 não chegam a se superpor nos limites dos erros analíticos, com aquelas dos cristais PK-13/4 e PK-13/5. Isso certamente explica o elevado valor do parâmetro estatístico *mean squares of the weighted deviated* (MSWD) quando são considerados os quatro cristais conjuntamente. No cristal PK-13/16 foi observada feição de sobrecrescimento, que pode estar ligada ao metamorfismo do CA. Isso pode explicar a idade mais baixa obtida nesse cristal (529 ± 6 Ma), uma vez que a composição isotópica do Pb representaria a contribuição de domínios do zircão formados em diferentes épocas. Em que pese essa limitação, a idade média de 539 ± 5 Ma representa uma razoável estimativa para a época de colocação do GPK, visto que é similar à idade obtida para o Granito Ramal do Lontra, por Alves (2006).

Os demais cristais forneceram idades mais velhas ou eventualmente mais jovens, mas sem consistência estatística. Algumas idades mais velhas são claramente indicativas de herança (PK-13/9, PK-13/17 e PK-13/19), outras são sugestivas de misturas, possivelmente devido ao sobrecrescimento em um cristal herdado, ou à presença de inclusões minerais (PK-13/10, PK-13/12, PK-13/18). As idades mais jovens sugerem a abertura do sistema U-Pb no zircão e/ou alguma particularidade na estrutura interna do grão que tenha dificultado a retenção de Pb (PK-13/1, PK-13/13).

Os cristais herdados de zircão forneceram idades, na etapa de mais alta temperatura, aproximadamente entre 1000 e 1650 Ma (Tabela 4). No entanto, apenas com base nas idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ não é possível precisar se as idades obtidas refletem verdadeiramente a época de cristalização desses cristais herdados. Em que pese essa limitação, as diferentes idades dos cristais herdados sugerem que o protólito desse magma granítico abrigava cristais de zircão provenientes de diversas fontes, ou esses cristais foram absorvidos das rochas metassedimentares encaixantes. Independentemente, a presença de cristais herdados de zircão com essas idades (~ 1000 e 1650 Ma) sugere uma relação entre esse magmatismo granítico e as rochas metassedimentares do CA, pois essas contêm grãos detriticos de zircão dessa faixa de idade (Pinheiro et al., 2011).

Idade modelo Sm-Nd (T_{DM})

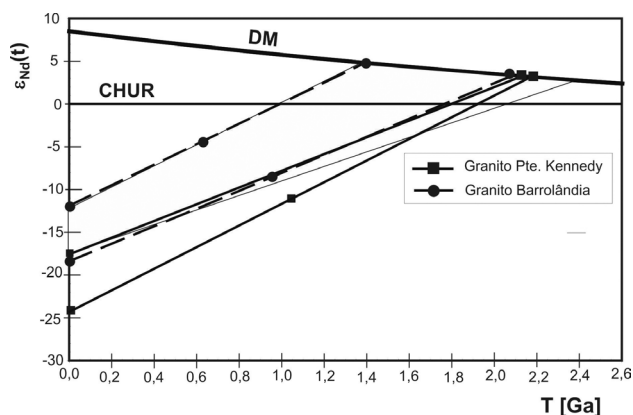
O método Sm-Nd (rocha total) foi aplicado em duas amostras do GPK (PK-13 e PK-18) e em três amostras do GB (BAR-01, BAR-06a e BAR-07). Os dados isotópicos obtidos, os valores de ϵNd calculados para 550 Ma e as idades-modelo são informados na Tabela 5. As duas amostras do GPK apresentaram idades-modelo de 2,13 e 2,17 Ga com valores de $\epsilon\text{Nd}_{(550\text{Ma})}$ de -12,2 e -17,36; respectivamente. Da mesma forma, os valores de $\epsilon\text{Nd}_{(550\text{Ma})}$ para o GB são igualmente negativos (-5,0 a -15,4). A idade-modelo T_{DM} para amostra BAR-01 foi calculada utilizando o estágio duplo, uma vez que o valor da razão $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ de $\sim 0,15$ indica o fracionamento intracrustal desses elementos (Sato e Tassinari, 1997). A idade T_{DM} calculada em estágio duplo foi de 2,24 Ga, o que é compatível com a idade T_{DM} de 2,11 da amostra BAR-06A, bem como com as idades T_{DM} obtidas para o GPK (Tabela 5). Por sua vez, a amostra BAR-07 apresentou idade T_{DM} de 1,39 Ga, indicando contribuição de crosta mais jovem. Portanto, com exceção dessa amostra (BAR-07), as idades T_{DM} indicam a contribuição de crosta formada no Paleoproterozoico para esse magmatismo granítico.

