

Novos dados geológicos e isotópicos para o Domínio Iriri-Xingu, Província Amazônia Central: implicações para a idade do Grupo Iriri

New geologic and isotopic data for the Iriri-Xingu Domain, Central Amazonian Province: implications for the Iriri Group age

Flávio Robson Dias Semblano¹, Nayan Cezar S. Pereira², Marcelo Lacerda Vasquez³ e Moacir José Buenano Macambira⁴

¹Universidade Federal do Pará - UFPA, Instituto de Geociências, Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica, Rua Augusto Corrêa, 1, Campus Universitário do Guamá, CP 8608, CEP 66075-110, Belém, PA, Brasil (frdsemblano@yahoo.com.br)

²Schlumberger Serviços de Petróleo, Rio de Janeiro, RJ, Brasil (nayan.cezar@hotmail.com)

³Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais - CPRM, Serviço Geológico do Brasil, Superintendência Regional de Belém, Belém, PA, Brasil (marcelo.vasquez@cprm.gov.br)

⁴Universidade Federal do Pará - UFPA, Laboratório de Geologia Isotópica, Belém, PA, Brasil (moamac@ufpa.br)

Recebido em 14 de setembro de 2015; aceito em 29 de abril de 2016

Resumo

O Domínio Iriri-Xingu, sul da Província Amazônia Central, é uma das regiões geologicamente menos conhecidas do Cráton Amazônico. Nela predominam rochas vulcânicas e granitoides paleoproterozoicos e o embasamento regional raramente aflora. Estudos petrográficos e feições de campo possibilitaram identificar três conjuntos de rochas: Granitos Tipo A (sienogranitos e quartzo-sienitos), Granitos Tipo I (monzogranitos, quartzo-monzodioritos, quartzo-monzonitos e granodioritos) e rochas vulcânicas e vulcanoclásticas do Grupo Iriri (riolitos e dacitos, e ignimbritos dacíticos, respectivamente). As idades Pb-Pb em zircão confirmam a ocorrência de pelo menos dois eventos magmáticos orosirianos nessa região: 1992-1986 Ma e 1889 Ma. Dados isotópicos Sm-Nd das rochas estudadas forneceram idades-modelo Nd T_{DM} de 2,43 a 3,13 Ga com $\epsilon_{Nd(t)}$ de -10 a -3, o que permitiu confirmar uma fonte crustal antiga para esses magmas, típica da Província Amazônia Central. Esses resultados indicam que os eventos magmáticos de 1,99 Ga e 1,89 Ga, que são comuns no Domínio Tapajós, também ocorrem no Domínio Iriri-Xingu. Contudo, apresentam fontes crustais arqueanas contrastantes com as fontes paleoproterozoicas características do Domínio Tapajós. Além disso, as idades obtidas em cristais de zircão das rochas vulcânicas do Domínio Iriri-Xingu são mais antigas que *ca.* 1880 Ma, habitualmente correlatas ao Grupo Iriri. Assim, este trabalho propõe uma redefinição litoestratigráfica dessa unidade, com base na ocorrência de rochas vulcânicas de *ca.* 1988 Ma na sua área-tipo.

Palavras-chave: Província Amazônia Central; Rochas paleoproterozoicas; Grupo Iriri.

Abstract

The Iriri-Xingu Domain, located in the southern Central Amazonian Province, is one of the less geologically known regions in the Amazonian Craton. It is dominated by Paleoproterozoic volcanic rocks and granitoids, and the regional basement rarely crops out. Petrographic and field data allowed distinguishing three rocks groups: A-type Granites (sienogranites and quartz-syenites), I-type Granites (monzogranites, quartz-monzodiorites, quartz-monzonites and granodiorites) and Iriri Group volcanic and volcanoclastic rocks (rhyolites and dacites, and dacitic ignimbrites, respectively). Pb-Pb zircon ages indicate at least two Orosirian magmatic events in this region: 1992-1986 Ma and 1889 Ma. Sm-Nd isotopic data provided Nd T_{DM} from 2.43 to 3.13 Ga, and $\epsilon_{Nd(t)}$ from -10 to -3, which confirm an old crustal source for these magmas, typical of the Central Amazonian Province. These results show that the 1.99 and 1.89 Ga magmatic events, which are common in the Tapajós Domain, also occur in the Iriri-Xingu Domain. However, their Archean crustal sources contrast with the Paleoproterozoic sources characteristic of the Tapajós Domain. Additionally, the zircon ages obtained in this study for the volcanic rocks of the Iriri-Xingu Domain are older than *ca.* 1880 Ma, which typically correlate with the Iriri Group. Thus, we propose a lithostratigraphic redefinition for this unit based on the occurrence of volcanic rocks of *ca.* 1988 Ma in the type area.

Keywords: Central Amazonian Province; Paleoproterozoic rocks; Iriri Group.

INTRODUÇÃO

Localizado na Plataforma Sul-Americana (Almeida et al., 1981), o Cráton Amazônico representa um dos maiores escudos do mundo. No Paleoproterozoico, foi palco de expressiva atividade magmática félsica que se estende por quase todo o cráton. As duas propostas atuais de compartimentação do Cráton Amazônico foram apresentadas por Tassinari e Macambira (1999) e Santos et al. (2000). Ambos os modelos estão de acordo quanto aos principais eventos evolutivos responsáveis pela atual configuração geotectônica do cráton. No entanto, algumas divergências, principalmente no que tange às denominações e os limites de suas províncias geocronológicas, atestam a latente carência de estudos geológicos e isotópicos mais detalhados para região, que levariam ao aprimoramento da compreensão da evolução crustal, bem como ao entendimento dos processos tectônicos em escala regional.

A área abrangida por este trabalho está inserida na Província Amazônia Central – PAC (Figura 1), uma das seis províncias geocronológicas propostas por Tassinari e Macambira (1999). Estes autores definiram esta província como o núcleo mais antigo do Cráton Amazônico não afetado pelo ciclo Transamazônico e a dividiram em dois blocos: Carajás, no sudeste do cráton, e Iricoumé-Xingu, parcialmente coberto pela bacia do Amazonas. No desenho geotectônico do Cráton, Vasquez et al. (2008a) mostram essa região como contida no Domínio Iriri-Xingu (DIX), que corresponde à porção sul da Província Amazônia Central de Santos et al. (2000), ou à porção sul do bloco Iricoumé-Xingu de Tassinari e Macambira (1999). A característica mais significativa desse Domínio é a expressiva extensão da associação vulcano-plutônica de idade orosiriana de caráter intracontinental, representada principalmente pelas rochas vulcânicas e piroclásticas do Grupo Iriri e pelos granitóides de filiação alcalina (Tipo A) e cálcio-alcalinas de alto K (Tipo I). As rochas do embasamento da PAC no Bloco Iricoumé-Xingu são pouco conhecidas e suas exposições são raras, devido às extensas coberturas de rochas vulcânicas e intrusões de granitóides paleoproterozoicos (Tassinari, 1996; Tassinari e Macambira, 1999, 2004; Tassinari et al., 2000; Vasquez et al., 2008a).

A investigação dos limites das províncias geocronológicas do Cráton Amazônico com base em idades de cristalização e no tempo de extração do material fonte das rochas é fundamental para o entendimento de sua evolução crustal. Nesse sentido, dados de Sm-Nd têm sido usados como ferramenta fundamental para obter informações sobre as fontes das rochas da Província Amazônia Central, que mostram contraste com as fontes das rochas da adjacente Província Ventuari-Tapajós, aprimorando assim, o traçado do limite entre essas duas províncias.

Este trabalho tem o objetivo de determinar as idades de formação de rochas ígneas félsicas do Domínio Iriri-Xingu,

assim como avaliar os tipos de fonte (crustal x mantélica) dessas rochas, estudo essencial na investigação do limite entre as províncias Amazônia Central e Ventuari-Tapajós, na porção sul do cráton Amazônico. Esse limite está mal definido, em especial devido aos poucos dados disponíveis para a região, que conta basicamente com alguns levantamentos geológicos das décadas de 1970 e 1980, dos quais se destacam os trabalhos de Forman et al. (1972), Pessoa et al. (1977) e Santos et al. (1988). Recentemente, os trabalhos de Vasquez (2006), Vasquez et al. (2008c), Juliani e Fernandes (2010) e Fernandes et al. (2011) interromperam um período de quase duas décadas de ausência de mapeamento geológico para a região. O presente estudo envolve análises isotópicas de Pb por evaporação em cristais de zircão e Sm-Nd em rocha total dos Granitos Tipo I, Tipo A (Vasquez et al., 2008c) e das rochas vulcânicas da região entre os rios Iriri e Curuá, parte central do DIX.

CONTEXTO GEOTECTÔNICO E GEOCRONOLÓGICO

O Cráton Amazônico foi formado por microcontinentes (blocos Imataca, Carajás e Xingu-Iricoumé) amalgamados por faixas orogênicas paleoproterozoicas de 2,2 a 1,95 Ga (Província Maroni-Itacaiúnas). Sucessivos arcos magmáticos correspondentes às províncias Ventuari-Tapajós, Rio Negro-Juruena e parte da Província Rondoniano-San Ignácio foram acrescidos entre 1,95 e 1,45 Ga e estão relacionados à subducção de litosfera oceânica a leste, resultante da convergência das massas continentais (Tassinari e Macambira, 1999, 2004). Esses mesmos autores relatam ainda que a Província Amazônia Central, onde se localiza a área deste estudo, é composta pela crosta continental mais antiga do Cráton Amazônico, com formação anterior a 2,5 Ga e não afetada por orogêneses do ciclo Transamazônico (2,15-1,9 Ga, Almeida et al., 2000). No entanto, durante o Paleoproterozoico, foi cenário de expressivos eventos tectono-magmáticos responsáveis, por exemplo, pela formação das rochas estudadas nesse trabalho, assim como as formações Santa Rosa e Sobreiro (Fernandes et al., 2011).

De acordo com Vasquez et al. (2008c), o Domínio Iriri-Xingu, correspondente à porção sul do bloco Iricoumé-Xingu, é composto por rochas vulcânicas do Grupo Iriri e da Formação Sobreiro, granitóides Tipo A e Tipo I Indiferenciados, e os granitos da Suíte Intrusiva Velho Guilherme. O Grupo Iriri é a unidade mais expressiva desse Domínio, e é constituído essencialmente por rochas vulcânicas e vulcanoclásticas predominantemente félsicas com idades paleoproterozoicas (1886 a 1878 Ma). O Grupo Iriri foi originalmente proposto por Forman et al. (1972), na região dos rios Iriri e Curuá no oeste do DIX, como Formação Iriri, que foi posteriormente elevada à categoria de grupo por Pessoa et al. (1977). No Domínio Tapajós (a oeste), essa unidade é dividida nas formações

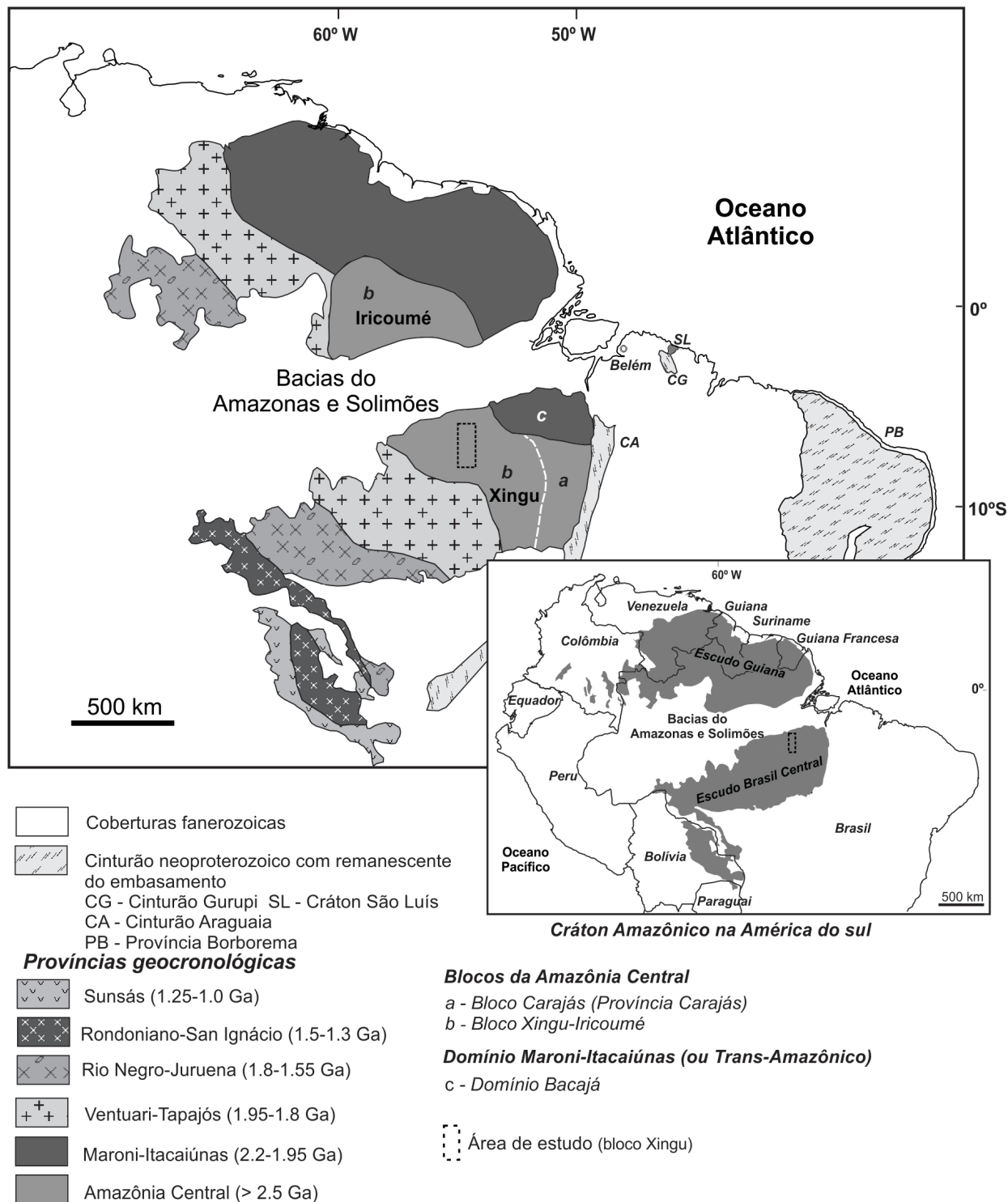


Figura 1. Mapa das províncias geocronológicas do Cráton Amazônico. Tassinari e Macambira (2004), modificado por Vasquez et al. (2008b).

