



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA E GEOQUÍMICA**

TESE DE DOUTORADO Nº 169

GEOLOGIA, GEOQUÍMICA E ISÓTOPOS (U-Pb, Lu-Hf e Sm-Nd) DE GRANITOS OROSIRIANOS DO DOMÍNIO IRIRIXINGU SETENTRIONAL, PROVÍNCIA AMAZÔNIA CENTRAL

Tese apresentada por:

DAVI DA COSTA BEZERRA GOBIRA DE ALCÂNTARA

Orientador: Prof. Dr. Moacir José Buenano Macambira (UFPA)

Coorientação: Dr. Marcelo Lacerda Vasquez (CPRM)

**BELÉM – PARÁ
2023**

**Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP) de acordo com ISBD
Sistema de Bibliotecas da Universidade Federal do Pará
Gerada automaticamente pelo módulo Ficat, mediante os dados fornecidos pelo(a) autor(a)**

A347g Alcântara, Davi da Costa Bezerra Gobira de.
Geologia, geoquímica e isótopos (U-Pb, Lu-Hf e Sm-Nd) de
granitos orosirianos do Domínio Iriri-Xingu setentrional, Província
Amazônia Central / Davi da Costa Bezerra Gobira de Alcântara. —
2023.
xiii,94 f. : il. color.

Orientador(a): Prof. Dr. Moacir José Buenano Macambira
Coorientador(a): Prof. Dr. Marcelo Lacerda Vasquez
Tese (Doutorado) - Universidade Federal do Pará, Instituto de
Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geologia e
Geoquímica, Belém, 2023.

1. Geoquímica. 2. Isótopos. 3. Geocronologia. 4.
Orosiriano. 5. Cráton Amazônico. I. Título.

CDD 551.908115



UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica

GEOLOGIA, GEOQUÍMICA E ISÓTOPOS (U-Pb, Lu-Hf e Sm-Nd) DE GRANITOS OROSIRIANOS DO DOMÍNIO IRIRIXINGU SETENTRIONAL, PROVÍNCIA AMAZÔNIA CENTRAL

TESE APRESENTADA POR:

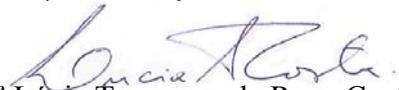
DAVI DA COSTA BEZERRA GOBIRA DE ALCÂNTARA

Como requisito parcial à obtenção de Grau de Doutor em Ciências na Área de GEOQUÍMICA E PETROLOGIA, linha de pesquisa GEOCRONOLOGIA E GEOLOGIA ISOTÓPICA.

Data de aprovação: 29 / 03 / 2023

Banca examinadora:


Prof. Dr. Moacir José Buenano Macambira
(Orientador – UFPA)


Dr.^a Lúcia Travassos da Rosa-Costa
(Membro-CPRM)


Prof. Dr. Miguel Angelo Stipp Basei
(Membro-USP)


Prof. Dr. Jean Michel Lafon
(Membro-UFPA)


Prof. Dr. Claudio Nery Lamarão
(Membro-UFPA)

AGRADECIMENTOS

Agradeço ao meu orientador, Moacir Macambira, pelo acolhimento inicial na Universidade Federal do Pará, pela orientação e ajuda ao longo dos quatro anos e meio de projeto. Agradeço aos demais professores do Instituto de Geociências, que de alguma forma contribuíram para a minha formação como geólogo e pesquisador. Ao Professor Cândido, pelas excelentes aulas de geoquímica, e sua antiga, mas efetiva metodologia de aprendizagem baseada na resolução de exercícios em sala de aula. Ao Professor Carlos Marcello, que se fez sempre presente e pronto no auxílio em qualquer dúvida apresentada. Ao Professor Lafon, pelas excelentes aulas e discussões acerca da geoquímica isotópica. Aos professores Marco Galarza e João Milhomem, pelas aulas e auxílio nas análises isotópicas no Laboratório Pará-Iso. Agradeço à equipe da Oficina de Laminação, Joelma e Bruno, pela confecção de numerosas lâminas e *mounts*, e pela disposição exemplar no desempenho da função, mesmo durante a pandemia de Covid-19.

Separo uma parte especial dos agradecimentos para dedicar à CPRM, seus funcionários e estrutura. Ao pesquisador Marcelo Lacerda Vasquez, exemplo profissional e de vida, que auxiliou sem medida a execução deste projeto, e sem o qual seria quase impossível concluir. Agradeço-o pela orientação, discussão de temas gerais ou geológicos e o fornecimento sem restrição da infraestrutura dos laboratórios da CPRM-Belém para execução das etapas. À técnica de laboratório Rosalva, pelos ensinamentos, pela gentileza, presteza e companheirismo. Aos colaboradores da CPRM, Érica e Sr. Walmir pela convivência e ajuda no dia a dia.

Aos colegas de Pós-graduação, Flávio, Jenny, Eduardo, Amanda, Renata, Vanisse, Luiz Saturnino, Bruna e Hugo. Aos colaboradores do programa Cleida, Joanicy e Joice. Ao Professor Cristiano Lana, pela atenção e apoio na execução das análises na Universidade Federal de Ouro Preto. O presente trabalho foi realizado com apoio da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior - Brasil (CAPES) - Código de Financiamento 001 e do Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico – CNPq - através do Auxílio CNPq, projeto “Geocronologia e Geoquímica Isotópica Aplicadas à Evolução Crustal e Metalogenia do Amazônia Oriental”, Processo: 428287/2016-6, Chamada Universal 01/2016 - Faixa C, coordenado pelo Professor Moacir Macambira.