Ortognaisses do Paleoproterozoico com idades T_{DM} entre 2,15 e 2,35 Ga ocorrem no Complexo Rio dos Mangues, que constitui o embasamento do segmento sul do CA (Arcanjo e Moura, 2000) e está situado acerca de 50 e 250 km ao sul da ocorrência do GB e do GPK, respectivamente. Por sua vez, o embasamento do segmento norte do CA, aflorante no interior de estruturas braquianticlinais, é composto por ortognaisses arqueanos e por granitos do Paleoproterozoico, ambos afetados pelo evento de edificação do CA no Neoproterozoico (Dias et al., 2017). No entanto, cristais de zircão desses granitos paleoproterozoicos apresentam idades-modelo $\text{Hf-}T_{DM}^C$ arqueanas (Dias et al., 2017). Portanto, desde a região de Colmeia, situada cerca de 90 km ao sul do GPK, até Xambioá, distante aproximadamente 220 km ao norte do GPK, o embasamento do CA é constituído essencialmente por crosta extraída do manto no Arqueano, e não poderia, por fusão parcial, gerar rochas com idades T_{DM} do Paleoproterozoico.

Tabela 5. Resultados analíticos Sm-Nd dos granitos Presidente Kennedy e Barrolândia.

Amostra	Sm	Nd	Sm/Nd	f Sm/Nd	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	(0)	ϵNd (T = 550 Ma)	T Chur	T_{DM} (Ga)
				CHUR=	0,1967	0,512638				DePaolo
				CHUR(t)		0,000000		5,50E+08		(1981)
PK-13	2,14	10,74	0,199	-0,390	0,12005	0,511737	-17,58	-12,20	2,54E + 11	2,13
PK-18	1,07	6,65	0,161	-0,504	0,09756	0,511392	-24,31	-17,36	2,80E + 11	2,17
BAR-01	1,34	5,43	0,247	-0,242	0,14906	0,511677	-18,75	-15,42	2,28E + 11	2,24
BAR-06A	1,88	9,76	0,193	-0,408	0,11645	0,511696	-18,38	-12,75	2,58E + 11	2,11
BAR-07	2,37	13,98	0,170	-0,478	0,10260	0,512028	-11,90	-5,00	2,74E + 11	1,39

Uma alternativa para a geração desse magmatismo granítico seria a fusão parcial de rochas metassedimentares do CA, cujos xistos do Grupo Estrondo apresentam claros registros de anatexia nos domínios de mais alta intensidade metamórfica, a leste na porção mais interna do CA. As idades T_{DM} dessas rochas metassedimentares mostram valores que variam desde o Arqueano até o final do Paleoproterozoico, com predomínio de idades paleoproterozoicas (Pinheiro et al., 2011). Conseqüentemente, a fusão parcial dessas rochas poderia gerar líquidos que cristalizariam rochas com idade T_{DM} do Paleoproterozoico. O diagrama de evolução do Nd para as rochas graníticas estudadas, tendo como referência rochas metassedimentares do CA que ocorrem entre as cidades de Colmeia e Paraíso do Tocantins mostra que há forte compatibilidade entre esses dois conjuntos de rochas (Figura 17). A idade T_{DM} mais nova (1,39 Ga) obtida para uma amostra do GB pode refletir a heterogeneidade composicional das rochas metassedimentares do Grupo Estrondo, resultante da variação na contribuição relativa de distintas áreas-fontes para os sedimentos da Bacia Araguaia. Esse corpo granítico se situa no segmento sul do CA, onde a contribuição de sedimentos do Mesoproterozoico pode ter sido mais expressiva, a julgar pela predominância de zircões detriticos dessa Era em quartzito dessa porção do cinturão (Pinheiro et al. 2011). Adicionalmente, a presença de cristais herdados de zircão indicativos de idade mesoproterozoica no GPK reforça a hipótese de fusão parcial das rochas metassedimentares do CA na geração dos corpos graníticos estudados. Estudos em andamento revelaram a forte presença de grãos detriticos de zircão do Mesoproterozoico em quartzitos da região de Colmeia (C.A.V. Moura, dados inéditos), o que reforça ainda mais essa hipótese.



Pte: Presidente; DM: manto empobrecido; CHUR: reservatório condritico uniforme.

Figura 17. Diagrama idade (Ga) versus ϵNd com dados dos granitos estudados. A área sombreada em cinza representa as rochas metassedimentares do Cinturão Araguaia com dados de Pinheiro et al. (2011).