Salustiano, Aruri e Bom Jardim e no Domínio Iriri-Xingu, onde ocorre mais expressivamente, mas ainda é considerada como unidade indivisa. Contudo, vale ressaltar que nos trabalhos de Juliani e Fernandes (2010) e Fernandes et al.

(2011) nas proximidades de São Félix do Xingu, a sudeste da área de estudo, essa unidade foi reagrupada como formações Sobreiro e Santa Rosa. Os Granitóides Tipo A Indiferenciados são compostos por leucosienogranitos, feldspato alcalino

granitos, sieno e monzogranitos, em uma associação litológica semelhante aos granitos de filiação alcalina ou do tipo A, típica de ambientes pós-orogênicos. Os Granitóides Tipo I Indiferenciados, que são compostos predominantemente por monzogranitos com biotita, carecem de mais estudos geocronológicos e dispõem somente de uma idade isocrônica Rb-Sr de 1,92 Ga (Macambira e Vale, 1997).

Dados geocronológicos de U-Pb e Pb-Pb em zircão (Tabela 1) para as rochas do Grupo Iriri, Granitos Tipo A e Tipo I da Província Amazônia Central e das províncias geocronológicas adjacentes, especialmente a Província Ventuari-Tapajós, fornecem idades de cristalização de cerca de 1,88 Ga (Dall'Agnol et al., 1999; Moura et al., 1999; Vasquez et al., 1999; Santos et al., 2001; Lamarão et al., 2002; Teixeira et al., 2002a; Paiva Junior et al., 2006; Pinho et al., 2006; Fernandes et al., 2011; Rocha et al., 2012). Contudo, na porção leste da Província Ventuari-Tapajós ocorrem rochas vulcânicas (Formação Vila Riozinho, *ca.* 2,0 Ga,

Lamarão et al., 2002) e granitos (Granito São Jorge Velho, *ca.* 1,98 Ga, Lamarão et al., 2002), e na parte sudeste do DIX, granitos (Suíte Intrusiva Vila Rica, *ca.* 1,97 Ga, Padilha e Barros, 2008) e rochas vulcânicas (*ca.* 1,99 Ga, Alves e Martins, 2010) que são cerca de 100 Ma mais antigas. Localmente, ao leste da Província Ventuari-Tapajós, ocorrem granitos tipo A estaníferos cerca de 90 Ma mais jovens (Granito Porquinho, *ca.* 1,79 Ga, Santos et al., 2004), que ainda não foram identificados na PAC, embora no Domínio Iriri-Xingu ocorrem granitos tipo A com depósitos de estanho (Granito São Pedro do Iriri), a sudeste da área de estudo, porém, ainda não datados.

Dados de Sm-Nd (Tabela 1) indicam fontes paleoproterozoicas (T_{DM} de 2,45-2,23 Ga) juvenis ou com pouca participação de crosta mais antiga (valores de $\epsilon_{Nd(t)}$ de -5,21 a -0,72) para as rochas da Província Ventuari-Tapajós (Santos et al., 2000; Lamarão et al., 2005), enquanto as rochas da Província Amazônia Central apresentam fontes crustais arqueanas

Tabela 1. Idades (U-Pb e Pb-Pb) e resultados isotópicos Sm-Nd das principais unidades geológicas (de rochas ígneas) dos Domínios Iriri-Xingu e Tapajós.

Local	Tipo	Unidade	Idade (Ma)	Ref.	T_{DM} (Ga)	$\epsilon_{Nd(t)}$	Ref
Domínio Tapajós (PVT)	Extrusivas	Fm. Moraes Almeida	1890 ± 6 a 1875 ± 4	9	2,44-2,30	-3,05 a -2,26	13
		Fm. Salustiano	1893 ± 2 a 1888 ± 2	5	2,45	-1,37	7
		Fm. Aruri					
		Fm. Iriri	1888 ± 7	3, 4	-	-	-
	Fm. Vila Riozinho	2000 ± 4 a 1998 ± 3	9	2,49-2,29	-3,71 a -1,09	13	
	Intrusivas	Granito Porquinho	1786 ± 14	12	-	-	-
		Granito Caroyal	1870 ± 3	7	-	-	-
		S. I. Maloquinha	1880 ± 9 a 1871 ± 8	5, 8, 9	2,28-2,23	-2,45 a -0,72	13
		Granito Jardim do Ouro	1880 ± 3	9	2,32	-1,32	13
		S. I. Parauari	1883 ± 8 a 1879	2, 6, 7	-	-	-
		S. I. Ingarana	1887 ± 3 a 1881 ± 3	6, 12	2,24	-0,87	6, 7
		Granito São Jorge Novo	1891 ± 3	9	2,43-2,32	-5,21 a -2,68	13
		S. I. Tropas	1907 ± 9 a 1893 ± 3	12	-	-	-
		Granito São Jorge Velho	1983 ± 8 a 1981 ± 2	9	2,41-2,26	-2,68 a -1,03	13
Domínio Iriri-Xingu (PAC)		Extrusivas	Fm. Sobreiro	1880 ± 6	10, 16	3,11-2,49	-10,05 a -4,56
	Fm. Santa Rosa		1884 ± 2 a 1879 ± 2	18	3,12-2,56	-11,39 a -5,80	19
	Gr. Iriri		1886 ± 2	11	3,13-2,60	-11,6 a -7,92	11
			1878 ± 12	20	2,59-2,46	-6,89 a -3,66	20
	Intrusivas	S. I. Rio Dourado	1884 ± 4	14	-	-	-
		S. I. Velho Guilherme	1867 ± 4 a 1862 ± 16	10	3,25-2,98	-12,2 a -7,98	10
		Granito Serra da Queimada	1882 ± 12	16	-	-	-
		Granito Santa Rosa	1887 ± 2 a 1883 ± 3	15	-	-	-
		Granito Ruropolis	-	-	2,55	-5,35	1
		S. I. Vila Rica	1970 ± 11	17	-	-	-

Referências: 1- Sato e Tassinari (1997); 2- Brito et al. (1999); 3- Dall'Agnol et al. (1999); 4- Moura et al. (1999); 5- Vasquez et al. (1999); 6- Klein et al. (2000); 7- Santos et al. (2000); 8- Santos et al. (2001); 9- Lamarão et al. (2002); 10- Teixeira et al. (2002a); 11- Teixeira et al. (2002b); 12- Santos et al. (2004); 13- Lamarão et al. (2005); 14- Barros et al. (2006); 15- Paiva Junior et al. (2006); 16- Pinho et al. (2006); 17- Padilha e Barros (2008); 18- Juliani e Fernandes (2010); 19- Fernandes et al. (2011); 20- Rocha et al. (2012). Abreviaturas: Fm.: formação; Gr.: grupo; S.I.: suíte intrusiva; PVT: Província Ventuari-Tapajós; PAC: Província Amazônia Central.

a fracamente paleoproterozoicas (T_{DM} de 3,2-2,46 Ga) e parâmetros de $\epsilon_{Nd(t)}$ negativos a fortemente negativos ($<-3,7$ a -12) (Sato e Tassinari, 1997; Teixeira et al., 2002a, 2002b; Fernandes et al., 2011; Rocha et al., 2012), indicativo de que essas rochas são produto de reciclagem, com longo tempo de residência crustal ($>0,6$ Ga).

MATERIAIS E MÉTODOS

Este trabalho contou com amostras de mão e lâminas delgadas de rochas disponibilizadas pelo Serviço Geológico do Brasil – CPRM, que foram descritas e serviram de base para classificação no diagrama QAPF para rochas plutônicas e vulcânicas de Le Maitre (2002). O levantamento de campo ocorreu durante o mapeamento na escala 1:1.000.000 do projeto Mapa Geológico e de Recursos Minerais do Estado do Pará (Vasquez et al., 2008d).

Pb-Pb por evaporação em cristais de zircão

Este método tem como princípio a técnica desenvolvida por Kober (1986, 1987) e foi aplicado no Laboratório de Geologia Isotópica da Universidade Federal do Pará (Pará-Iso), utilizando-se um espectrômetro de massa de ionização termal Finnigan MAT262. Os concentrados de zircão foram obtidos após processo prévio de britagem, moagem e peneiramento das amostras de rocha. Na fase seguinte de concentração, os minerais passaram por separação magnética (imã de mão e separador magnético isodinâmico Frantz) e por densidade (elutriação e bromofórmio). Após o processo de concentração, procedeu-se a triagem manual dos cristais de zircão através do uso de lupa binocular.

O método de evaporação de Pb utiliza um sistema de duplo filamento de rênio. Os cristais escolhidos foram fixados individualmente nos filamentos, onde foram gradativamente aquecidos em diferentes etapas de evaporação, a saber: 1450 °C, 1500 °C e 1550 °C. Os diferentes isótopos de Pb foram medidos com um contador de íons, gerando blocos de razões isotópicas com oito razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, em um máximo de cinco blocos por etapa. As idades de cada grão analisado foram calculadas, preferencialmente, nas etapas de maior temperatura e os resultados estão apresentados com desvios a 2σ . Os dados obtidos foram tratados estatisticamente segundo princípios metodológicos estabelecidos no Pará-Iso (Gaudette et al., 1998).

Sm-Nd em rocha total

A preparação das amostras e análise pelo método Sm-Nd foi realizada no Laboratório Pará-Iso da Universidade Federal do Pará. As amostras de rocha analisadas foram previamente fragmentadas, britadas e então pulverizadas a <200 mesh, num moinho de anéis tipo *Shatter Box*. Posteriormente procedeu-se a abertura química das amostras com o auxílio

dos ácidos HNO_3 , HF e HCl, e a separação química dos ETR's, possibilitando a posterior separação dos elementos Sm e Nd, com o suporte de colunas de teflon e dos ácidos HCl e HNO_3 , seguindo os procedimentos descritos por Oliveira et al. (2008).

As análises espectrométricas foram realizadas em ICP-MS (*inductively coupled plasma – mass spectrometer*) do modelo Neptune da marca Thermo-Finnigan, equipado com nove copos Faraday, uma multiplicadora de elétrons e cinco contadoras de íon do tipo MIC (*multi ion channel*) do Laboratório de Geologia Isotópica da Universidade Federal do Pará (Pará-Iso). A composição isotópica do Nd foi determinada através da leitura de dez blocos sucessivos de dez medidas isotópicas. As razões isotópicas medidas do Nd foram corrigidas para o fracionamento de massa utilizando como parâmetro de normalização a razão $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,7219$. Juntamente com as amostras, foi analisado o padrão de Nd JM cuja análise forneceu o valor de 0,51156. A composição isotópica do Sm foi obtida através da leitura de cinco blocos de dez medidas dos isótopos ^{147}Sm , ^{149}Sm , ^{152}Sm , ^{154}Sm e ^{155}Gd . A razão $^{155}\text{Gd}/^{147}\text{Sm}$ foi usada para corrigir a interferência do gadolínio. Os dados foram então tratados segundo o algoritmo de DePaolo (1988) para a determinação da idade-modelo T_{DM} e o $\epsilon_{Nd(t)}$ foi calculado a partir das idades de cristalização das amostras obtidas pelo método de evaporação em zircão. Os brancos totais medidos foram de 0,160 ng para o Sm e 0,587 ng para o Nd.

GEOLOGIA E PETROGRAFIA

A área de estudo está localizada no município de Altamira (Estado do Pará), a sudoeste de sua sede, entre os paralelos $4^{\circ}30'S$ e $06^{\circ}20'S$, e os meridianos $53^{\circ}40'W$ e $54^{\circ}45'W$. A área é cortada pelos rios Iriri e Curuá, principais vias de acesso à região. As amostras de rochas foram coletadas em afloramentos que ocorrem principalmente na forma de lajedos, por vezes com blocos e matacões associados, ao longo dos rios Iriri e Curuá (Figura 2). Os litotipos identificados constituem-se de rochas ígneas plutônicas, vulcânicas e vulcanoclásticas. As rochas plutônicas são compostas predominantemente por quartzo-monzodioritos, quartzo-monzonitos, monzogranitos e sienogranitos (Figura 3A), que são aqui agrupados em duas unidades litoestratigráficas: Granitos Tipo I Indiferenciados e Granitos Tipo A Indiferenciados (Vasquez et al., 2008c). A área restante é recoberta pelas rochas vulcânicas e vulcanoclásticas do Grupo Iriri, composto essencialmente por dacitos, riolitos e ignimbritos (Figura 3B).