Por fim, agradeço à minha família pelo apoio, disponível sempre que necessário. E ao meu par Gabriela.

RESUMO

O Orosiriano do sudeste do Cráton Amazônico se caracteriza por associações ígneas dos tipos I, A e raro tipo S aflorantes nos domínios, de oeste para leste, Tapajós, Iriri-Xingu e Carajás. O Domínio Tapajós representa, pelo menos em parte, a porção mais proximal de uma borda continental ativa, enquanto o Domínio Carajás representaria a porção crustal mais antiga, estabilizada no Neoarqueano. Já o Domínio Iriri-Xingu (DIX), no centro, ainda tem seu significado tectônico incerto. Os episódios magmáticos que afetaram essa região no Orosiriano se dividem em três intervalos temporais. O primeiro intervalo, entre 2030 e 2000 Ma, é marcado por um vulcano-plutonismo juvenil, cálcio-alcálico do tipo I, presente no Domínio Tapajós. O segundo intervalo, entre 2000 a 1960 Ma, é composto por uma série de rochas vulcano-plutônicas cálcio-alcálicas de alto K a shoshoníticas do tipo I, que afloram no Domínio Tapajós e se expandem para leste, até o DIX. As associações ígneas ligadas ao terceiro intervalo (1900 a 1860 Ma) representam um magmatismo cálcio-alcálico do tipo I e um magmatismo do tipo A associado a rochas máficas. O magmatismo do tipo A - do sub-tipo A₂ - possui um contexto geográfico mais amplo que a associação do tipo I e aflora em uma área extensiva ao longo do Cráton Amazônico (cerca de 1.500.000 km²). Essas rochas são atribuídas genericamente à *Silicic LIP Uatumã*. Nesta tese são apresentados novos dados geológicos, litoquímicos e isotópicos (U-Pb, Lu-Hf em zircão e Sm-Nd em rocha total) de diferentes corpos graníticos do segundo e terceiro episódios magmáticos que afloram na região centro-leste e noroeste do DIX. No centro-leste do domínio foram estudados os granitos São Pedro do Iriri, Vila Primavera, Caboclo e Jabá, todos alcálicos a subalcálicos, metaluminosos a ligeiramente peraluminosos, ferroanos a pouco magnesianos. Os três primeiros granitos possuem afinidade com os granitos tipo A reduzidos estaníferos da Suíte Velho Guilherme. Dados U-Pb e Lu-Hf permitiram estabelecer uma idade de 1897 ± 8 Ma para o Granito São Pedro do Iriri, com valores de $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$, entre -8,22 e -17,44, apontando para uma mistura de fontes crustais do Meso e Paleoarqueano. Já o Granito Jabá apresenta afinidade química com outros granitos tipo A oxidados dos domínios DIX e Carajás. Esse granito apresentou uma idade U-Pb em zircão de 1887 ± 14 Ma e valores de $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$ de -6,43 a -10,21, indicando uma fonte crustal mais radiogênica, homogênea e de idade predominantemente mesoarqueana. As rochas cálcio-alcálicas do tipo I típicas estudadas neste trabalho compreendem os granitos Rio Bala, Porto Estrela e amostras graníticas esparsas do Rio Iriri - que representam, entre outros plutons, os granitos Serra do Chavito e Pedra do O. Em comum, essas rochas apresentam caráter magnesiano, cálcio-alcálico de alto K a subordinadamente shoshonítico e são metaluminosas à anfibólio e biotita. O Granito Porto

Estrela possui fácies de composição tonalítica a granítica e tem idade U-Pb em zircão de $1972 \pm 6,6$ Ma. As amostras de granitos cálcio-alcálicos do Rio Iriri são quartzo-monzoníticas a graníticas. Entre elas, amostras dos granitos Serra do Chavito e Pedra do O apresentaram, respectivamente, idades de $1987 \pm 6,6$ e 1988 ± 8 Ma. As idades aqui apresentadas para o Granito Porto Estrela e granitos do Rio Iriri permitem correlacioná-los à associação vulcano-plutônica de 2,00 a 1,96 Ga aflorante nos domínios DIX e Tapajós. O Granito Rio Bala apresentou fácies quartzo-monzoníticas a graníticas, *trend* químico típico das rochas subalcalinas e idade de $1877 \pm 8,2$ Ma. Esse granito corresponde ao primeiro registro do plutonismo cálcio-alcálico de alto K cronocorrelato às rochas vulcânicas do Grupo Iriri (riolitos e dacitos cálcio-alcálicos de 1,88-1,87 Ga) no DIX. Quimicamente, ele possui caráter mais evoluído e afinidade à fácies granítica da Suíte Parauari. As demais rochas estudadas da região noroeste do DIX constituem duas amostras atípicas de granitos tipos A e I, oriundas respectivamente dos plútons Cachoeira do Julião e Igarapé Limão. O granito tipo A é representado por um Cpx-hb-bt quartzo-sienito, cujos dados geocronológicos prévios (1889 ± 3 Ma) permitem uma correlação direta com o plutonismo alcálico associado à SLIP Uatumã. A outra rocha constitui um biotita monzogranito de caráter fracamente peraluminoso, magnésiano e cálcio alcálico de médio a alto potássio, com características químicas afins aos granitos tipo I e também às rochas adakíticas. O padrão concavo para cima de ETR e a razão relativamente baixa de Dy/Yb (1,04) sugerem anfibólio residual ou fracionamento desse mineral em relativamente alta P com granada. Os baixos teores de MgO, #Mg, Yb e Ni e alto FeO/MgO indicam uma afinidade dessa amostra com os adakitos de fusão de crosta inferior espessada. As condições necessárias para a gênese dessa rocha são satisfeitas se considerarmos que a crosta desse domínio foi deformada e espessada no Ciclo Transamazônico e posteriormente estirada no Orosiriano. Uma compilação de dados relacionados ao magmatismo do tipo I com idades entre 2,00 e 1,96 Ga sugerem um evento extenso, com uma área mínima de 190.000 km², mas relativamente breve, com duração de cerca de 40 Ma. Extrapolando-se condições geodinâmicas modernas para o Paleoproterozoico, conclui-se que esse padrão espacial-temporal não pode ser explicado unicamente pelo processo de subducção. Depreende-se, portanto, que pelo menos parte desse magmatismo seja gerado em ambiente de margem convergente por processo outro que não a subducção ou, alternativamente, um evento pós-orogênico. O mesmo encadeamento lógico pode ser adequadamente utilizado para as rochas cálcio-alcálicas 100 M.a. mais jovens. Os dados isotópicos de Nd para as amostras estudadas apresentaram valores de $\epsilon Nd(t)$ moderadamente a fortemente negativos e idades modelo Nd-T_{DM} siderianas a mesoarqueanas. Esses dados, juntamente aos dados da literatura, evidenciam uma crosta heterogênea, pelo