CONSIDERAÇÕES FINAIS

Os dados de campo e as análises petrográficas mostram que não há variações significativas nos tipos composicionais dos granitos estudados, e sim grande homogeneidade na composição mineralógica e nos aspectos microestruturais, de modo que no diagrama QAP definem uma área restrita nos campos do granodiorito e monzogranito. Essa homogeneidade composicional é também evidenciada pelos dados geoquímicos que apresentam apenas pequenas variações dos elementos maiores e traços definindo campos restritos nos vários diagramas geoquímicos. Os altos valores de SiO_2 , Al_2O_3 e álcalis e os baixos valores de Fe_2O_{3Total} , TiO_2 e MgO reafirmam a natureza predominantemente monzogranítica e granodiorítica.

Reunindo os vários dados levantados neste estudo sobre esses granitos, tais como o seu baixo conteúdo em minerais máficos (hololeucocráticos), a presença sistemática da muscovita em associação com biotita (granitos a duas micas), da granada e de córindon normativo, alto conteúdo de sílica e sua natureza peraluminosa, além do ambiente geológico em que se encontram os plútons, isto é, nos domínios de maior intensidade metamórfica, que correspondem às porções mais inferiores do Orógeno Araguaia, na zona da anatexia, permite enquadrá-los como granitos tipo S, de ambiente colisional continental, e são interpretados como gerados por fusão parcial de rochas metassedimentares durante o metamorfismo regional do CA.

Além disso, os dados estruturais, as características microestruturais e as relações de contato entre os corpos e as encaixantes são sugestivas de alojamento tardio em relação à tectônica colisional principal e metamorfismo do Orógeno Araguaia, relacionado ao final do Ciclo Brasileiro.

Os resultados do estudo geocronológico revelam idade de 540 Ma para o GPK, considerada como idade mínima para a formação dos cristais de zircão e deve representar a idade de colocação do plúton, permitindo posicioná-lo no final do Neoproterozoico, no período Ediacarano.

Datações anteriores, também pelo método de evaporação de Pb em zircão realizadas em outros corpos graníticos do CA, resultaram na idade de 549 ± 5 Ma para o Granito Ramal do Lontra (Alves, 2006), e uma datação pelo método SHRIMP no Granito Santa Luzia, obtida em borda sobrecrecida de zircão, revelou idade de $528 \pm 4,7$ Ma para o Granito Santa Luzia, que é um pouco mais nova, interpretada como relacionada ao metamorfismo regional do CA (Moura et al., 2008).

A partir da análise do comportamento desses granitos nos diagramas de discriminação de ambientes tectônicos, pode-se concluir serem corpos relacionados ao ambiente colisional continental relacionado à fase principal da evolução tectônica do CA no fim do Neoproterozoico, o que é coerente com os dados de campo, petrográficos, geoquímicos e geocronológicos.

O posicionamento do plúton Presidente Kennedy dista, aproximadamente, 200 km ao sul e 300 km ao norte da área de ocorrência dos granitos Santa Luzia e Ramal do Lontra, respectivamente, e a idade obtida neste trabalho é muito próxima às outras idades referidas acima, o que permite uma clara correlação temporal entre os vários corpos graníticos do CA. Mais do que uma correlação temporal, os vários outros aspectos dos granitos estudados mostram similaridade com outros granitos do CA, permitindo apontar relações de cogeneticidade entre eles, demonstrando a expressão regional desse processo magmático.

As idades obtidas por Macambira (1983) pelo método K-Ar em biotita de micaxistos (553 ± 16 Ma) e em hornblenda de anfibólitos (565 ± 20 Ma), além da datação Rb-Sr em rocha total com valor de 590 ± 19 Ma, todas obtidas em rochas do Grupo Estrondo, têm sido interpretadas como idades mínimas para o processo metamórfico do CA. Datações em monazita extraída de biotita xisto feldspático do Grupo Estrondo da região de Presidente Kennedy, realizadas pelo método de química mineral U-Th-Pb, resultaram na idade de 513 ± 14 Ma, interpretada como idade mínima para o metamorfismo regional do CA (Pinheiro et al., 2012), e as idades Ar-Ar em biotita e hornblenda obtidas nos xistos e anfibólitos do Grupo Estrondo da região de Xambioá apresentaram valor de aproximadamente 504 Ma, interpretadas como idade de resfriamento do evento regional (Pinheiro, 2016). Essas idades são coerentes com os dados geológicos, e as idades obtidas nos granitos do CA apresentam valores próximos aos do metamorfismo, demonstrando contemporaneidade desse evento magmático com o metamorfismo regional do CA.