Granitos Tipo A Indiferenciados

Essa unidade ocorre na forma de corpos irregulares elipsoidais, alongados na direção NW-SE, e arredondados. Sua composição petrográfica varia de sienogranito a

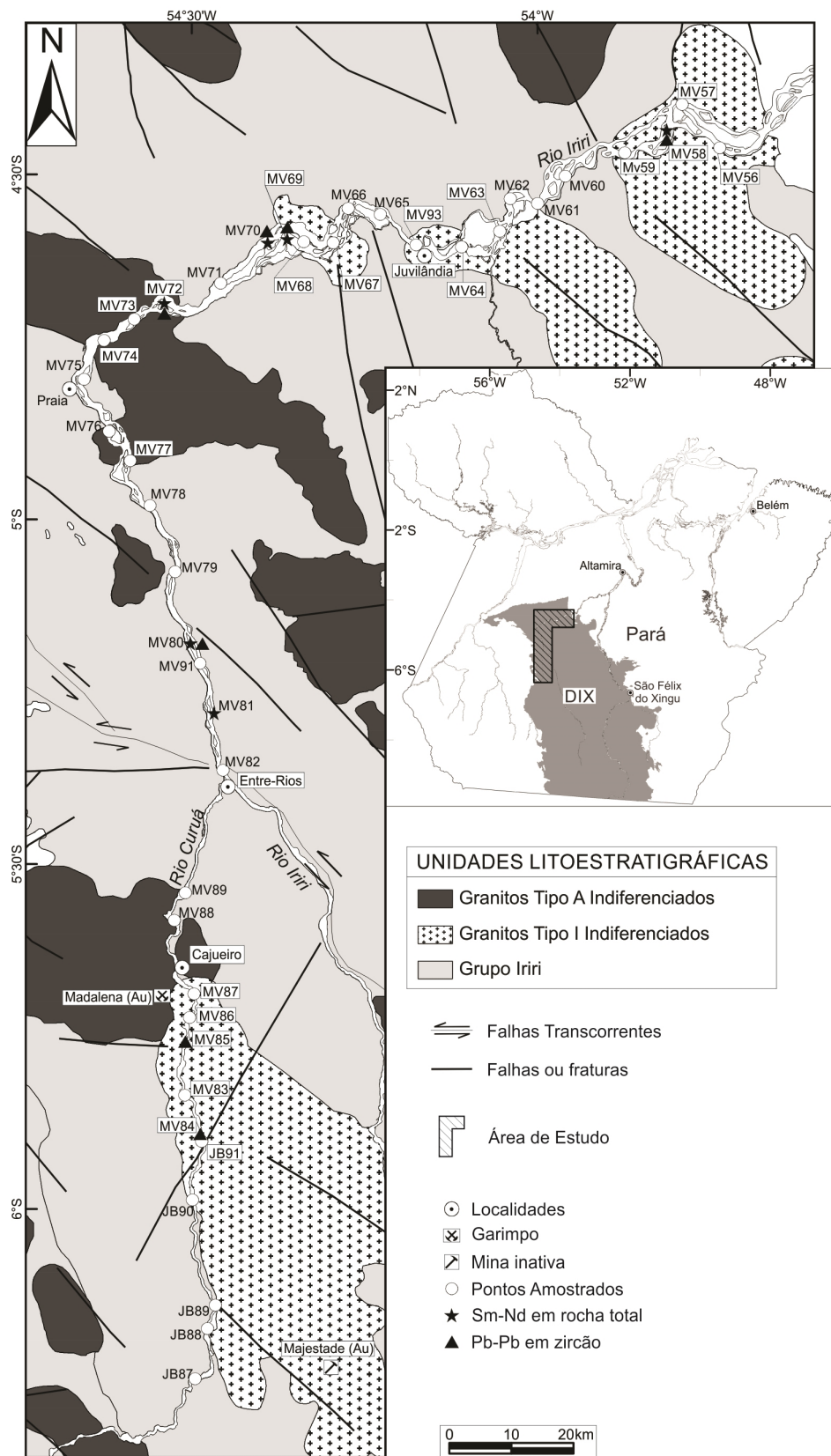


Figura 2. Mapa geológico da área estudada, mostrando a distribuição das amostras coletadas (modificado de Vasquez et al., 2008d). DIX: Domínio Iriti-Xingu.

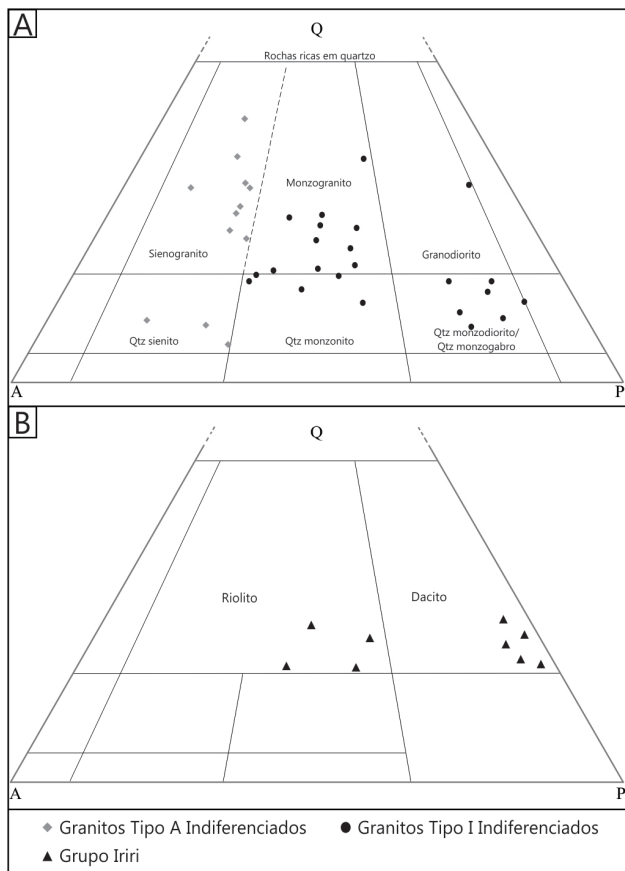


Figura 3. Diagrama QAP de classificação das rochas (A) plutônicas pertencentes às unidades Granitos Tipo I Indiferenciados e Granitos Tipo A Indiferenciados e (B) das rochas vulcânicas do Grupo Iriri. Q: quartzo; P: plagioclásio; A: feldspato alcalino.

quartzo-sienito, e restritamente monzogranito. São granitoides cinza esbranquiçados leucocráticos, com subordinados termos mesocráticos e hololeucocráticos de cores rosa e cinza, e aspecto isotrópico (Figura 4A, B). O plagioclásio ocorre predominantemente na cor branca nos sienogranitos e na cor cinza claro, levemente esverdeado, nos monzogranitos. O feldspato alcalino varia de vermelho claro nos sienogranitos (Figura 4A) a cinza esbranquiçado nos termos quartzo-sieníticos e monzograníticos. Os minerais máficos são pouco comuns nos granitos, nos quais ocorrem em proporção entre 5% a 10%, enquanto nos quartzo-sienitos chegam a apresentar-se em proporções maiores que 20%.

Ao microscópio, essas rochas possuem granulação média a grossa e são inequigranulares hipidiomórficas com subordinados termos equigranulares alotriomórficos. A assembleia mineral essencial consiste de feldspato alcalino (42-72%), quartzo (11-42%) e plagioclásio (11-32%) e a varietal de biotita (2-10%), anfibólio (1-15%) e clinopiroxênio (<2%). Os acessórios são representados

por apatita, zircão, titanita e minerais opacos. O quartzo apresenta extinção ondulante fraca. Seu contato com os cristais de anfibólio e biotita é retilíneo, e interpenetrativo com os de feldspato alcalino e plagioclásio. É comum a presença de quartzo intersticial (Figura 4C), em contatos retilíneos com cristais de plagioclásio e feldspato alcalino. O plagioclásio, composicionalmente representado por oligoclásio e andesina, exibe cristais prismáticos subédricos a euédricos frequentemente zonados. Essa feição é evidenciada pela alteração para sericita, argilominerais e epidoto nos núcleos desses cristais, predominantes nos termos monzograníticos e quartzo-sieníticos. O feldspato alcalino é prismático euédrico a subédrico e apresenta lamelas de exsolução de albita (pertitas) em cordões e vênulas que chegam a compor mais de 50% do volume dos cristais. Por vezes é possível identificar a dupla macla albita-periclina, diagnóstica do microclínio (Figura 4D); no entanto, o ortoclásio é mais comum nas rochas dessa unidade. O feldspato alcalino engloba parcialmente cristais de quartzo e faz contato retilíneo com o plagioclásio. A biotita possui pleocroísmo marrom avermelhado-marrom claro, apresenta alteração moderada a forte para clorita (Figura 4E) e ocorre associada à apatita, zircão, titanita e minerais opacos, muitas vezes apresentando inclusões dos mesmos. O anfibólio tem hábito prismático subédrico e cor verde com pleocroísmo entre verde claro e verde escuro, com alguns cristais apresentando geminação simples (Figura 4D), comumente alterando para biotita. Suas propriedades diagnosticadas permitem classificá-lo como hornblenda. O clinopiroxênio foi identificado apenas nos termos quartzo-sieníticos e apresenta-se como cristais incolores bastante corroídos (Figura 4F) e suas bordas comumente alteram para anfibólio. A titanita ocorre tanto na forma primária quanto secundária como produto da alteração de minerais opacos e do anfibólio. A apatita ocorre associada aos minerais opacos e ao anfibólio.

Granitos Tipo I Indiferenciados

Essa unidade se apresenta como *stocks* e batólitos de forma elipsoidal orientados na direção NW-SE. As rochas dessa unidade são principalmente monzogranitos e quartzo-monzodioritos, e, em menor proporção, quartzo-monzonitos, cujas cores variam de rosa a rosa esbranquiçado e cinza. São rochas isotrópicas, mesocráticas a hololeucocráticas (Figura 5A, B).

São rochas de granulação grossa a fina e textura alotriomórfica a hipidiomórfica inequigranular com subordinados termos porfiríticos (Figura 5B). A assembleia mineral essencial é constituída por plagioclásio (30-74%), quartzo (10-42%) e ortoclásio (12-52%). Os minerais varietais são anfibólio (2-20%) e biotita (5-15%), e os acessórios são zircão, apatita, titanita, turmalina, minerais opacos e muscovita. O plagioclásio apresenta hábito prismático subédrico a euédrico, e frequentemente apresenta zoneamento normal, com alteração fraca a moderada para sericita, argilo-minerais e