menos em parte composta por uma crosta similar à de Carajás. As assinaturas isotópicas neoarqueanas e siderianas poderiam representar, de modo não mutuamente excludente: a presença de segmentos crustais juvenis; mistura entre crosta antiga arqueana e material mantélico (provavelmente do Riáciano e/ou Orosiriano); ou ainda mistura de componentes crustais variados. Essa crosta poderia ser interpretada como núcleos preservados paleo a mesoarqueanos margeados por crosta retrabalhada e possivelmente afetada por *inputs* juvenis no Riáciano e/ou Eo-Orosiriano, além de apresentar blocos/segmentos isolados de rochas juvenis neoarqueanas e riácianas. No que concerne a litoestratigrafia do DIX, sugere-se que o Grupo Iriri seja composto das formações Santa Rosa, formada por vulcânicas ácidas do tipo A, e Confresa, formada por vulcânicas ácidas cálcio-alcalinas do tipo I, ambas com idades entre 1,90 e 1,86 Ga. Propomos que as rochas vulcânicas cálcio-alcalinas com idades entre 2,00 e 1,96 Ga, anteriormente relacionadas ao Grupo Iriri, sejam agrupadas na Formação Jarinã. Também recomendamos a adoção do termo Suíte Vila Rica para designar os granitos do tipo I cronocorrelatos à Formação Jarinã. Sugerimos o agrupamento dos granitos tipo A afins aos granitos oxidados de Carajás na Suíte Rio Dourado. Em respeito aos granitos tipo A reduzidos potencialmente estaníferos, recomendamos sua inclusão na unidade proposta Suíte São Pedro do Iriri.

Palavras-chave: Domínio Iriri-Xingu; SE do cráton Amazônico; Orosiriano; granitos tipos A e I; granitos cálcio-alcalinos;

ABSTRACT

The Orosirian of SE Amazonian Craton is mainly characterized by igneous associations from I, A and rare S types outcropping from west to eastward, in the Tapajós, Irixi-Xingu and Carajás domains. The Carajás domain represents the oldest crustal region, stabilized during the Neoproterozoic. The Tapajós domain represents, at least to some extent, the proximal region of a continental margin activated during the Orosirian. The Irixi-Xingu domain (IXD), at the center, still holds an uncertain tectonic role. These igneous associations were formed in multiple magmatic episodes through this geological period, which can be temporally divided in three intervals. The first interval, from 2030 to 2000 Ma, is marked by a juvenile, I-type, calc-alkaline volcano-plutonism in the Tapajós domain. The second interval, from 2000 to 1960 Ma, is marked by a series of I type, high K calc-alkaline to shoshonitic rocks that expands from Tapajós domain to the east, in the IXD. The rocks of the third interval (1900 to 1860 Ma) are represented by an I type calc-alkaline magmatism and an A type magmatism, the later associated to mafic rocks. The A type rocks, typically from A₂ sub-type, belong to a broader geographical context than the I type magmatism, and outcrop in an extensive area through the Amazonian Craton (ca. 1,500,000 km²). These rocks are generically attributed to the Silicic LIP Uatumã. In this thesis, we concentrate on the plutonic part of these associations and present new geological, lithochemical and isotopic (U-Pb, Lu-Hf in zircon and whole rock Sm-Nd) data for granites of the second and third magmatic episodes from central-eastern and northern IXD. In central-eastern IXD, the granites São Pedro do Irixi, Vila Primavera, Caboclo and Jabá present an alkaline to subalkaline, metaluminous to slightly peraluminous, ferroan to slightly magnesian character. The first three granites are akin to the reduced tin-specialized A type granites of Velho Guilherme Suite, from Carajás Domain. U-Pb and Lu-Hf data provided a crystallization age of 1897 ± 8 Ma for the São Pedro do Irixi Granite, and $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$ values (from -8.22 to -17.44) that point to a mixing of meso and paleoproterozoic crustal sources. The Jabá Granite exhibits geochemical affinity to the oxidized A type granites from Irixi-Xingu and Carajás domains. This granite yielded a U-Pb in zircon crystallization age of 1887 ± 14 Ma and $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$ values of -6.43 to -10.21, indicating a more radiogenic, homogeneous and predominantly mesoproterozoic crustal source. The classic I type calc-alkaline rocks studied in this work comprise the Rio Bala, Porto Estrela and other sparse granitic samples from Irixi river that represent, among others plutons, the Serra do Chavito and Pedra do O granites. They are amphibole and biotite bearing rocks that show magnesian, metaluminous, high K calc-alkaline to slightly shoshonitic character. The Porto Estrela Granite exhibits tonalitic to granitic facies and yielded