Os dados Sm-Nd do GPK e GB indicam contribuição de fonte crustal predominantemente do Paleoproterozoico. No entanto, o substrato das rochas supracrustais do Grupo Estrondo na região é constituído por rochas arqueanas retrabalhadas no Neoproterozoico, e não poderia ser a fonte de formação desses granitos, como apontado em trabalhos anteriores. A alternativa seria a fusão de rochas metassedimentares do CA, conforme indicado pelos dados de campo e diagrama de evolução do Nd para as rochas graníticas estudadas, tendo como referência rochas metassedimentares do CA que ocorrem entre as cidades de Colmeia e Paraíso do Tocantins, que mostram forte compatibilidade entre esses dois conjuntos de rochas.

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem o apoio financeiro dos projetos: Instituto de Geociências da Amazônia — GEOCIAM — INCT/MCT/CNPq/FAPESPA (processo nº 573733/2008-2) e Petrologia, geocronologia e tectônica das rochas magmáticas do Cinturão Araguaia (Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico — CNPq-Universal) (processo

nº 427225/2016-7). O segundo autor agradece ao CNPq pela bolsa de estudo de mestrado concedida por meio do Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica/IG-UFPA. A quarta autora agradece a concessão da bolsa de iniciação científica da Fundação Amazônia Paraense de Amparo à Pesquisa (FAPESPA) por meio do programa de Iniciação Científica PIBIC/UFPA.

REFERÊNCIAS

- Abreu, F. A. M. (1978). O Supergrupo Baixo Araguaia. In: *XXX Congresso Brasileiro de Geologia*, Anais (v.2, 539-545). Recife: SBG.
- Abreu, F. A. M., Gorayeb, P. S. S., Hasui, Y. (1994). Tectônica e inversão metamórfica no Cinturão Araguaia. In: *IV Simpósio de Geologia da Amazônia*, Anais, p.1-4. Belém: SBG-NO.
- Almeida, F. F. M., Hasui, Y., Brito Neves, B. B., Fuck, R. A. (1981). Brazilian Structural Provinces: an introduction. *Earth-Science Reviews*, 17(1-2), 1-29. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(81\)90003-9](https://doi.org/10.1016/0012-8252(81)90003-9)
- Almeida, J. A. C., Dall'Agnol, R., Oliveira, M. A., Macambira, M. J. B., Pimentel, M. M., Rämö, O. T., Guimarães, F. V., Leite, A. A. S. (2011). Zircon geochronology, geochemistry and origin of the TTG suites of the Rio Maria granite-greenstone terrane: implications for the growth of the Archean crust of Carajás Province, Brazil. *Precambrian Research*, 187(1-2), 201-221. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2011.03.004>
- Alvarenga, C. J. S., Moura, C. A. V., Gorayeb, P. S. S., Abreu, F. A. M. (2000). Paraguay and Araguaia belts. In: Cordani, U. G., Milani, E. J., Thomas Filho, A., Campos, D. A. (Eds.). *Tectonic evolution of South America* (183-193). Rio de Janeiro: SBG.
- Alves, C. L. A. (2006). *Petrografia, geoquímica e geocronologia do Granito Ramal do Lontra e sua relação com a tectônica e metamorfismo do Cinturão Araguaia, Xambioá-TO*. Dissertação (Mestrado). Belém: Universidade Federal do Pará – UFPA.
- Arcanjo, S. H. S., Moura, C. A. V. (2000). Geocronologia das rochas do embasamento do setor meridional do Cinturão Araguaia na região de Paraíso do Tocantins (TO). *Revista Brasileira de Geociências*, 30(4), 665-670.
- Barbarin, B. (1999). A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. *Lithos*, 46(3), 605-626. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(98\)00085-1](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(98)00085-1)