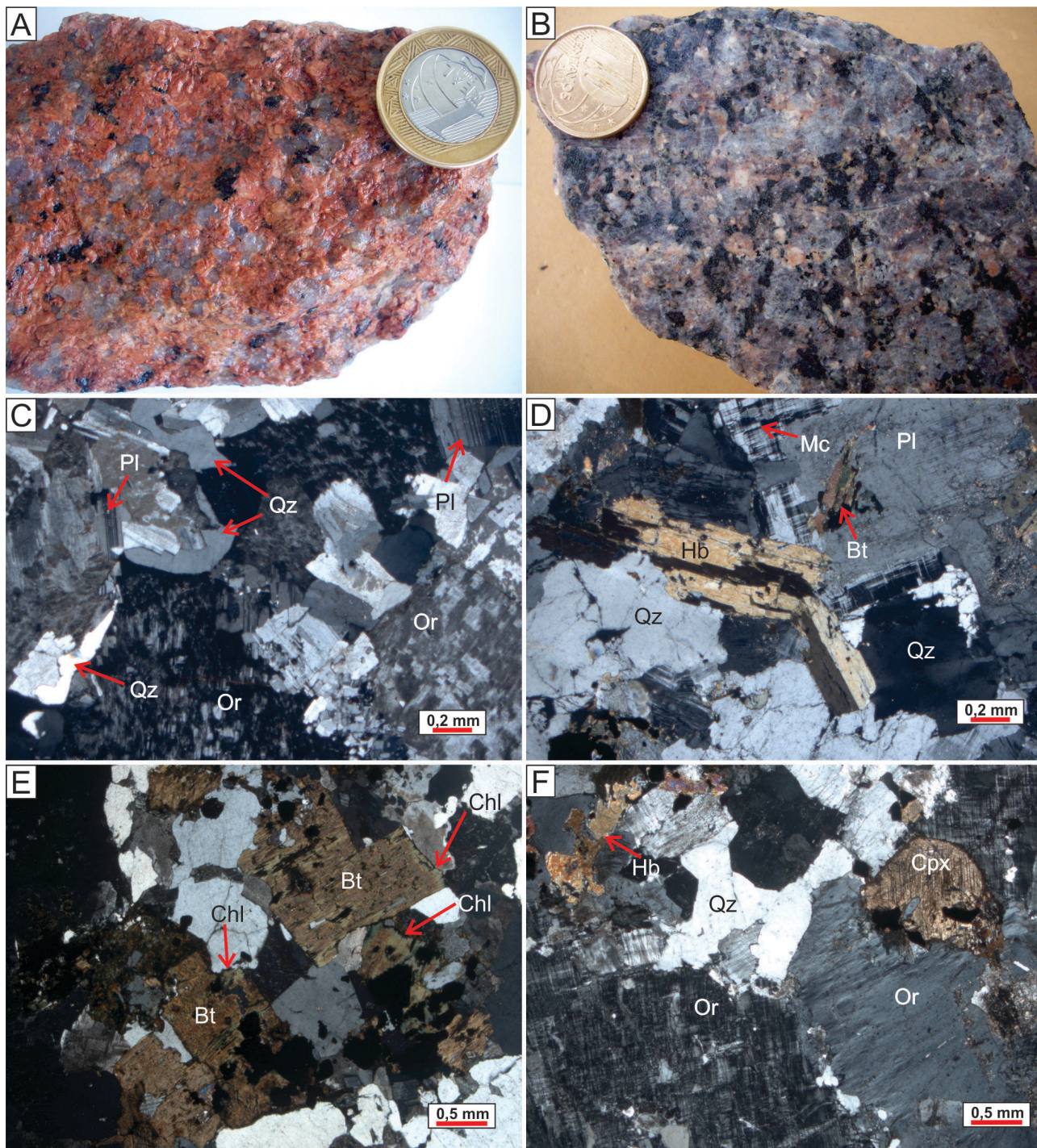


Figura 4. Variedades petrográficas e aspectos mineralógicos e microtexturais das rochas da unidade Granitos Tipo A Indiferenciados: (A) sienogranito inequigranular isotrópico de coloração vermelho claro (MV-79); (B) quartzo-sienito com clinopiroxênio, inequigranular, grosso e isotrópico (MV-72A); (C) sienogranito grosso, com cristais de ortoclásio levemente alterados para argilominerais em contatos retos e lobados com quartzo intersticial (MV-79); (D) hornblenda-biotita monzogranito exibindo macla albita-periclina em cristais de microclínio, geminação simples em cristais prismáticos de hornblenda e biotita inclusa em plagioclásio (MV-88); (E) cristais de biotita mostrando alteração nas bordas e ao longo dos planos de clivagem para clorita (MV-74); (F) cristais incolores bastante corroídos de clinopiroxênio (MV-72A). Bt: biotita; Chl: clorita; Cpx: clinopiroxênio; Hb: hornblenda; Mc: microclínio; Or: ortoclásio; Pl: plagioclásio; Qz-quartzo.

epidoto. Nas rochas onde foi possível determinar a composição do plagioclásio por microscopia óptica, esta variou entre oligoclásio e andesina. Alguns cristais apresentaram discreta textura *kinkband* (Figura 5C). O quartzo possui extinção ondulante fraca e está disposto em contatos predominantemente irregulares com os demais cristais. Ocorre também como inclusões no ortoclásio e plagioclásio ou na forma de filetes e gotículas no intercrescimento granofírico. O ortoclásio apresenta-se em cristais prismáticos subédricos a anédricos, exibindo exsolução peritítica na forma de filetes e retalhos (Figura 5D). Esses cristais encontram-se de moderados a fortemente alterados para argilominerais. A biotita possui pleocroísmo marrom avermelhado-amarelo claro. Ocorre frequentemente associada aos minerais máficos, apresenta inclusões de apatita, zircão e minerais opacos, além de alteração moderada a forte para clorita. Os cristais de anfibólio (hornblenda) tem formas anédricas a subédricas em contatos, na sua maioria, irregulares (Figura 5E) e pleocroísmo marrom esverdeado-marrom claro. A titanita ocorre como prismas subédricos moderadamente fraturados (Figura 5F) e frequentemente associa-se a biotita, apatita e anfibólio. A apatita ocorre frequentemente associada à biotita como inclusões. A turmalina foi identificada somente nos termos monzograníticos e ocorre na forma de prismas euédricos a subédricos. A muscovita, encontrada apenas nos monzogranitos, é incolor, ocorrendo apenas de forma secundária.

Grupo Iriri

É a unidade de maior expressão da área de estudo, composta por rochas vulcânicas e vulcanoclásticas formadas por riolitos, dacitos porfíricos e ignimbritos dacíticos.

Rochas vulcânicas (riolitos e dacitos)

São rochas porfíricas, leucocráticas a mesocráticas, com matriz afanítica a microgranular, de coloração marrom clara a cinza. A proporção de fenocristais dispersos na matriz varia de 30% a 50%. Apresentam aspecto marcadamente isotrópico (Figura 6A, B) e restritamente anisotrópico, mostrando feições de fluxo ígneo evidenciado pelo alinhamento dos fenocristais (Figura 6C). A matriz é essencialmente quartzo-feldspática e os fenocristais são formados por plagioclásio, feldspato alcalino, biotita, anfibólio e quartzo. Esses cristais são predominantemente subédricos a anédricos e incolores a brancos em observação macroscópica. Ocorrem ainda na matriz minerais opacos como fase acessória.

Os fenocristais de plagioclásio ocorrem dispersos na matriz, apresentando usualmente hábito prismático subédrico e zoneamento concêntrico, com alteração de moderada a forte para argilominerais, sericita e epidoto (Figura 6D). Os fenocristais de feldspato alcalino são tabulares, subédricos e pouco alterados. Em relação ao

plagioclásio, são menores e ocorrem em menor proporção. A biotita ocorre tanto disseminada na matriz da rocha como fenocristais com pleocroísmo variando de amarelo claro a castanho esverdeado, parcialmente alterada para clorita. Seus cristais podem apresentar aspecto esponjoso (Figura 6E) devido à grande quantidade de inclusões e, por vezes, ocorrem como agregados de finos cristais. Os fenocristais de quartzo são pouco frequentes, podendo ocorrer na forma de microfenocristais (Figura 6D) subangulosos, euédricos a subédricos. Possuem extinção ondulante fraca e alguns cristais apresentam embaiamento ou reentrâncias de golfos de reabsorção (Figura 6F). Os fenocristais de anfibólio são anédricos, de cor verde, com pleocroísmo verde castanho a marrom escuro. Apresentam-se muito corroídos ou pouco desenvolvidos e ocorrem frequentemente associados aos minerais opacos, comumente alterando para biotita.

Rochas vulcanoclásticas (ignimbritos dacíticos)

As rochas vulcanoclásticas ocorrem restritamente no nordeste da área de estudo. São rochas brechóides e piroclásticas de coloração marrom claro (Figura 6G). Os clastos compõem cerca de 35% da rocha, sendo representados por fragmentos de cristais médios a finos de quartzo, plagioclásio e minerais opacos. O contato entre eles é muito raro e quando ocorre, tende a ser pontual. A matriz é composta por uma massa criptocristalina com estrutura de fluxo ígneo formada por quartzo, sericita, feldspato alcalino e vidro devitrificado. Na matriz também são encontrados *shards* (Figura 6H) que bordejam e contornam os clastos.

Os clastos de plagioclásio possuem formas subangulosas e geminação do tipo albita, alterando fortemente para sericita e argilominerais. O quartzo apresenta grãos policristalinos arredondados a subangulosos.

GEOLOGIA ISOTÓPICA

Neste item são apresentados os resultados isotópicos obtidos em seis amostras analisadas pelo método Pb-Pb por evaporação em zircão e seis amostras analisadas pelo método Sm-Nd em rocha total, representativas das principais unidades geológicas da área de estudo.

Pb-Pb por evaporação em cristais de zircão

Foram analisadas seis amostras pelo método Pb-Pb por evaporação em cristais de zircão. Foram selecionadas uma amostra da unidade Granitos Tipo A Indiferenciados (MV-72), três amostras da unidade Granitos Tipo I Indiferenciados (MV-58, MV-69 e MV-85) e duas amostras do Grupo Iriri (MV-70 e MV-80). Utilizou-se como critério para seleção das amostras analisadas o litotipo mais representativo de cada unidade, de modo a contemplar todas as unidades descritas.

Granitos Tipo A Indiferenciados

Os cristais de zircão da amostra de quartzo-sienito com clinopiroxênio (MV-72) são translúcidos de forma anédrica a subédrica. Medem de 0,200 a 0,250 mm, formando prismas

pouco desenvolvidos, com razão comprimento/largura de 1,5:1 e bastante arredondados. A maioria dos cristais exibe intenso faturamento e pouco ou nenhuma evidência de inclusão. Oito dos dezoito filamentos analisados produziram resultados isotópicos que puderam ser considerados (Tabela 2);

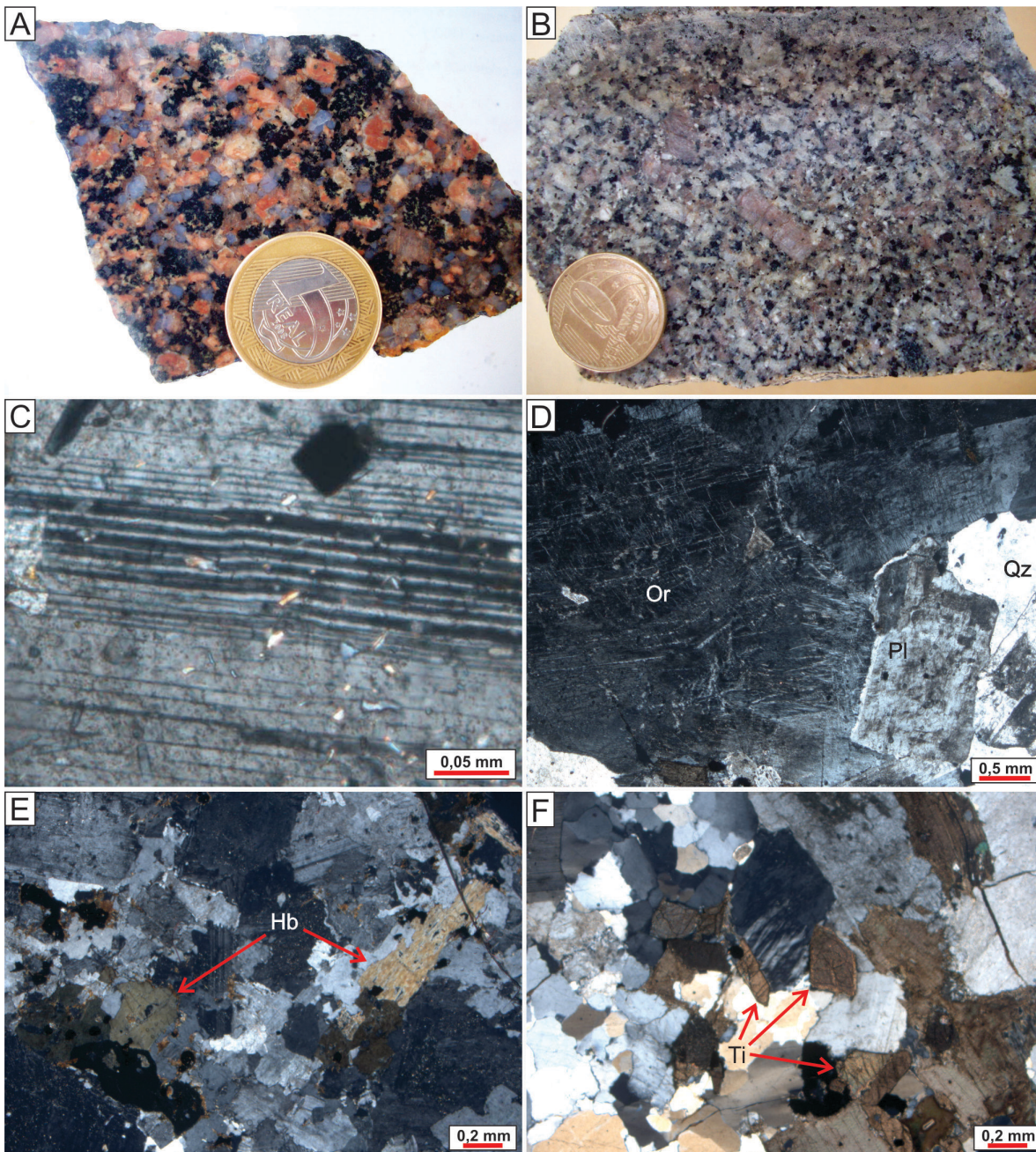


Figura 5. Variedade petrográfica da unidade Granitos Tipo I Indiferenciados com seus aspectos microtexturais e mineralógicos: (A) biotita monzogranito com textura inequigranular grossa (MV-67A); (B) quartzo-monzonito inequigranular a porfírico, destacando-se os fenocristais de feldspato alcalino dispersos na matriz fina a microgranular da rocha (MV-83C); (C) discreta textura *kinkband* nas maclas polissintéticas do plagioclásio (MV-58); (D) pertita em forma de filetes presentes em ortoclásio (MV-67); (E) cristais prismáticos de hornblenda (seção basal à esquerda e longitudinal à direita) (MV-87); (F) cristais de titanita moderadamente fraturados, apresentando hábito losangular subédrico (MV-85). Hb: hornblenda; Or: ortoclásio; Pl: plagioclásio; Qz: quartzo; Ti: titanita.