a U-Pb age of 1972 ± 6.6 Ma. The samples of the calc-alkaline granites from Iriri river are quartz-monzonitic to granitic in composition. Samples from the Serra do Chavito and Pedra do O granites yielded ages of 1987 ± 6.6 and 1988 ± 8 Ma, respectively. The ages yielded by the Porto Estrela and the Iriri river's granites correlate these rocks to the second interval volcano-plutonic association of Iriri-Xingu and Tapajós domains. The Rio Bala Granite is quartz-monzonitic and granitic in composition, exhibits a chemical trend typical of subalkaline rocks and yielded a U-Pb in zircon age of 1877 ± 8.2 Ma. This granite represents the first record of a high K calc-alkalic plutonism coeval to the volcanic rocks of the Iriri Group (1.88-1.87 Ga calc-alkaline rhyolite and dacite) in IXD. Chemically, it presents a more evolved character and affinity to the granitic facies of Parauari Suite. The remaining studied rocks of the central and northern IXD comprise two atypical samples of A type and I type granites, that represents respectively the Cachoeira do Julião and Igarapé Limão plutons. The A type granite sample is a cpx-hb-bt quartz-syenite. Its petrographical, chemical and previous geochronological data (1889 ± 3 Ma) allow a correlation with the plutonic rocks of the Uatumã SLIP. The other sample constitutes a biotite monzogranite of magnesian, slightly peraluminous, medium to high K calc-alkaline character, similar to the I type adakitic rocks. The REE curved upwards pattern and the relatively low Dy/Yb ratio (1.04) suggest residual amphibole or its fractioning in relatively high P in presence of garnet. The low contents of MgO, #Mg, Yb and Ni, and high FeO_t/MgO ratio indicate an affinity to the adakites of thickened lower crust melting. The necessary conditions to this rock genesis are satisfied if we consider the IXD crust to be deformed and thickened in the Transamazonian Cycle and latter thinned in the Orosirian. The data related to the I type magmatism with ages of 2.00 to 1.96 Ga suggest an extensive but brief event, with a minimum area of 190,000 km² and lifespan of 40 M.y. Extrapolating modern geodynamical conditions for subduction to the Paleoproterozoic, it is concluded that the space-temporal pattern of this magmatism cannot be uniquely explained by subduction process. Therefore, it is inferred that at least part of this magmatism should be generated in a convergent margin by other process than subduction or, alternatively, a post-orogenic event. The same reasoning can be adequately projected to the 100 M.y. younger calc-alkaline rocks of the third time interval (1.90–1.86 Ga). The Nd isotopic data for the studied rocks present moderately to highly negative $\epsilon_{Nd(t)}$ values and siderian to mesoarchean Nd-T_{DM} model ages. The available data, presented in this work and from literature, reveal a heterogeneous crust, partly composed by a crust similar to the Carajás'. The neoarchean and siderian isotopic signatures could represent, in a non-mutually exclusive way: the presence of juvenile crustal segments; mixture of ancient archean crust and mantellic input (probably from Ryacian and/or Orosirian); or mixture of diverse crustal

components. This crust could be interpreted as paleo to mesoarchean preserved nuclei bordered by reworked crust that probably underwent juvenile inputs on Ryacian and/or Eo-Orosirian, besides presenting isolated blocks/segments of juvenile Neoproterozoic and Ryacian rocks. Concerning the IXD lithostratigraphy, we suggest the Irixi Group to be composed by the Santa Rosa – acid A type volcanics - and Confresa – acid I type calc-alkaline volcanics – formations, both with crystallization ages within 1.90 and 1.86 Ga. We propose the 2.00 to 1.96 Ga calc-alkalic volcanic rocks, formerly related to the Irixi Group, to be grouped in the Jarina Formation. We also recommend the adoption of the term Vila Rica Suite to refer the I type granites coeval to the Jarina Formation. We also endorse grouping the A type granites akin to the oxidized granites of Carajás in the Rio Dourado suite. In respect to the potentially tin-specialized reduced A type granites, we recommend this group of rocks to be assembled in the proposed São Pedro do Irixi Suite.