- Barros, G. S., Gorayeb, P. S. S., Moura, C. A. V., Nascimento, R. S. (2010). Petrologia e geocronologia dos escapolita metagabros e anfibolitos do Cinturão Araguaia na região de Xambioá-Araguanã In: *XLV Congresso Brasileiro de Geologia*, Anais. Belém: SBG-NO. CD-ROM.
- Barros, L. D., Gorayeb, P. S. S. (2013). Metabasaltos almofadados do sul da Serra do Tapa, SE do Pará - Cinturão Araguaia. In: *XIII Simpósio de Geologia da Amazônia*, Anais (v. 1, 322-325). Belém: SBG-NO.
- Batchelor, R. A., Bowden, P. (1985). Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters. *Chemical Geology*, 48(1-4), 43-55. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(85\)90034-8](https://doi.org/10.1016/0009-2541(85)90034-8)
- Bulhões, E. M., Dall'Agnol, R. (1985). Mapeamento geológico e petrografia do Granodiorito Presidente Kennedy – Faixa de Dobramentos Araguaia (GO). In: *II Simpósio de Geologia da Amazônia*, Anais (59-76). Belém: SBG-NO.
- Chappell, B. W., White, A. J. R. (1974). Two contrasting granite types. *Pacific Geology*, 8, 173-174.
- Chaves, C. L., Gorayeb, P. S. S., Moura, C. A. V. (2008). Geologia, geocronologia e litoquímica dos granitos paleoproterozóicos do tipo A no setor setentrional da Província Tocantins. *Revista Brasileira de Geociências*, 38(2), 366-378. <https://doi.org/10.25249/0375-7536.2008382366378>
- Collyer, T. A., Kotschoubey, B. (2008). Minerais gemas da região de São Geraldo do Araguaia e Xambioá. In: P. S. S. Gorayeb (Ed.), *Parque Martírio-Andorinhas: conhecimento, história e preservação* (96-117). Belém: UDUFPA.
- Costa, J. B. S. (1980). *Evolução geológica da região de Colmeia*. Dissertação (Mestrado). Belém: Universidade Federal do Pará – UFPA.
- Costa, J. B. S., Gorayeb, P. S. S., Bemerguy, R. L., Lemos, R. L., Gama Junior, T. (1983). Projeto Paraíso do Norte; Relatório Final. Belém: DNPM/UFPA. 125.
- Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM) (1983). *Mapa geológico da Folha Conceição do Araguaia*. Escala 1:250.000. Rio de Janeiro: CPRM.
- Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM) (2013). *Mapa geológico da Folha Miracema do Norte*. Escala 1:250.000. Rio de Janeiro: CPRM.
- DePaolo, D. J. (1981). Neodymium isotopes in the Colorado Front Range and crust–mantle evolution in the Proterozoic. *Nature*, 291, 193-197. <https://doi.org/10.1038/291193a0>
- Debon, F., Le Fort, P. (1988). A cationic classification of common plutonic rocks and their magmatic associations: principles, method, applications. *Bulletin de Minéralogie*, 111-5, 493-510.
- Dias, A. N. C., Moura, C. A. V., Milhomem Neto, J. M., Chemale Junior, F., Girelli, T. J., Masuyama, K. M. (2017). Geochronology and thermochronology of the gneisses of the Brasiliano/Pan-African Araguaia Belt: records of exhumation of West Gondwana and Pangea break up. *Journal of South American Earth Sciences*, 80, 174-191. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2017.09.027>
- Dutra, A. C. S., Gorayeb, P. S. S., Nogueira, A. C. R. (2014). Depósitos sedimentares neoproterozoicos do Grupo Tucuruí - Cinturão Araguaia, Nordeste do Pará. *Geologia USP. Série Científica*, 14(1), 21-36. <http://dx.doi.org/10.5327/Z1519-874X201400010002>
- Feio, G. R. L., Dall'Agnol, R., Dantas, E. L., Macambira, M. J. B., Santos, J. O. S., Althoff, F. J., Soares, J. E. B. (2013). Archean granitoid magmatism in the Canaã dos Carajás area: implications for crustal evolution of the Carajás Province, Amazonian craton Brazil. *Precambrian Research*, 227, 157-185. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2012.04.007>
- Fettes, D., Desmons, J. (2008). *Metamorphic rocks: a classification and glossary of terms*. Cambridge: Cambridge University Press. 244.
- Frost, B. R., Barnes, C. G., Collins, W. J., Arculus, R. J., Ellis, D. J., Frost, C. D. (2001). A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of Petrology*, 42(11), 2033-2048. <https://doi.org/10.1093/petrology/42.11.2033>
- 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 Precambrian of Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 11(4), 351-363. [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(98\)00019-4](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(98)00019-4)
- Gill, R. (2010). *Igneous rocks and process: a practical guide*. West Sussex: Wiley-Blackwell. 428.
- Gorayeb, P. S. S. (1989). Corpos serpentiniticos da Faixa Araguaia na região de Araguacema-Pequizeiro-Conceição do Araguaia (Goiás-Pará). *Revista Brasileira de Geociências*, 19(1), 51-62.
- Gorayeb, P. S. S., Alves, C. L. (2003). Superposição tectono-metamórfica do Cinturão Araguaia no embasamento Arqueano na região de Xambioá e Lontra – TO. In: *IX Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos*, Anais (84-85). Búzios: SBG.