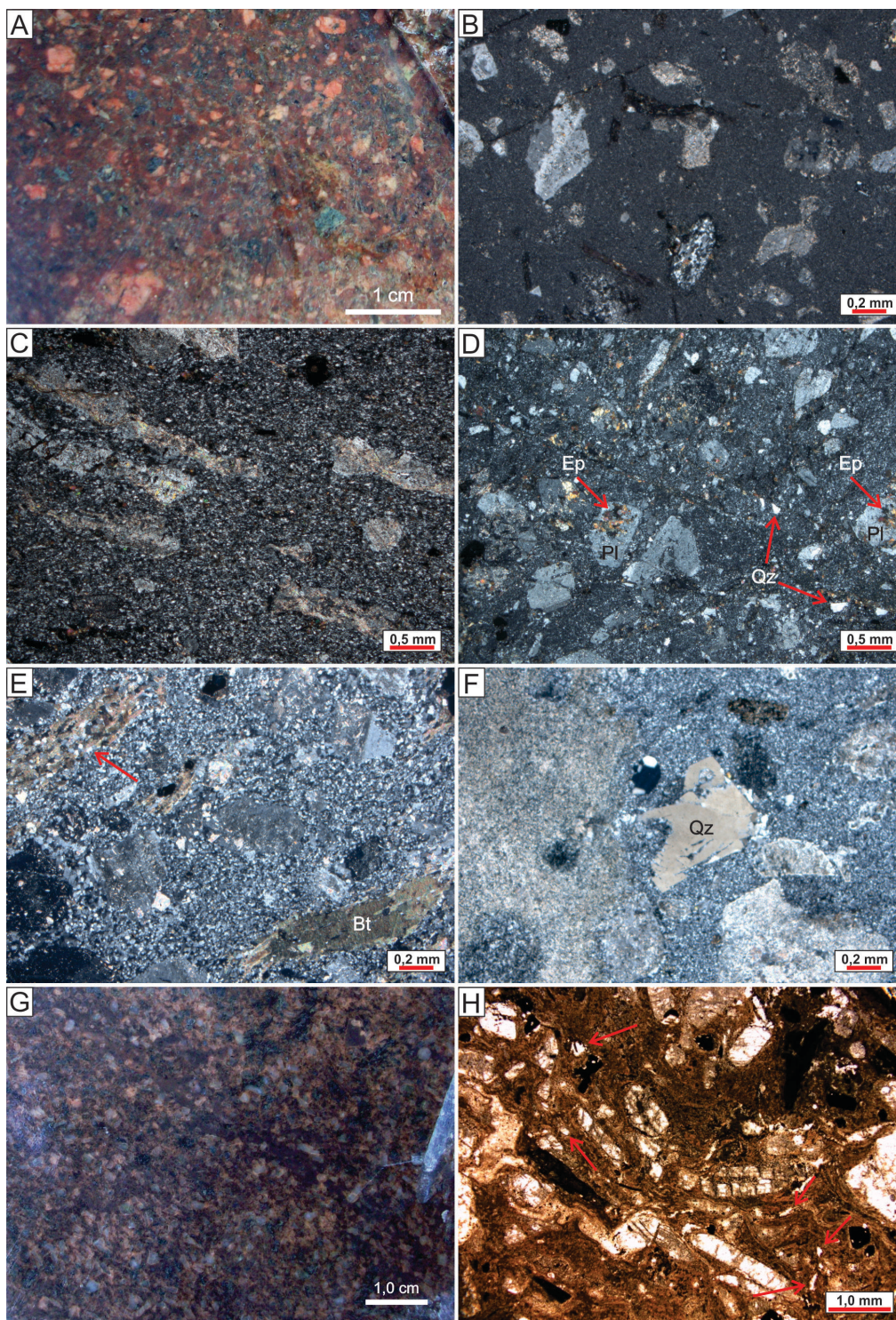


Figura 6. Aspecto textural e mineralógico das rochas vulcânicas e vulcanoclásticas do Grupo Iriri: (A) textura porfírica isotrópica em riolito da fácies vulcânica (MV-68); (B) textura porfírica de matriz afanítica e aspecto isotrópico (MV-80); (C) fluxo ígneo evidenciado pela orientação dos fenocristais na matriz (MV-91); (D) fenocristais de plagioclásio alterando para epidoto e microfeno-cristais de quartzo dispersos em matriz afanítica (MV-81); (E) cristal de biotita com aspecto esponjoso (seta) (MV-82); (F) cristal subanguloso de quartzo (centro da fotomicrografia) apresentando embaiamentos ou reentrâncias de golfos de reabsorção (MV-81); (G) aspecto macroscópico de amostra de ignimbrito dacítico da fácies vulcanoclástica (MV-60); (H) clastos de plagioclásio subangulosos fragmentados e shards de vidro (setas) presentes na matriz (MV-62). Bt: biotita; Ep: epidoto; Pl: plagioclásio; Qz: quartzo.

os demais apresentaram sinais de Pb demasiadamente baixos para a realização de medidas isotópicas. Os cristais Z14 e Z15 foram descartados devido ao fato de possuírem razão $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ superiores a 0,0004. Os resultados dos cristais Z1, Z3 e da etapa de 1500 °C do filamento Z10 foram eliminados por apresentarem elevado erro analítico ou idades abaixo da média, que pode estar relacionada à perda contínua de Pb, provocada por danos no retículo cristalino do mineral (metamictização por exemplo). Assim, foram utilizados os resultados dos filamentos Z12, Z16, Z17 e da etapa de 1550 °C do Z10 para o cálculo da idade da rocha (Figura 7A). O resultado final obtido de 1889 ± 3 Ma foi considerado como a idade de cristalização da rocha.

Granitos Tipo I Indiferenciados

A amostra de leucoquartzo-monzonito (MV-58) apresenta cristais de zircão variando de 0,200 a 0,300 mm em comprimento, predominantemente incolores, transparentes a translúcidos, de formas subédricas alongadas (razão comprimento/largura de 2:1) com prismas bipiramidais bem desenvolvidos, geralmente desgastados, compondo uma população relativamente homogênea. A maior parte encontra-se pouco fraturada, podendo ser identificadas inclusões e sinais de metamictização. No total, foram analisados dezessete cristais (Tabela 2), sendo possível se calcular idades em onze deles. Contudo, somente os resultados do conjunto Z1, Z4, Z9 e Z10 foram considerados no cálculo da idade média dessa rocha (Figura 7B), que resultou em 1986 ± 4 Ma, considerada como idade de cristalização da rocha. Os cristais Z2 e Z16 geraram idades respectivamente de 2072 ± 19 Ma e 2035 ± 9 Ma, interpretadas como idades de cristais herdados da rocha fonte. Outros cinco resultados foram eliminados pelo critério de corte em função das razões de $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ superiores a 0,0004.

Os cristais de zircão da amostra de biotita-hornblenda monzogranito (MV-69) (0,250-0,410 mm de comprimento) são transparentes, euédricos a subédricos e ocorrem na forma de prismas alongados bem desenvolvidos, com razão comprimento/largura variando de 2:1 a 3:1. A maioria dos cristais encontra-se muito fraturada e alguns contêm inclusões. Foram analisados doze cristais de zircão (Tabela 2), dos quais oito exibiram sinal analítico de Pb satisfatório para os cálculos isotópicos. O cristal Z2 foi eliminado do cálculo final da idade por apresentar alta concentração de Pb comum, ao passo que os resultados dos cristais Z5 e Z10 foram eliminados por apresentarem idades discordantes em relação à média de idades obtidas pelos outros cristais. Para o cálculo final da idade foram considerados os resultados dos cristais Z1, Z7, Z8, Z11 e Z12 de forma integral ou parcial. As etapas de 1450 °C dos conjuntos Z1 e Z12 foram descartadas por apresentarem razão $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ acima do limite aceitável e a etapa de 1550 °C do cristal Z7 foi eliminada devido a queda abrupta do sinal de Pb durante

sua leitura. A idade média obtida para esses cinco cristais foi de 1986 ± 2 Ma (Figura 7C), a qual foi considerada como idade de cristalização da rocha.

Na amostra de monzogranito (MV-85) foram selecionados dez cristais de zircão para análises. Os cristais tem de 0,250 a 0,350 mm de comprimento e apresentam-se com forma euédrica a subarredondada, hábito prismático pouco alongado (razão comprimento/largura de 2:1 a 2,5:1) e bipiramidais. São translúcidos e marrons, pouco fraturados e alguns apresentam inclusões. Os cristais analisados (Tabela 2) geraram dados isotópicos bastante reprodutíveis, dos quais foi definida a idade média de 1992 ± 3 Ma (Figura 7D), com valores variando de 1990 ± 2 Ma a 1996 ± 6 Ma. O cristal Z9 não foi incluso no cálculo analítico final por apresentar idade (1984 ± 3 Ma) abaixo da média, mesmo levando em conta a margem de erro. Esse cristal possivelmente sofreu perda contínua de Pb decorrente de processos de metamictização. Por sua vez, o cristal Z6 foi eliminado por apresentar razão $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ superior a 0,0004. A idade de 1992 ± 3 Ma obtida foi interpretada como idade de cristalização da rocha.

Grupo Iriri

Os cristais de zircão da amostra de dacito porfirítico (MV-70) são incolores e transparentes, com formas euédricas a subédricas, constituindo uma população relativamente homogênea. Medem de 0,190 a 0,250 mm em comprimento com razão comprimento/largura de 2,5:1 a 3:1, possuindo hábito prismático bem desenvolvido, por vezes desgastado. Apresentam-se pouco fraturados e com algumas inclusões. As análises foram realizadas em quatorze cristais, obtendo-se resultados em sete deles. Foram encontradas idades concordantes nos cristais Z4, Z5, Z12 e Z13 (Tabela 2) que resultaram em uma idade média de 1989 ± 4 Ma (Figura 7E), considerada como a idade de cristalização da rocha. Os resultados da etapa de 1450 °C dos cristais Z5, Z11 e Z13 foram descartados do cálculo da idade média da rocha por apresentarem razão $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ maior que 0,0004. Os resultados dos cristais Z1 e Z14 e das etapas de 1500 °C e 1550 °C do cristal Z11 foram descartados, por apresentarem idades discordantes daquelas obtidas nos demais cristais. Os resultados dos cristais Z1 e Z14 também foram descartados por apresentarem alto desvio analítico, devido à baixa contagem de Pb registrada durante a análise. Já as etapas de 1500 °C e 1550 °C do cristal Z11 foram eliminadas por indicarem idades ligeiramente abaixo da média.

Foram analisados vinte cristais de zircão da amostra de dacito porfirítico (MV-80) (comprimento variando de 0,150 a 0,230 mm). De modo geral, os cristais apresentam hábito prismático, bipiramidal e alongado, com arestas simétricas a suavizadas e razão comprimento/largura de 2:1 a 3:1. São translúcidos, alguns com coloração levemente amarronzada, sem zoneamento e com poucas inclusões ou fraturas. A idade de 1988 ± 2 Ma (Tabela 2) para a amostra

Tabela 2. Resultados analíticos obtidos pelo método Pb-Pb por evaporação em cristais zircão das rochas estudadas.

Zircão	T (°C)	Nº razões (d)	²⁰⁴ Pb/ ²⁰⁶ Pb	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2σ (10 ⁻³)	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2σ (10 ⁻⁴)	Idade etapas (Ma)	2σ	Idade grãos (Ma)	2σ
Granitos Tipo A Indiferenciados											
<i>Quartzo-sienito com clinopiroxênio (MV-72)</i>											
Z1	1450*	4	0,000202	0,13503	7,75	0,1158	12,2	1892,7	19		
	1500*	36	0,000142	0,1489	0,91	0,11437	2,7	1870,3	4		
	1550*	16	0,000131	0,17382	1,09	0,11463	4	1874,4	6		
Z3	1500*	38	0,000069	0,18595	0,79	0,11472	1,7	1875,8	3		
	1550*	36	0,000125	0,20515	0,91	0,11425	4,1	1868,4	7		
Z10	1500*	8	0,000084	0,15315	8,16	0,11509	19,2	1881,7	30	1888	8
	1550	8	0,000162	0,18923	1,65	0,11549	5,2	1887,8	8		
Z12	1500	4	0,000092	0,14291	4,69	0,11546	4,3	1887,4	7	1887	7
Z14	1450#	8	0,000461	0,12014	11,83	0,10703	49,6	1749,8	85		
Z15	1500#	6	0,00058	0,1393	11,71	0,10932	51,4	1788,3	86		
	1550#	4	0,001665	0,11839	63,48	0,09558	236,5	1539,9	465		
Z16	1500	38	0,000138	0,22089	0,56	0,11554	1,9	1888,5	3	1889	3
Z17	1500	8	0,000069	0,13292	0,77	0,11582	3,5	1892,9	5	1893	5
Idade Média (Z10 + Z12 + Z16 + Z17 – 214 razões – MSWD 0,84)									1889 ± 3		
Granitos Tipo I Indiferenciados											
<i>Leucoquartzo-monzonito (MV-58)</i>											
Z1	1500	6	0,000173	0,23143	2,05	0,12207	7,8	1986,9	11	1987	11
Z2	1500*	6	0	0,2238	2,06	0,12487	13,3	2027,2	19		
Z3	1550*	8	0,001215	0,15633	35,12	0,10025	145,4	1629	270		
Z4	1500	6	0,000038	0,25647	2,57	0,12202	9,1	1986,3	13	1986	13
Z6	1450#	40	0,00183	0,19791	3,26	0,18691	15	2715,6	13		
	1500#	6	0,000477	0,23099	3,98	0,11903	16,1	1942,1	24		
Z9	1500	8	0,00005	0,2317	1,75	0,12214	4,1	1988	6	1988	6
Z10	1500	4	0,000104	0,27748	4,93	0,12187	4,3	1984,1	6	1984	6
Z12	1450*	14	0,001053	0,36095	1,91	0,11218	8,4	1835,3	14		
Z15	1450*	38	0,000664	0,22965	4,91	0,11726	7,9	1915,1	12		
Z16	1500*	8	0,000093	0,18352	2,32	0,12542	6,4	2035	9		
Z17	1450*	34	0,000939	0,27364	1,75	0,11843	4	1932,9	6		
Idade Média (Z1 + Z4 + Z9 + Z10 – 178 razões – MSWD 0,27)									1986 ± 4		
<i>Biotita Hornblenda Monzogranito (MV-69)</i>											
Z1	1450#	14	0,002372	0,10827	4,24	0,11984	16,7	1954,2	25	1984	4
	1500	40	0,000159	0,18638	0,49	0,1219	2,5	1984,4	4		
	1550	32	0,000075	0,19232	1,17	0,12186	3,2	1983,9	5		
Z2	1500#	8	0,000757	0,16673	8,19	0,11853	33,1	1934,4	50		
Z5	1500*	32	0,000267	0,14175	2,19	0,11897	11,7	1941,1	18		
Z7	1500	28	0,000083	0,18751	0,58	0,12193	1,8	1985	3	1985	3
	1550*	8	0,000206	0,19464	1,57	0,1206	11,8	1965,4	17		
Z8	1500	16	0,000016	0,14931	2,13	0,12219	3	1988,7	4	1989	5
	1550	36	0,00002	0,18691	0,9	0,12222	4,3	1989,1	6		
Z10	1500*	8	0	0,19885	1,05	0,12412	31	2016,6	44		
	1550*	6	0,000216	0,23258	1,16	0,12343	8,2	2006,7	12		
Z11	1500	32	0,000029	0,18317	0,52	0,12206	1,6	1986,9	2	1987	2
Z12	1450#	8	0,000403	0,08386	0,78	0,11615	7,2	1898,1	11	1989	6
	1500	24	0,000043	0,19258	0,85	0,12219	3,9	1988,7	6		
Idade Média (Z1 + Z7 + Z8 + Z11 + Z12 – 292 razões – MSWD 1,5)									1986 ± 2		