Keywords: Irixi-Xingu Domain; SE Amazonian craton; Orosirian; A and I-type granites; calc-alkaline granites;

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1 – Mapa de áreas protegidas do Bloco de Conservação da Terra do Meio.....	1
Figura 2 – Províncias geocronológicas do sudeste do Cráton Amazônico.....	4
Figura 3 – Mapa simplificado do Domínio Iriri (Modificado de Vasquez <i>et al.</i> 2008).....	7
Figura 4 – Mapa geológico da faixa ao longo da estrada Trans-Iriri e sua localização em território nacional.....	17
Figura 5 - A) Relevo de morros associado à ocorrência dos granitos tipo A na região estudada. B) Afloramento (A-56) em lajedo do Granito Vila Primavera. C) Textura macroscópica e coloração rósea típica da unidade (Afloramento A56). D) Exploração irregular de depósitos aluvionares de cassiterita na região da Vila Canopus.....	18
Figura 6 – Mapas aerogeofísicos dos corpos estudados em uma composição ternária de K-eTh-eU e de ASA sobre uma imagem de modelo digital de terreno em tons de cinza. a, d) Granitos São Pedro do Iriri e Jabá; b, e) Granito Caboblo; c, f) Granito Vila Primavera...	21
Figura 7 – Diagrama QAP e QAP + M' para as amostras graníticas analisadas.....	22
Figura 8 – Diagramas geoquímicos para as amostras estudadas: a) R1-R2; b) $FeO_t/(FeO_t+MgO)$ vs. SiO_2 ; c) A/NK vs. A/CNK; d) MALI vs. SiO_2 ; e) K_2O vs. SiO_2	25
Figura 9 – Diagramas Harker para elementos maiores vs. SiO_2 de amostras dos granitos tipo A estudados.....	26
Figura 10 - Diagramas Harker de elementos traço para amostras dos granitos estudados.....	28
Figura 11 – Amostras dos granitos analisados plotadas nos diagramas discriminantes: a) FeO_t/MgO vs. $Zr+Nb+Ce+Y$ (Whalen <i>et al.</i> 1987); b) Rb vs. $Y+Nb$ (Pearce <i>et al.</i> 1996); c) Nb vs. Y (Pearce <i>et al.</i> 1984); d) $Nb-Y-Zr/4$ (Eby 1992); e) $CaO/(FeO_t+MgO+TiO_2)$ vs. $CaO+Al_2O_3$; f) $FeO_t/(FeO_t + MgO)$ vs. Al_2O_3 (Dall'Agnol & Oliveira 2007).....	29
Figura 12 - Diagramas de elementos terras raras normalizados pelo condrito (a) e multi-elemental normalizado pelo Manto Primitivo (b) para amostras dos granitos estudados..	30
Figura 13 – Imagens de catodoluminescência (CL) de cristais de zircão das amostras CR-27 (Granito São Pedro do Iriri) e A-34 (Granito Jabá).....	34

- Figura 14 – Diagramas concórdia para zircão por LA-ICP-MS: a) Diagrama com idade discórdia para a amostra CR-27 (Granito São Pedro do Iriri); b) Diagrama com idade concórdia para os zircões concordantes da amostra CR-27. c) Diagrama com idade discórdia para a amostra A-34 (Granito Jabá); d) Diagrama com resultados concordantes de zircão da amostra A-34.....35
- Figura 15- Diagrama de evolução $\varepsilon\text{Hf}(t)$ vs. idade (Ma) para os granitos São Pedro do Iriri e Jabá.....37
- Figura 16 – Mapas geológicos de detalhe de trechos do interflúvio dos rios Iriri e Xingu (Fig. 3): a) área da Vila Canopus, porção oeste da área de estudo. b) área do extremo leste da área de estudo, que bordeja o Rio Xingu.....39
- Figura 17 – Mapas geológicos de porções dos rios Iriri e Curuá (modificados de Vasquez *et al.* 2008, Semblano *et al.* 2016a). a) região do Rio Iriri na porção norte do Domínio Iriri-Xingu. b) região do encontro entre os rios Iriri e Curuá, porção oeste do domínio.....40
- Figura 18 – Distribuição das amostras dos granitos Porto Estrela, Rio Bala e corpos do Rio Iriri nos diagramas: a) R1-R2; b) $\text{FeO}_t/(\text{FeO}_t+\text{MgO})$ vs. SiO_2 ; c) A/NK vs. A/CNK ; e) K_2O vs. SiO_242
- Figura 19 – Diagramas Harker (elementos maiores vs. SiO_2) para os granitos Porto Estrela, Rio Bala e corpos do Rio Iriri.....43
- Figura 20 - Diagramas multi-elementais normalizados pelo Manto Primitivo para amostras do Granito Rio Bala (a), granitos tipo I do Rio Iriri (b), amostra MV-72a, Granito Rio Iriri (c), do Granito Porto Estrela (d)46
- Figura 21 - Padrão de elementos terras raras normalizado pelo condrito para as amostras graníticas do Rio Iriri, e dos granitos Rio Bala e Porto Estrela.....47
- Figura 22 – Amostras dos granitos Rio Bala, Porto Estrela e de corpos do Rio Iriri plotadas nos diagramas discriminantes: a) Rb vs. $\text{Y}+\text{Nb}$; b) FeO_t/MgO vs. $\text{Zr}+\text{Nb}+\text{Ce}+\text{Y}$; c) $(\text{Nb}/\text{Zr})_N$ vs. Zr ; d) $\text{FeO}_t/(\text{FeO}_t + \text{MgO})$ vs. $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O})$48
- Figura 23 – Diagramas concórdia com dados U-Pb em zircão das amostras datadas: (a) MV-58; (b) MV-69; (c) DDC-957 e (d) DDC-984.....53
- Figura 24 – a) Diagrama $\varepsilon\text{Nd}(t)$ vs. Tempo (Ma) para amostras estudadas. Curvas dos *trends* isotópicos do reservatório condrítico CHUR e do manto empobrecido (DM) segundo o modelo de DePaolo (1981).....56