- Gorayeb, P. S. S., Chaves, C. L., Moura, C. A. V., Lobo, L. R. S. (2013). Neoproterozoic granites of the Lajeado intrusive suite, north-center Brazil: a late Ediacaran remelting of a Paleoproterozoic crust. *Journal of South American Earth Sciences*, 45, 278-292. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2013.04.001>
- Gorayeb, P. S. S., Moura, C. A. V. (2006). Granitogenesis events in the northern portion of the Tocantins Province, Brazil. In: *I Symposium on magmatism, metalogenesis, and crustal evolution of the Amazonian Craton*, Abstracts and Field Trips, Anais, 21. Belém: SBG-NO.
- Gorayeb, P. S. S., Moura, C. A. V., Abreu, F. A. M. (2008). Geologia do Parque Estadual da Serra dos Martírios-Andorinhas e região adjacente. In: P.S.S. Gorayeb (Ed.). *Parque Martírios-Andorinhas: conhecimento, história e preservação* (53-75). Belém: UDFPA.
- Gorayeb, P. S. S., Moura, C. A. V., Barros, G. R. (2000a). Pb-Pb zircon ages of the Porto Nacional High-Grade Metamorphic Terrain, northern portion of the Goiás Massif, Central-Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 30(1), 215-224. <https://doi.org/10.25249/0375-7536.2000301190194>
- Gorayeb, P. S. S., Moura, C. A. V., Arcanjo, S. H. S. (2000b). Granitogenesis events in the Porto Nacional-Palmas-Paraíso do Tocantins region, Tocantins Province. In: *XXX Congresso Internacional de Geologia*, Anais. Rio de Janeiro: SBG. CD-ROM.
- Gorayeb, P. S. S., Moura, C. A. V., Calado, W. M. (2004). Suíte Intrusiva Xambica: um magmatismo toleítico Neoproterozoico pré-tectônico no Cinturão Araguaia. In: *XLII Congresso Brasileiro de Geologia*, Anais, v. 1, p.35-35. Araxá: SBG.
- Gorayeb, P. S. S., Pimentel, M. M., Armstrong, R., Galarza, M. A. (2017). Granulite-facies metamorphism at ca. 570-580 Ma in the Porangatu Granulite Complex, central Brazil: implications for the evolution of the Transbrasiliano Lineament. *Brazilian Journal of Geology*, 47(2), 01-25. <http://dx.doi.org/10.1590/2317-4889201720160097>
- Hasui, Y., Costa, J. B. S., Abreu, F. A. M. (1984). Província Tocantins: Setor setentrional. In: Almeida, F. F. M., Hasui, Y. (Coords.). *O Pré-Cambriano do Brasil* (137-204). São Paulo: Editora Edgard Blücher.
- Kober, B. (1986). Whole-grain evaporation for $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age investigations on single zircons using a double filament source. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 93(4), 482-490. <https://doi.org/10.1007/BF00371718>
- Kober, B. (1987). Single-zircon evaporation combined with Pb⁺ emitter bedding for $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ investigations using thermal ion mass spectrometry, and implications for zirconology, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 96(1), 63-71. <https://doi.org/10.1007/BF00375526>
- Kotschoubey, B., Hieronymus, B., Albuquerque, C. A. R. (2005). Disrupted peridotites and basalts from the Neoproterozoic Araguaia belt (northern Brazil): Remnants of a poorly evolved oceanic crust? *Journal of South American Earth Sciences*, 20(3), 211-230. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2005.05.007>
- La Roche, H. D., Leterrier, J., Grandclaude, P., Marchal, M. (1980). A classification of volcanic and plutonic rocks using R₁-R₂ diagram and major-element analyses- Its relationships with current nomenclature. *Chemical Geology*, 29(1-4), 183-210. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(80\)90020-0](https://doi.org/10.1016/0009-2541(80)90020-0)
- Lamarão, C. N., Kotschoubey, B. (1996). Granitóides Santa Luzia, registro do magmatismo granítico brasileiro do Cinturão Araguaia na região de Paraíso do Tocantins. *Revista Brasileira de Geociências*, 26(4), 277-288.
- Le Maitre, R. W. (2004). *Igneous rocks: a classification and glossary of terms*. Cambridge: Cambridge University Press. 236.
- Macambira, J. B. (1983). *Geologia e ocorrências minerais da braquianticlinal do Lontra (GO)*. Dissertação (Mestrado). Belém: Universidade Federal do Pará – UFPA.
- Maniar, P. D., Piccoli, P. M. (1989). Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin*, 101(5), 635-643. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1989\)101<0635:TDOG>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1989)101<0635:TDOG>2.3.CO;2)
- Miyagawa, L. J. P. P., Gorayeb, P. S. S. (2013). Basaltos almofadados da Suíte Ofiolítica Morro do Agostinho: registros de fundo oceânico na porção centro-oeste do Cinturão Araguaia. *Geologia USP. Série Científica*, 13(4), 111-124. <https://doi.org/10.5327/Z1519-874X201300040006>
- Milhomem Neto, J. M., Lafon, J. M., Galarza, M. A., Moura, C. A. V. (2017). U-Pb em zircão por LA-MC-ICP-MS no Laboratório Pará-Iso (UFPA): metodologia e aplicação na porção sudeste do Escudo das Guianas. In: A.M.M Lima., P.S.S. Gorayeb (Org.). *Contribuições à Geologia da Amazônia* (v. 10, 333-346). Belém: SBG-NO.
- Moura, C. A. M., Sousa, C. S. (2002). Idades Pb-Pb em zircão por evaporação no Granito Santa Luzia: implicações para a determinação da idade da granitogênese brasileira tardi-tectônica no Cinturão Araguaia-TO. In: *XXI Congresso Brasileiro de Geologia*, Anais (500). João Pessoa: SBG.