Valores em negrito foram incluídos nos cálculos das idades com erro de 2σ. As razões ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb e ²⁰⁸Pb/²⁰⁶Pb foram corrigidas do Pb comum. (d) número de razões isotópicas medidas durante as análises, (*) etapa de evaporação eliminada subjetivamente, (#) etapa de evaporação eliminada por apresentar razão ²⁰⁴Pb/²⁰⁶Pb superior a 0,0004.

Tabela 2. Continuação...

Zircão	T (°C)	Nº razões (d)	²⁰⁴ Pb/ ²⁰⁶ Pb	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2σ (10 ⁻³)	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2σ (10 ⁻⁴)	Idade etapas (Ma)	2σ	Idade grãos (Ma)	2σ
<i>Monzogranito com Biotita e Hornblenda (MV-85)</i>											
Z1	1450*	38	0,000387	0,17931	0,8	0,1213	3,2	1975,8	5	1990	2
	1500*	38	0,00011	0,22594	2,53	0,12113	4,2	1973,3	6		
	1550	30	0,000086	0,25791	0,63	0,12226	1,6	1989,8	2		
Z5	1500*	36	0,000262	0,20077	2,95	0,12071	2,9	1967,1	4	1994	8
	1550	30	0,000179	0,22483	1,45	0,12253	5,2	1993,7	8		
Z6	1450#	6	0,000484	0,12195	18,35	0,14191	75,3	2250,9	92		
	1500#	16	0,000642	0,15443	1,15	0,12036	11,6	1961,9	17		
Z7	1500	36	0,000117	0,22755	0,94	0,12263	3,2	1995,1	5	1995	5
Z9	1500*	28	0,000214	0,26118	3,83	0,12189	1,9	1984,3	3		
Z10	1500	36	0,000045	0,21248	0,88	0,12266	3,8	1995,5	6	1996	6
Idade Média (Z1 + Z5 + Z7 + Z10 – 294 razões – MSWD 2,3)									1992 ± 3		
<i>Grupo Iri</i>											
<i>Dacito Pórfiro (MV-70)</i>											
Z1	1500*	4	0,000076	0,1885	1,09	0,1205	5,1	1964	8		
Z4	1500	40	0,000031	0,20673	1,32	0,12242	2,8	1992,1	4	1992	4
Z5	1450#	6	0,00051	0,19725	1,17	0,12085	10,1	1969,1	15	1990	3
	1500	38	0,000026	0,20175	0,62	0,12225	2,1	1989,6	3		
Z11	1450#	6	0,000654	0,18865	1,56	0,11988	7,2	1954,7	11		
	1500*	32	0,000067	0,1852	0,56	0,12188	1,8	1984,2	3		
	1550*	16	0,000172	0,17425	1,01	0,12088	4,2	1969,5	6		
Z12	1500	20	0,000115	0,18378	1,13	0,12201	3,1	1986	5	1986	5
Z13	1450#	24	0,000576	0,20324	4,2	0,12177	4,6	1982,5	7	1990	8
	1500	34	0,000066	0,1812	0,88	0,12226	5,7	1989,8	8		
Z14	1450*	4	0	0,18856	1,77	0,12082	18,9	1968,7	28		
Idade Média (Z4 + Z5 + Z12 + Z13 – 224 razões – MSWD 1,3)									1989 ± 4		
<i>Dacito Pórfiro (MV-80)</i>											
Z5	1500	4	0,000203	0,29059	1,56	0,12235	4,2	1991	6	1991	6
Z6	1500*	8	0,000224	0,26585	4,21	0,11978	18,5	1953,3	28		
Z8	1500*	16	0,000089	0,28482	1,79	0,12173	11,7	1982	17		
Z9	1500	30	0,000035	0,28631	1,39	0,12213	2,9	1987,8	4	1986	4
	1550	36	0,000094	0,27677	0,77	0,12191	2,3	1984,6	3		
Z11	1450#	6	0,001878	0,26115	1,99	0,11401	13,3	1864,5	21		
	1500*	24	0,000211	0,26491	3,57	0,12001	24,5	1956,8	36		
Z10	1500*	6	0,000107	0,28451	1,39	0,12187	7,6	1984,1	11		
Z13	1500*	8	0,000024	0,28662	5,32	0,12189	18,9	1984,4	28		
Z15	1450	6	0,000112	0,2988	1,52	0,12238	3	1991,4	4	1989	4
	1500	32	0,00003	0,25762	1,7	0,12206	2,2	1986,8	3		
Z16	1450#	22	0,00073	0,29224	1,23	0,12208	7,9	1987,1	12		
	1500*	30	0,000052	0,29864	1,06	0,12161	3,2	1980,3	5		
Z17	1450*	24	0,000192	0,32712	1,14	0,12222	8	1989,2	12		
	1500*	36	0,000063	0,29456	0,7	0,12183	1,7	1983,4	3		
Z18	1500	34	0,000141	0,29077	1,57	0,12201	1,9	1986,1	3	1986	3
Z19	1500#	8	0,001274	0,28069	2,29	0,12156	6,5	1979,6	10		
Z20	1500	30	0,000091	0,28899	1,04	0,12215	2,5	1988,2	4	1989	3
	1550	30	0,000111	0,27638	0,76	0,12221	1,9	1989,1	3		
Idade Média (Z5 + Z9 + Z15 + Z18 + Z20 – 390 razões – MSWD 1,2)									1988 ± 2		

Valores em negrito foram incluídos nos cálculos das idades com erro de 2σ. As razões ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb e ²⁰⁸Pb/²⁰⁶Pb foram corrigidas do Pb comum. (d) número de razões isotópicas medidas durante as análises, (*) etapa de evaporação eliminada subjetivamente, (#) etapa de evaporação eliminada por apresentar razão ²⁰⁴Pb/²⁰⁶Pb superior a 0,0004.

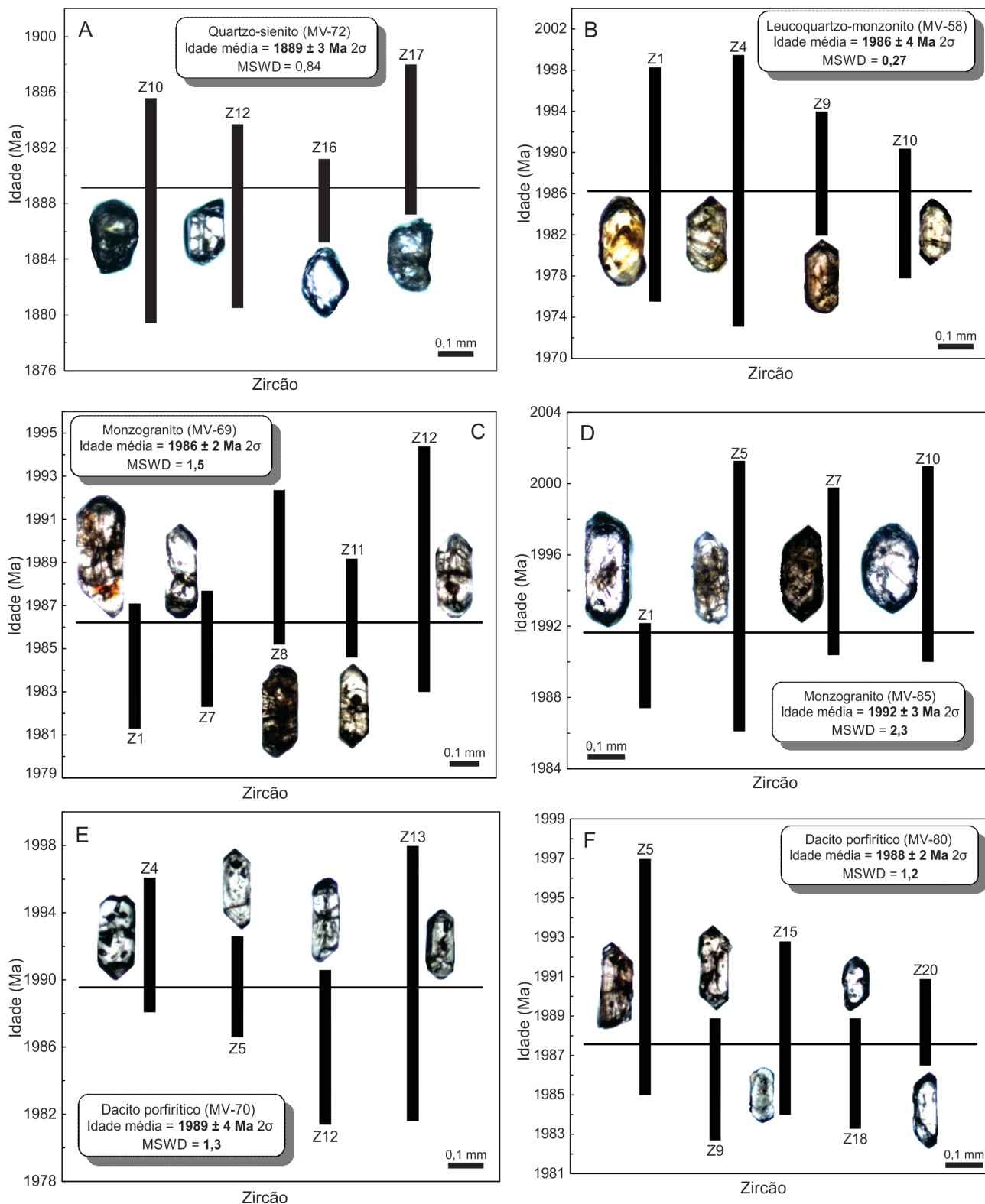


Figura 7. Diagramas de idades vs. cristais de zircão analisados pelo método Pb-Pb por evaporação em cristais das amostras das unidades Granito tipo A Indiferenciado: (A) quartzo-sienito (MV-72); Granito tipo I Indiferenciado: (B) leucoquartzo-monzonito (MV-58); (C) monzogranito (MV-69); (D) monzogranito (MV-85); Grupo Iriri: (E) dacito porfírico (MV-70); (F) dacito porfírico (MV-80).

MV-80 foi obtida a partir dos cristais Z5, Z9, Z15, Z18 e Z20 (Figura 7F), que forneceram resultados isotópicos similares. Os resultados dos demais cristais não foram considerados no cálculo final da idade da rocha por apresentarem idades menores do que o padrão encontrado ou por apresentarem erro analítico elevado. A idade de 1988 ± 2 Ma foi interpretada como a idade de cristalização da rocha.

Sm-Nd em rocha total

Os resultados isotópicos Sm-Nd em rocha total das amostras estudadas são apresentados na Tabela 3. Nela são mostrados os valores das concentrações dos elementos Sm e Nd, as razões $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, os valores de fracionamento químico $f_{(\text{Sm}/\text{Nd})}$, os valores de ϵ_{Nd} atuais – $\epsilon_{\text{Nd}(0)}$ – e recalculados para a idade de cristalização das rochas, $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$; idades-modelo T_{DM} , calculadas para cada amostra, e as idades de cristalização das rochas, determinadas pelo método Pb-Pb por evaporação em zircão. No presente estudo, foi adotado o modelo de evolução mantélica proposto por DePaolo (1981) para o manto empobrecido (*depleted mantle* = DM), uma vez que os dados disponíveis na literatura (Lamarão et al., 2005; Fernandes et al., 2011) mostram a existência de material extraído do manto mais antigo que as rochas estudadas nessa região.

A Figura 8 exhibe o diagrama de evolução isotópica do Nd (ϵ_{Nd}) durante o tempo geológico (T), de acordo com a razão $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ para as amostras de idades paleoproterozoicas aqui estudadas. Esse diagrama inclui, ainda, as curvas de evolução mantélica (CHUR) e de evolução do manto empobrecido (DM) propostas por DePaolo (1981).