Figura 25 - Diagrama Sr (ppm) vs. Rb/Sr para os granitos Jabá, Caboclo, Vila Primavera e São Pedro do Iriri.....	60
Figura 26 - Diagrama Ba (ppm) vs. Rb/Ba para os granitos Jabá, Caboclo, Vila Primavera e São Pedro do Iriri.....	61
Figura 27 – Diagrama de vetores de cristalização fracionada para as amostras do Granito Jabá: a) Ba vs. Rb (ppm); b) Nb vs. Th (ppm); e amostras dos granitos Caboclo, Vila Primavera e São Pedro do Iriri: c) Ba vs. Rb (ppm); d) Nb vs. Th (ppm).....	62
Figura 28 – Intervalos de valores de $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$ para granitos tipo A do Domínio Carajás e os granitos da região centro-leste do Domínio Iriri-Xingu com idades de cristalização de <i>ca.</i> 1,88 Ga.....	65

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 – Dados isotópicos Sm-Nd para granitos tipo A do DIX e região de São Felix do Xingu (Domínio Carajás).....	8
Tabela 2 – Compilação de unidades ígneas presentes na porção sudeste do Cráton Amazônico..	9
Tabela 3 – Composição mineralógica modal (em %) das amostras dos granitos tipo A estudados da região centro-leste do Domínio Iriri-Xingu.....	23
Tabela 4 – Dados químicos das amostras dos granitos Jabá, Caboclo, Vila Primavera (Vila P.) e São Pedro do Iriri (S.P.I.).....	28
Tabela 5 – Dados isotópicos para as amostras dos granitos São Pedro do Iriri e Jabá.....	32
Tabela 6 – Dados isotópicos Lu-Hf por LA-ICP-MS para cristais de zircão dos granitos São Pedro do Iriri e Jabá.....	36
Tabela 7 – Dados petrográficos e isotópicos de Pb-Pb (por evaporação de zircão) e Sm-Nd (rocha total) das amostras estudadas (Semblano <i>et al.</i> 2016a).....	40
Tabela 8 – Dados químicos das amostras dos granitos do Rio Iriri, Porto Estrela e Rio Bala.....	45
Tabela 9 – Dados isotópicos para as amostras dos granitos cálcio-alcalinos estudados.....	50
Tabela 10 – Dados isotópicos Sm-Nd em rocha total para as amostras analisadas.....	55
Tabela 11 – Tabela de proposta de redistribuição de unidades vulcânicas para o Domínio Iriri-Xingu. HKCA – Cálcio-alcalina de alto K.....	76
Tabela 12 – Tabela de proposta de redistribuição de unidades graníticas para o Domínio Iriri-Xingu.....	78

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS	iv
RESUMO	v
ABSTRACT	viii
LISTA DE ILUSTRAÇÕES	xi
LISTA DE TABELAS	xiv
1. INTRODUÇÃO	1
2. CONTEXTO GEOLÓGICO	3
2.1 PROBLEMÁTICA	10
2.2 OBJETIVOS	12
3. METODOLOGIA	13
3.1 LEVANTAMENTO DE CAMPO E AMOSTRAGEM	13
3.2 LITOQUÍMICA DE ROCHA TOTAL	13
3.3 GEOCROLOGIA U-Pb <i>IN SITU</i> EM ZIRCÃO	14
3.4 ANÁLISES ISOTÓPICAS Lu-Hf <i>IN SITU</i> EM ZIRCÃO	15
3.5 ANÁLISES ISOTÓPICAS Sm-Nd EM ROCHA TOTAL	15
4. RESULTADOS	16
4.1 GRANITOS TIPO A DA REGIÃO CENTRO-LESTE DO DOMÍNIO IRIRI- XINGU	16
4.1.1 Geologia	16
4.1.1.1 Granito Vila Primavera	18
4.1.1.2 Granito Caboclo	19
4.1.1.3 Granito Jabá	19
4.1.1.4 Granito São Pedro do Iriri	20
4.1.2 Petrografia	22
4.1.3 Geoquímica	23
4.1.4 Geologia Isotópica U-Pb-Hf	31
4.1.4.1 Geocronologia U-Pb <i>in situ</i> em zircão	31
4.1.4.1.1 Granito São Pedro do Iriri – biotita monzogranito (CR-27)	31
4.1.4.1.2 Granito Jabá – biotita leuco quartzo-monzonito (A-34)	34
4.1.4.2 Análises isotópicas Lu-Hf <i>in situ</i> em zircão	35
4.2 ROCHAS GRANÍTICAS DA REGIÃO CENTRAL E NOROESTE DO DOMÍNIO IRIRI-XINGU	37