- Moura, C. A. V., Gaudette, H. E. (1993). Evidence of Brasiliano/Pan-African deformation in the Araguaia belt: implication for Gondwana evolution. *Revista Brasileira de Geociências* 23(2), 117-123. <https://doi.org/10.25249/0375-7536.1993232117123>
- Moura, C. A. V., Gaudette, H. E. (1999). Zircon ages of basement orthogneisses from the northern segment of the Araguaia Belt, Brazil. *Basement Tectonics*, 13, 155-178. https://doi.org/10.1007/978-94-011-4800-9_10
- Moura, C. A. V., Macambira, M. J. B., Armstrong, R. (2008). U-Pb Shrimp zircon age of the Santa Luzia Granite: constraints on the age of metamorphism of the Araguaia belt, Brazil. In: *South American Symposium on Isotope Geology*, San Carlos de Bariloche (v. 6). Book of Abstracts. Buenos Aires: INGEIS.
- Nakamura, N. (1974). Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na, and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 38(5), 757-775. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(74\)90149-5](https://doi.org/10.1016/0016-7037(74)90149-5)
- Oliveira, E. C., Lafon, J. M., Gioia, S. M. C. L., Pimentel, M. M. (2008). Datação Sm-Nd em rocha total e granada do metamorfismo granulítico da região de Tartarugal Grande, Amapá Central. *Revista Brasileira de Geociências*, 38(1), 116-129. <https://doi.org/10.25249/0375-7536.2008381114127>
- Paixão, M. A. P., Nilson, A. A. (2002). Fragmentos ofiolíticos da Faixa Araguaia: caracterização geológica e implicações tectônicas. *Contribuições à Geologia da Amazônia* (v. 3, 85-103). Belém: SBG.
- Paixão, M. A. P., Nilson, A. A., Dantas, E. L. (2008). The Neoproterozoic Quatipuru ophiolite and the Araguaia fold belt, central-northern Brazil, compared with correlatives in NW Africa. In: Pankhurst, R. J., Trouw, R. A. J., Brito Neves, B.B., de Wit, M. J. (Eds.). *West Gondwana: Pre-Cenozoic correlations across the South Atlantic region* (v. 294, 297-318). London: Geological Society (Special Publications).
- Paixão, M. A. P., Gorayeb, P. S. S. (2014). Metalogênese do Cinturão Araguaia. In: Rocha Neto, M. B., Hardy, J., Glória Da Silva, M., Kuyumjian, R. M. (Org.). *Metalogênese das Províncias Tectônicas Brasileiras* (467-488). Rio de Janeiro: CPRM.
- Passchier, C. W., Trouw, R. A. J. (2006). *Microtectonics*. Berlin: Springer. 366.
- Pearce, J. A., Harris, N. B. W., Tindle, A. G. (1984). Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25(4), 956-983. <https://doi.org/10.1093/petrology/25.4.956>
- Pinheiro, B. L. S. (2016). *Petrologia e geotermobarometria das rochas metamórficas do Cinturão Araguaia* — região de Xambioá e Araguaia (TO). Tese (Doutorado). Belém: Universidade Federal do Pará – UFPA.
- Pinheiro, B. L. S., Gorayeb, P. S. S., Mora, C. A. S., Vlach, S. R. F. (2012). Th-U-Pb (T) EPMA dating of monazite in feldspathic schist from the Araguaia Belt, northern Brazil. In: *VIII South American Symposium on Isotope Geology-SSAGI*, Libro de Resumos (v.1, 147). Medellín: CORPOGEMAS.
- Pinheiro, B. L. S., Moura, C. A. V., Gorayeb, P. S. S. (2011). Proveniência das rochas meta-sedimentares do Cinturão Araguaia com base em datações Pb-Pb em zircão e idades-modelo Sm-Nd. *Revista Brasileira de Geociências*, 41(2), 304-318.
- Pitcher, W. S. (1993). *The nature and origin of granite*. London: Blackie Academic and Professional. 321.
- Sato, K., Tassinari, C. G. G. (1997). Principais eventos de acreção continental no Cráton Amazônico baseados em idade-modelo Sm-Nd, calculada em evoluções de estágio único e estágio duplo. In: M.L. Costa, R.S. Angélica (Eds.). *Contribuições à Geologia da Amazônia* (91-142). Belém: SBG-NO.
- Sawyer, E. W. (2008). *Atlas of migmatites*. The Canadian Mineralogist, Special Publication 9. Ottawa, Ontario, Canada: NRC Research Press. 387.
- Shand, S. J. (1943). *Eruptive Rocks*. Their genesis, composition, classification, and their relation to ore-deposits with a chapter on meteorite. New York: John Wiley & Sons.
- Smith, J. V., Brown, W. L. (1974). *Feldspar minerals*. Berlin: Springer Verlag. 828.
- Streckeisen, A. (1976). To each plutonic rock its proper name. *Earth-Science Reviews*, 12(1), 1-33. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(76\)90052-0](https://doi.org/10.1016/0012-8252(76)90052-0)
- Stacey, J. S., Kramers, J. D. (1975). Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth and Planetary Science Letters*, 26(2), 207-221. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(75\)90088-6](https://doi.org/10.1016/0012-821X(75)90088-6)
- Sun, S. S., McDonough, W. F. (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geological Society of London, Special Publications*, 42(1), 313-345. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19>