Foram selecionadas seis amostras: MV-72 (quartzosienito) da unidade Granitos Tipo A Indiferenciados; MV-58 (quartzo-monzonito) e MV-69 (monzogranito) da unidade Granitos Tipo I indiferenciados; e MV-70 (dacito), MV-80 (dacito) e MV-81 (riodacito), pertencentes ao Grupo Iriri. Todas elas, com exceção da amostra MV-81, tiveram suas idades de cristalização determinadas neste trabalho pelo método de evaporação de Pb em zircão. Essas idades foram utilizadas como parâmetro para o cálculo da composição isotópica do Nd no momento de sua cristalização. No caso da amostra MV-81, sua idade foi atribuída com base nas amostras MV-70 e MV-80, que são petrograficamente semelhantes.

Os conteúdos de Sm e Nd das amostras analisadas ficaram entre 8 e 6 ppm e 50 e 31 ppm respectivamente. As razões $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ variaram de 0,0959 a 0,1168 e estão dentro do intervalo admitido para rochas que não sofreram fracionamento químico significativo em relação aos elementos Sm e Nd (Sato e Tassinari, 1997). As idades T_{DM} apresentaram valores arqueanos de 2,57 a 3,13 Ga, com apenas uma amostra fora desse período e, mesmo assim, com uma idade paleoproterozoica de 2,43 Ga. A comparação entre as idades T_{DM} e as idades de cristalização demonstra que as rochas que ocorrem nessa área apresentam tempo de residência

crustal superior a ~440 Ma. Essa premissa é reforçada pelos resultados obtidos para o parâmetro petrogenético $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$ que variaram de valores fracamente negativos (-2,82) a valores fortemente negativos (-9,95), indicando significativo aporte de material crustal na formação dessas rochas.

DISCUSSÃO E CONCLUSÕES

Tassinari e Macambira (1999) definiram a Província Amazônia Central como sendo a crosta continental mais antiga do Cráton Amazônico, não afetada pela orogenia Transamazônica, e a subdividiram nos blocos Carajás e Xingu-Iricoumé (Figura 1). Atentaram para a escassez de dados geocronológicos e a reduzida exposição do embasamento, principalmente para o bloco Xingu-Iricoumé.

Neste trabalho, observou-se que as rochas plutônicas da unidade Granito Tipo A Indiferenciado são intrusivas no Grupo Iriri, na região de Entre-Rios e Juvilândia (Figura 2). Essa relação foi confirmada pelas idades de cristalização em zircão obtidas, que definiram pelo menos dois eventos magmáticos orosirianos de proporções regionais. O primeiro, no período de 1992 a 1986 Ma, e o segundo por volta de 1889 Ma. O evento mais antigo, representado pela associação Granitos tipo I-Grupo Iriri, apresenta padrões geocronológicos semelhantes aos da associação São Jorge Velho-Vila Riozinho, descrita por Lamarão et al. (2002) no Domínio Tapajós. Essa associação compreende monzodioritos a leucosienogranitos, e andesitos basálticos a traquitos e riolitos formados num evento ocorrido no intervalo de 2,01 a 1,97 Ga. Além disto, o mesmo evento pode ser correlacionado à associação vulcano-plutônica descrita por

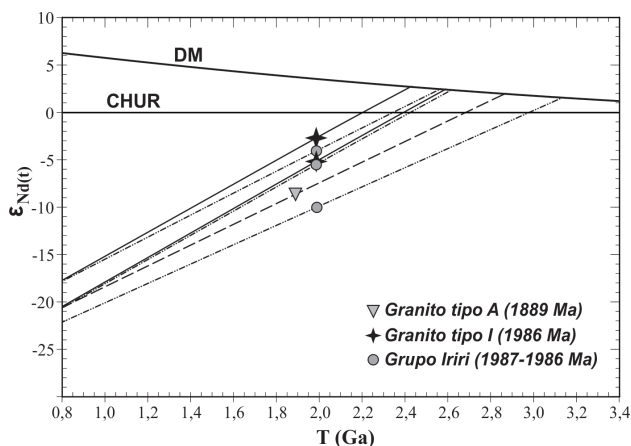


Figura 8. Gráfico da idade (Ga) vs. $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$ com os dados das amostras analisadas de quartzosienito (MV-72) da unidade Granitos Tipo A Indiferenciados; quartzo-monzonito (MV-58) e monzogranito (MV-69) da unidade Granitos Tipo I Indiferenciados, e dos dacitos (MV-70 e MV-80) e riodacito (MV-81) do Grupo Iriri. Curvas DM e CHUR de acordo com DePaolo (1981).

Tabela 3. Resultados isotópicos Sm-Nd em rocha total para o quartzo-sienito (MV-72) da unidade Granitos Tipo A Indiferenciados; para o quartzo-monzonito (MV-58) e monzogranito (MV-69) da unidade Granitos Tipo I Indiferenciados; e para os dacitos (MV-70 e MV-80) e riodacito (MV-81) do Grupo Iriri.

Amostra	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	2σ (10^{-6})	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	2σ (10^{-6})	$f_{(\text{Sm}/\text{Nd})}$	$\epsilon_{\text{Nd}(t)}$	T_{DM} (Ga)	$\epsilon_{\text{Nd}(t)}$	Idade (Ma)
<i>Granitos Tipo A Indiferenciados</i>											
MV-72	6,88	37,51	0,110924	103	0,511125	3	-0,4361	-29,51	2,87	-8,76	1889
<i>Granitos Tipo I Indiferenciados</i>											
MV-58	7,44	46,91	0,095937	267	0,511051	7	-0,5123	-30,96	2,6	-5,29	1986
MV-69	7,2	44,48	0,097917	106	0,511203	5	-0,5022	-27,99	2,43	-2,82	1986
<i>Grupo Iriri</i>											
MV-70	6,92	39,35	0,106315	103	0,511243	5	-0,4595	-27,21	2,57	-4,17	1987
MV-80	6,08	31,46	0,116812	276	0,511085	13	-0,4061	-30,29	3,13	-9,95	1988
MV-81	7,98	49,91	0,096603	162	0,511054	6	-0,5089	-30,9	2,61	-5,38	1988*

T_{DM} e $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$ foram calculados em relação ao CHUR e ao manto empobrecido (DM) com valores atuais de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,512638$ e $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0,1967$, seguindo o modelo de DePaolo (1981) para a evolução isotópica do Nd no manto empobrecido. (*) Idade estimada.

Alves et al. (2010), no nordeste do Estado do Mato Grosso, extremo sul do Domínio Iriri-Xingu, representada pela Formação Jarinã (riolitos, riodacitos e dacitos) e pela associação diorítica a monzogranítica da Suíte Intrusiva Vila Rica, com idades entre 1,99 e 1,96 Ga. O segundo evento magmático (1889 Ma) pode ser correlacionado ao magmatismo que atuou indiscriminadamente nas províncias Ventuari-Tapajós e Amazônia Central. Na Província Ventuari-Tapajós, esse magmatismo plutônico é cronocorrelato às suítes intrusivas Tropas (idades entre 1907 e 1883 Ma, Santos et al., 2004); Maloquinha (de 1880 a 1871 Ma, Vasquez et al., 1999; Santos et al., 2001; Lamarão et al., 2002), e Parauari (idades em torno de 1880 Ma, Brito et al., 1999; Klein et al., 2000; Santos et al., 2000) (Tabela 1). Na Província Amazônia Central, este evento é fortemente representado pela Suíte Intrusiva Velho Guilherme, que ocorre ao sudeste da área de estudo, próximo a cidade de São Felix do Xingu, no limite com a Bloco Carajás. Essa suíte abrange os Granitos Santa Rosa, de 1887 a 1883 Ma (Paiva Jr. et al., 2006), Serra da Queimada, de 1882 ± 12 Ma (Pinho et al., 2006) e Antônio Vicente, com idade de 1867 ± 4 Ma (Teixeira et al., 2002a). Além da Suíte Intrusiva Velho Guilherme, a Suíte Intrusiva Rio Dourado (1884 ± 4 Ma, Barros et al., 2006) e as rochas vulcânicas incorporadas ao Grupo Iriri (1878 ± 12 Ma, Rocha et al., 2012), a nordeste do Estado do Mato Grosso, também marcam a expressão geográfica desse plutonismo.

As idades-modelo T_{DM} de 3,13 a 2,43 Ga, obtidas neste trabalho, se assemelham às idades encontradas por Fernandes et al. (2011) e Rocha et al. (2012), respectivamente nas rochas vulcânicas das formações Sobreiro e Santa Rosa ao sudeste do Domínio Iriri-Xingu, próximo ao município de São Félix do Xingu, e no Grupo Iriri, ao nordeste de Mato Grosso (Tabela 1). Segundo esses autores, as idades-modelo T_{DM} (3,0 e 2,46 Ga) encontradas por eles sugerem mistura de líquidos derivados do manto e magmas anatóticos arqueanos, como proposto para os riolitos da Formação Santa Rosa, com uma combinação de várias fontes crustais. Ao sul da área de estudo, também no nordeste de Mato Grosso, ocorre

uma associação de rochas vulcânicas (riolitos, dacitos e riodacitos), denominada de Formação Jarinã (Alves et al., 2010) que apresenta idades T_{DM} por volta de 2,5 Ga, e com idade de cristalização (1987 ± 14 Ma) bastante similar às obtidas neste trabalho. Por sua vez, Vasquez (2006) analisou, pelo método Sm-Nd em rocha total, uma amostra de dacito coletada na região de Juvilândia (norte da área de estudo) e obteve valores T_{DM} de 2,78 Ga e $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$ de -8. Esses valores o levaram a supor que as rochas vulcânicas dessa região originaram-se a partir da fusão de crosta neoarqueana a cedo-sideriana. Nota-se que Rocha et al. (2012), Fernandes et al. (2011) e Vasquez (2006) propõem interpretações análogas no que diz respeito a origem do material formador das rochas vulcânicas da Província Amazônia Central. Lamarão et al. (2005), ao estudar as rochas vulcânicas e plutônicas da região de Vila Riozinho (centro-leste do Domínio Tapajós), que forneceram idades T_{DM} de 2,49 a 2,23 Ga, com valores de $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$ fracamente negativos (-3 a -1), concluíram que o magma gerador dessas rochas não foi produzido exclusivamente pelo retrabalhamento de crosta arqueana, tendo havido uma dominante participação de fonte paleoproterozoica juvenil.

As idades-modelo aqui obtidas indicam que o material que originou as rochas estudadas foi extraído do manto no Meso- a Neoarqueano, ocorrendo, portanto, um longo tempo de residência crustal, como confirmam os valores de $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$ entre -10 e -3. Os dados disponíveis para a região, adicionados aos obtidos neste trabalho, indicam a existência de uma crosta formada durante o Arqueano a partir da qual foram geradas as rochas paleoproterozoicas estudadas neste trabalho.

As idades T_{DM} arqueanas contrastantes com as idades de cristalização paleoproterozoicas, aliadas aos valores negativos de $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$ e às evidências de campo observadas entre as unidades Granitos Tipo A, Granitos Tipo I e Grupo Iriri, apontam para um ambiente tectônico relacionado a um arco continental. O expressivo volume de rochas vulcânicas associadas à predominância de rochas isotrópicas, além da ausência de deformação dúctil e indícios de metamorfismo, indica que

essas rochas foram geradas em ambiente não compressivo ou pós-orogênico. Isto sugere que as feições geológicas em questão estão relacionadas às fases pós-colisionais ou tardi-orogênicas de um ambiente de arco continental, reforçando o modelo proposto por Fernandes et al. (2011) na região de São Felix do Xingu.

Os termos “Grupo Iriri” e “Formação Iriri” estão bem consolidados na literatura geológica do Cráton Amazônico, referindo-se a um vulcanismo félsico com idades em torno de 1,88 Ga (p.ex. Dall’Agnol et al., 1999; Moura et al., 1999; Vasquez et al., 1999; Teixeira et al., 2002b; Alves et al., 2010). A idade obtida neste trabalho (1987 ± 3 Ma) conflita com as idades estabelecidas para esta unidade; contudo, atenta-se para a importância de seguir as denominações pioneiras que datam da década de 1970 para esta unidade. De fato, Forman et al. (1972) cunharam inicialmente o termo “Formação Iriri” para as rochas vulcânicas e vulcanoclásticas predominantemente félsicas que ocorrem extensivamente nos interflúvios dos rios Iriri e Curuá (Figura 2), estendendo-se para leste até o Rio Xingu. Assim, devido à proximidade e semelhança das rochas vulcânicas estudadas neste trabalho com as rochas da área-tipo da Formação Iriri, recomenda-se que o termo “Formação Iriri” seja empregado às rochas vulcânicas e/ou vulcanoclásticas predominantemente félsicas com as idades aqui apresentadas, ou seja, cerca de 100 milhões de anos a mais do que as idades que tem sido atribuídas a essa unidade. Dessa forma, recomenda-se que as rochas mais jovens (ca. 1,88 Ga), descritas nos trabalhos citados acima, devem ser agrupadas em outra unidade litoestratigráfica. Contudo, não é descartada a possibilidade da existência de rochas vulcânicas e vulcanoclásticas de ca. 1,88 Ga na região em questão, uma vez que apenas duas amostras (ambas de dacito porfirítico) foram datadas.

AGRADECIMENTOS

Agradecemos à CPRM – Serviço Geológico do Brasil, pela concessão das amostras utilizadas na elaboração desse trabalho, ao Laboratório de Geologia Isotópica da UFPA (Pará-Iso) e a todos os seus profissionais envolvidos nas etapas de preparação e análise das amostras aqui estudadas, e ao Instituto GEOCIAM, pelo suporte financeiro prestado na etapa das análises isotópicas.