4.2.1 Geologia e petrografia.....	37
4.2.1.1 Granito Porto Estrela	37
4.2.1.2 Granito Rio Bala.....	38
4.2.1.3 Granitos do Rio Iriri	39
4.2.2 Geoquímica	41
4.2.3 Geocronologia U-Pb em zircão	49
4.2.3.1 Amostra MV-58 – Granito Serra do Chavito	49
4.2.3.2 Amostra MV-69 – Granito Pedra do O	49
4.2.3.3 Amostra DDC-957 – Granito Porto Estrela	53
4.2.3.4 Amostra DDC-984 – Granito Rio Bala	54
4.3 RESULTADOS Sm-Nd	54
5. DISCUSSÃO.....	57
5.1 GRANITOS JABÁ, SÃO PEDRO DO IRIRI, CABOCLO E VILA PRIMAVERA.....	57
5.1.1 Características distintivas e correlações regionais.....	57
5.1.2 Evolução magmática	60
5.1.3 Dados U-Pb-Hf	62
5.2 GRANITOS RIO BALA, PORTO ESTRELA E GRANITOS DO RIO IRIRI	65
5.2.1 Granito Porto Estrela e granitos do Rio Iriri – 1,98 Ga.....	65
5.2.2 Granito Rio Bala – 1,88 Ga	67
5.2.3 Granitos Tipo A e Tipo I adakítico.....	68
5.3 CONSIDERAÇÕES SOBRE O MAGMATISMO DO TIPO I.....	69
5.4 ISÓTOPOS Sm-Nd e Lu-Hf	71
5.5 PROPOSTA DE REDISTRIBUIÇÃO LITOESTRATIGRÁFICA	75
6. CONCLUSÕES	79
REFERÊNCIAS	82

1. INTRODUÇÃO

A presente tese conclui o projeto de doutorado intitulado “Geologia, geoquímica e isótopos (U-Pb, Lu-Hf e Sm-Nd) de granitos orosirianos do Domínio Iriri-Xingu setentrional, Província Amazônia Central”. O projeto, cuja execução ocorreu entre junho de 2018 e fevereiro de 2023, teve como objeto de estudo a região amazônica localizada entre os rios Xingu e Iriri, no estado do Pará. Esse território é composto parcialmente pela Área de Proteção Ambiental São Felix do Xingu, o Parque Nacional da Serra do Pardo e a Estação Ecológica Terra do Meio, todos pertencentes ao Bloco de Conservação da Terra do Meio (Fig. 1).

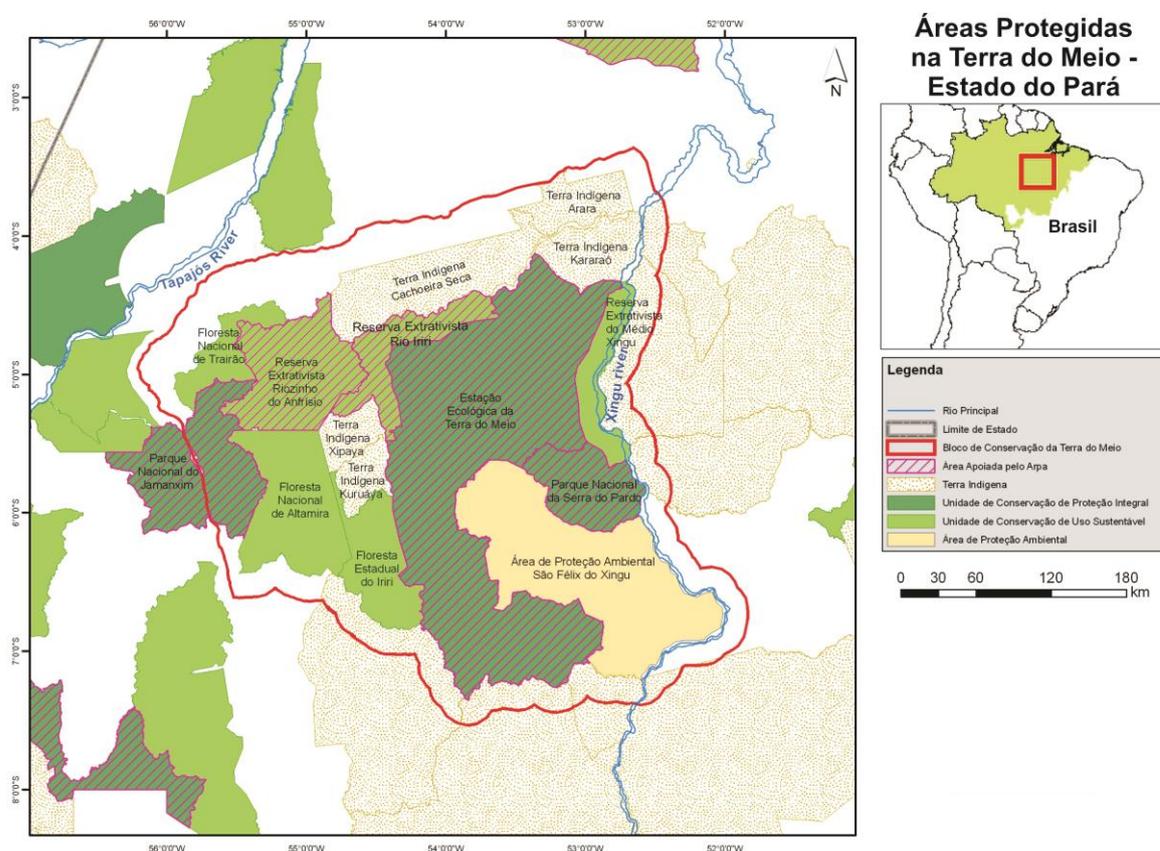


Figura 1 – Mapa de áreas protegidas do Bloco de Conservação da Terra do Meio. Modificado de World Wide Fund For Nature (WWF, 2008)¹.