Apêndice. Listagem de afloramentos e amostras estudadas com suas respectivas siglas e coordenadas geográficas.

Região de Barrolândia				
Pontos	Coordenadas		Rocha	Caracterização da ocorrência
	Lat (s)	Long (w)		
BAR-01	09°56'33"	48°45'39"	Granito e micaxisto	Pedreira Santa Mônica, onde se encontra o contato concordante do granito com xistos encaixantes.
BAR-02	09°56'00"	48°46'39"	Granito	Encosta de um morro sustentado por um granito com fenocristais de K-feldspato.
BAR-04	09°56'17"	48°46'28"	Xisto	Lajedo de xisto.
BAR-05	09°58'33"	48°45'07"	Granito e xisto	Grande lajedo na margem da BR-153, onde se alternam regularmente xistos feldspáticos com corpos tabulares de granitos, concordantes à xistosidade.
BAR-06	09°44'24"	48°44'09"	Granito	Estrada para Abreulândia aflorando granito de granulação grossa com discreta foliação de biotita, e pegmatitos.
BAR-07	09°43'54"	48°45'01"	Granito	Pedreira nas proximidades do Rio Providência com exposição de granito isotrópico atravessado por pegmatitos, com enclaves de micaxistos.
BAR-08	09°56'19"	48°44'32"	Granito e xisto	Extenso lajeiro encachoeirado no leito do Rio Cachoeirinha na ponte da BR-153. Xistos migmatizados com porções graníticas misturadas e pegmatitos.
BAR-10	09°58'14"	48°45'19"	Xisto feldspático	Pedreira de xisto na margem da rodovia BR-153, registrando-se intensa mistura de xistos e granitos em corpos tabulares concordantes à xistosidade.
LH-15	09°43'34"	48°44' 38"	Ms-Bt metamonzogranito	Lajedo às margens do Rio Providência em uma estrada vicinal no lado esquerdo da BR-153, direção Barrolândia a Miranorte.
LH-16	09°43'29"	48°44'41"	Ms-Bt metamonzogranito, veios pegmatíticos e Bt-Qtz xisto feldspático	Pedreira às margens da BR-153, direção Barrolândia a Miranorte, a aproximadamente 8 km de Barrolândia.
LH-17	09°43'32"	48°49'25"	Ms-Bt metamonzogranito	Lajedo em uma estrada vicinal, não pavimentada, da BR-153, próximo à fazenda Serra da Lopa.
LH-18	09°43'44"	48°49'31'	Ms-Bt metamonzogranito	Lajedo em uma estrada vicinal, não pavimentada, da BR-153, próximo à fazenda Serra da Lopa.
LH-19	09°44'15"	48°49'55"	Ms-Bt metamonzogranito	Lajedo em uma estrada vicinal, não pavimentada, da BR-153, próximo à fazenda Serra da Lopa.
LH-20	09°55'57"	48°44'20"	Leucomonzogranito	Lajedo na ponte do Rio São José na BR-153 entre Barrolândia e Paraíso do Tocantins (Balneário Cachoeirinha).
LH-21	09°56'19"	48°45'11"	Ms-Bt metamonzogranito	Pedreira Santa Mônica, a margem da rodovia BR-153, entre Barrolândia e Paraíso do Tocantins.