REFERÊNCIAS

- Almeida, F. F. M., Brito Neves, B. B., Carneiro, C. D. R. (2000). The origin and evolution of the South American Platform. *Earth-Science Reviews*, 50, 77-111.
- Almeida, F. F. M., Hasui, Y., Brito Neves, B. B., Fuck, R. A. (1981). Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth-Science Reviews*, 17, 1-29.
- Alves, C. L., Martins, E. G. (2010). Dois eventos vulcano-plutônicos no extremo sudeste do Cráton Amazônico, folha São José do Xingu (NE do Mato Grosso). *Anais do XLV Congresso Brasileiro de Geologia*. Belém: SBG. CD-ROM.
- Alves, C. L., Sabóia, A. M., Martins, E. G., Stropper, J. L. (2010). *Geologia e recursos minerais das folhas São José do Xingu (SC.22-Y-A) e Rio Comandante Fontoura (SC.22-Y-B)*. Escala 1:250.000. Goiânia: CPRM.
- Barros, M. A. S., Padilha, R. A., Rubert, R. R., Pimentel, M. M., Chemale Junior, F. (2006). Iriri volcanism and Rio Dourado Granite: a-type paleoproterozoic magmatism in northeastern Mato Grosso - Brazil. *Symposium on Magmatism, crustal evolution, and metallogenesis of the Amazonian Craton. IGCP 510: Workshop on a-type granites and related rocks through time*, Abstract volume and Field Trips Guide, 39. Belém: PRONEX-UFPA/SBG-NO.
- Brito, M. F. L., Almeida, M. E., Macambira, M. J. B. (1999). $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age of calc-alkaline Rapakivi granite in Tapajós Gold Province, Amazon Cráton - Brazil. *II South American Symposium on Isotope Geology*, Extend Abstracts, v. 2, 40-43. Córdoba.
- Dall’Agnol, R., Silva, C. M. G., Scheller, T. (1999). Fayalite-hedenbergite rhyolites of the Iriri Formation, Tapajós Gold Province, Amazonian Craton: implications for the Uatumã volcanism. *I Simpósio sobre Vulcanismo e ambientes associados*, Boletim de resumos, 31. Gramado.
- DePaolo, D. J. (1981). A neodymium and strontium isotopic study of the Mesozoic calc-alkaline granitic batholiths of the Sierra Nevada and Peninsular Ranges, California. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 86, 10470-10488.
- DePaolo, D. J. (1988). *Neodymium isotope geochemistry, an introduction*. Berlin, Springer-Verlag.
- Fernandes, C. M. D., Juliani, C., Monteiro, L. V. S., Lagler, B., Echeverri Misas, C. M. (2011). High-K calc-alkaline to A-type fissure-controlled volcano-plutonism of the São Félix do Xingu region, Amazonian craton, Brazil: exclusively crustal sources or only mixed Nd model ages? *Journal of South American Earth Sciences*, 32, 351-368.
- Forman, J. H. A., Nardi, J. I. S., Marques, J. P. M., Lima, M. I. C. (1972). *Pesquisa mineral no Iriri/Curuá: relatório preliminar*. Belém: Sudam/Departamento de Recursos Naturais.
- Gaudette, H. E., Lafon, J. M., Macambira, M. J. B., Moura, C. A. V., Scheller, T. (1998). Comparison of the single filament Pb evaporation/ionization zircon ages with conventional U-Pb results: examples from the Precambrian of Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 11, 351-363.
- Juliani, C., Fernandes, C. M. D. (2010). Well-preserved late Paleoproterozoic volcanic centers in the São Félix do Xingu

- region, Amazonian Craton, Brazil. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 191, 167-179.
- Klein, E. L., Macambira, M. J. B., Santos, A., Bahia, R. B. C., Quadros, M. L. E. S. (2000). Geochronology of granitoids, mafic intrusions and mineralizations of the Tapajós Gold Province - Amazonian Craton Brazil. *31st International Geology Congress*. Rio de Janeiro.
- Kober, B. (1986). Whole grain evaporation for 207Pb/206Pb age investigations on single zircons using a double filament source. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 93, 482-490.
- Kober, B. (1987). Single-zircon evaporation combined with Pb emitter bedding for 207Pb/206Pb-age investigations using thermal ion mass spectrometry, and implications to zirconology. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 96, 63-71.
- Lamarão, C. N., Dall'Agnol, R., Lafon, J. M., Lima, E. F. (2002). Geology, geochemistry, and Pb-Pb zircon geochronology of the Paleoproterozoic magmatism of Vila Riozinho, Tapajós Gold Province, Amazonian craton, Brazil. *Precambrian Research*, 119, 189-223.
- Lamarão, C. N., Dall'Agnol, R., Pimentel, M. M. (2005). Nd isotopic composition of Paleoproterozoic volcanic rocks of Vila Riozinho: implications for the crustal evolution of the Tapajós gold province, Amazon craton. *Journal of South American Earth Sciences*, 18, 277-292.
- Le Maitre, R. W. (2002). *Igneous rocks: a classification and glossary of terms: recommendations of International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks*. Cambridge: Cambridge University Press.
- Macambira, E. M. B., Vale, A. G. (1997). *São Félix do Xingu: folha SB.22-Y-B, Estado do Pará: texto explicativo*. Escala 1:250.000. Brasília: CPRM. (Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - PLGB).
- Moura, C. A. V., Gorayeb, P. S. S., Matsuda, N. S. (1999). Geocronologia Pb-Pb em zircão do riolito Vila Raiol, formação Iriri – sudoeste do Pará. *6º Simpósio de Geologia da Amazônia*, Resumos expandidos. Manaus: SBG.
- 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), 114-127.
- Padilha, R. A., Barros, M. A. S. (2008). Petrologia e geoquímica das suítes intrusivas Vila Rica e Rio Dourado - Província Amazônia Central, borda sudeste do Cráton Amazônico (MT). *Revista Brasileira de Geociências*, 38(4), 642-653.
- Paiva Junior, A. L., Lamarão, C. N., Fernandes, C. M. D., Pinho, S. C. C., Cruz, V. L. (2006). Petrografia e geocronologia Pb-Pb do granito Santa Rosa, região São Félix do Xingu, Província Mineral de Carajás. *9º Simpósio de Geologia da Amazônia*, Resumos expandidos. Manaus: SBG. CD-ROM.
- Pessoa, M. R., Santiago, A. F., Andrade, A. F., Santos, J. O. S., Prazeres, W. V. (1977). *Projeto Jamanxim*. Brasília: Ministério das Minas e Energia. (Convênio DNPM/CPRM. Relatório Inédito, v. 8).
- Pinho, S. C. C., Lamarão, C. N., Fernandes, C. M. D., Júnior, A. L. P., Cruz, V. L. (2006). Geocronologia do granito Serra da Queimada, região de São Félix do Xingu, Província Mineral de Carajás. *9º Simpósio de Geologia da Amazônia*, Resumos expandidos. Manaus: SBG. CD-ROM.
- Rocha, M. L. B. P., Barros, M. A. S., Lima, E. F., Pierosan, R. (2012). Paleoproterozoic Dome of Lava from Iriri Group - sonho meu farm - Northeast of Mato Grosso, Amazon Craton: geology, geochemistry and geochronology. *Revista Brasileira de Geociências*, 42, 471-488.
- Santos, J. O. S., Groves, D. I., Hartmann, L. A., Moura, M. A., Mcnaughton, N. J. (2001). Gold deposits of the Tapajós and Alta Floresta Domains, Tapajós-Parima orogenic belt, Amazon Craton, Brazil. *Mineralium Deposita*, 36(3-4), 279-299.
- Santos, J. O. S., Hartmann, L. A., Gaudette, H. E., Groves, D. I., Mcnaughton, N. J., Flecher, I. R. (2000). A new understanding of the provinces of the Amazon Craton based on integration of field mapping and U-Pb and Sm-Nd Geochronology. *Gondwana Research*, 3, 453-488.
- Santos, J. O. S., Van Breemen, O. B., Groves, D. I., Hartmann, L. A., Almeida, M. E., Mcnaughton, N. J., Fletcher, I. R. (2004). Timing and evolution of multiple Paleoproterozoic magmatic arcs in the Tapajós Domain, Amazon Craton: constraints from SHRIMP and TIMS zircon, baddeleyite and titanite U-Pb geochronology. *Precambrian Research*, 131, 73-109.
- Santos, M. V., Souza Filho, E. E., Tassinari, C. C. G., Teixeira, W., Ribeiro, A. C. O., Payolla, B. L., Vasconi, A. V. (1988). Litoestratigrafia das rochas pré-cambrianas na bacia do médio Rio Xingu – Altamira-PA. *Anais do 7º Congresso Latinoamericano de Geologia*. v. 1, 363-377. Belém: SBG.
- Sato, K., Tassinari, C. C. 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 (Coords.), *Contribuições à Geologia da Amazônia*, v. 1, 91-142. Belém: SBG.

- Tassinari, C. C. G. (1996). *O mapa geocronológico do Cráton Amazônico no Brasil: revisão dos dados isotópicos*. Tese (Livre-Docência). São Paulo: Instituto de Geociências – USP.
- Tassinari, C. C. G., Bettencourt, J. S., Geraldes, M. C., Macambira, M. J. B., Lafon, J. M. (2000). The Amazonian Craton. In: U. G. Cordani, E. J. Milani, A. Thomaz Filho, D. A. Campos (Eds.), *Tectonic evolution of South America* (41-95). Rio de Janeiro: SBG.
- Tassinari, C. C. G., Macambira, M. J. B. (1999). Geochronological Provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, 22(3), 174-182.
- Tassinari, C. C. G., Macambira, M. J. B. (2004). A evolução tectônica do Cráton Amazônico. In: V. Mantesso-Neto, A. Bartorelli, C. D. R. Carneiro, B. B. Brito Neves (Eds.), *Geologia do continente Sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida* (471-485). São Paulo: Beca.
- Teixeira, N. P., Bettencourt, J. S., Moura, C. A. V., Dall'Agnol, R., Macambira, E. M. B. (2002a). Archean crustal sources for Paleoproterozoic tin-mineralized granites in the Carajás Province, SSE Pará, Brazil: Pb-Pb geochronology and Nd isotope geochemistry. *Precambrian Research*, 119, 257-275.
- Teixeira, N. P., Fernandes, C. M. D., Moura, C. A. V., Pinho, S. C. C., Bettencourt, J. S. (2002b). Geologia, geoquímica, geocronologia e isótopos de Sm-Nd de rochas vulcânicas paleoproterozóicas do Grupo Uatumã ocorrentes na região de São Félix do Xingu, Província Mineral de Carajás, Cráton Amazônico, Brasil. *Anais do 2º Simpósio sobre Vulcanismo e Ambientes Associados*, 28. Belém: SBG.
- Vasquez, M. L. (2006). *Geocronologia em zircão, monazita e granada e isótopos de Nd das associações litológicas da porção oeste do Domínio Bacajá: evolução crustal da porção meridional da província Maroni-Itacaiúnas, sudeste do Cráton Amazônico*. Tese (Doutorado). Belém: Universidade Federal do Pará.
- Vasquez, M. L., Klein, E. L., Quadros, M. L. E. S., Bahia, R. B. C., Santos, A., Ricci, P. S. F., Sachett, C. R., Silva, C. M. G., Macambira, M. J. B. (1999). Magmatismo Uatumã na Província Tapajós: novos dados geocronológicos. 6º *Simpósio de Geologia da Amazônia*. Resumos expandidos, 471-474. Manaus: SBG-Núcleo Norte.
- Vasquez, M. L., Macambira, M. J. B., Armstrong, R. (2008b). Zircon geochronology of granitoids from the western Bacajá domain, southeastern Amazonian craton, Brazil: Neoproterozoic to Orosirian evolution. *Precambrian Research*, 161, 279-302.
- Vasquez, M. L., Rosa-Costa, L. T., Silva, C. M. G., Klein, E. L. (2008a). Compartimentação tectônica. In: Companhia de Pesquisa de Recursos. *Geologia e Recursos Minerais do Estado do Pará: Sistema de Informações Geográficas - SIG: texto explicativo dos mapas Geológico e Tectônico e de Recursos Minerais do Estado do Pará*. Escala 1:1.000.000. Belém: CPRM.
- Vasquez, M. L., Rosa-Costa, L. T., Silva, C. M. G., Ricci, P. S. F., Barbosa, J. P. O., Klein, E. V., Lopes, E. C. S., Macambira, E. M. B., Chaves, C. L., Carvalho, J. M. A., Oliveira, J. G. F., Anjos, G. C., Silva, H. R. (2008c). Unidades litoestratigráficas. In: Companhia de Pesquisa de Recursos. *Geologia e Recursos Minerais do Estado do Pará: Sistema de Informações Geográficas - SIG: texto explicativo dos mapas Geológico e Tectônico e de Recursos Minerais do Estado do Pará*. Escala 1:1.000.000. Belém: CPRM.
- Vasquez, M. L., Sousa, C. S., Carvalho, J. M. A. (2008d). *Mapa Geológico e de Recursos Minerais do Estado do Pará*. Escala 1:1.000.000. Belém: CPRM. CD-ROM. Programa Geologia do Brasil (PGB), Integração, Atualização e Difusão de Dados da Geologia do Brasil, Mapas Geológicos Estaduais, em SIG.