O projeto foi concebido no âmbito do Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica (PPGG) da Universidade Federal do Pará, sob orientação do Professor Moacir José Buenano Macambira, em parceria com a CPRM-Belém, representada pelo Pesquisador Dr. Marcelo Lacerda Vasquez, com o intuito de otimizar o aproveitamento do acervo de amostras previamente coletadas e subutilizadas em outros projetos. Tal iniciativa tem dado a muitos alunos do PPGG a oportunidade de se aperfeiçoarem com uma utilização reduzida de recursos

¹ <https://www.wwf.org.br/?14360/>

públicos. No caso da presente tese, a parceria não somente forneceu o acervo inicial, como também concedeu posteriormente um novo conjunto de amostras tendo em vista a ampliação da área de trabalho. A cessão de novas amostras e anexação de novas áreas ao estudo se fez oportuna por permitir um volume satisfatório de informações e pela possibilidade de integração com dados previamente gerados em outras áreas chave da região.

O texto conclusivo desse estudo é estruturado em forma tradicional e constitui-se de 8 capítulos. Em decorrência de parte dos resultados ser oriunda de uma etapa de campo e parte ser originada de dados e amostras previamente coletados, optou-se por dividir o capítulo de resultados em dois subcapítulos: O primeiro aborda granitos tipo A da região da estrada Trans-Iriri apresentando dados petrográficos, litoquímicos e isotópicos para os granitos São Pedro do Iriri, Caboclo, Vila Primavera e Jabá; O segundo capítulo aborda predominantemente os granitos cálcio-alcálicos da região central e norte do DIX, apresentando petrografia, litoquímica e geocronologia para os granitos Porto Estrela, Rio Bala e plútons localizados ao longo do Rio Iriri.

A interpretação tectônica de associações complexas de rochas ígneas, incluindo a tríade I-A-S, tem representado desafios na investigação de cinturões magmáticos ao longo do globo. O estudo dessas rochas petrologicamente distintas e de como se interrelacionam pode ajudar a desvendar lacunas deixadas pelas teorias tectônicas clássicas e, ainda, aperfeiçoar os modelos metalogenéticos relacionados a esses ambientes tectônicos. Esse processo passa necessariamente pela geração de dados, caracterização sistemática de suas rochas e posterior contextualização.

2. CONTEXTO GEOLÓGICO

Os múltiplos episódios magmáticos que afetaram a porção sudeste do Cráton Amazônico durante o Orosiriano podem ser divididos em três intervalos temporais. Esses períodos são marcados pela geração de rochas vulcano-plutônicas cálcio-alcálicas do tipo I, subalcálicas a alcálicas do tipo A e ainda rochas máficas. Os domínios tectônicos presentes nesse segmento crustal - Tapajós, Iriri-Xingu (DIX) e Carajás (Fig. 2) - representariam diferentes setores dessa porção continental e registram diferenças significativas em relação aos episódios magmáticos supracitados.

O primeiro intervalo, com idade entre 2030 e 2000 Ma, seria marcado por um vulcano-plutonismo cálcio-alcálico do tipo I identificado exclusivamente no Domínio Tapajós. A porção plutônica dessas rochas seria composta pelo Complexo Cuiu-Cuiu (Almeida *et al.* 1998), um conjunto de ortognaisses e granitóides deformados que compõem uma série com afinidade cálcio-alcálica menos evoluída a cálcio-alcálica de alto K e shoshonítica. Essas rochas apresentam intrusões lenticulares de granitos peraluminosos à duas micas e localmente à granada, possivelmente ligados a um processo de migmatização (Almeida *et al.* 2001, Vasquez *et al.* 2002). A porção extrusiva do magmatismo seria composta pelas vulcânicas ácidas e intermediárias da Formação Comandante Arara (Vasquez *et al.* 2017). Dados geocronológicos indicam idades de cristalização entre 2033 e 2005 Ma para os ortognaisses e granitóides do Complexo Cuiu-Cuiu (U-Pb em zircão, Santos *et al.* 2000, 2001, evaporação de Pb em zircão, Vasquez *et al.* 2017) e entre 2020 e 2012 Ma para as vulcânicas da Formação Comandante Arara (evaporação de Pb em zircão, Vasquez *et al.* 2017). Dados isotópicos de Nd indicam um caráter juvenil ($\epsilon\text{Nd}_{(2,01\text{Ga})} = +1,8$ e $+2,6$, $\text{Nd-T}_{\text{DM}} = 2,09$ e $2,16$ Ga, Sato & Tassinari 1997) para o Complexo Cuiu-Cuiu na porção oeste do Domínio Tapajós, enquanto indicam participação incipiente a moderada de crosta paleoproterozoica e arqueana na porção leste do domínio ($\epsilon\text{Nd}_{(t)} = -1,49$ a $-5,45$, $\text{Nd-T}_{\text{DM}} = 2,41$ a $2,62$ Ga, Vasquez *et al.* 2017). Valores de $\epsilon\text{Nd}_{(t)}$ entre $-0,59$ e $-1,19$ e idades modelo Nd-T_{DM} de $2,29$ e $2,36$ Ga para as vulcânicas da Formação Comandante Arara indicam menor contribuição de fontes crustais para esse vulcanismo relativamente ao Complexo Cuiu-Cuiu na porção leste do domínio.

O segundo intervalo, compreendido entre 2000 e 1960 Ma, é composto por uma série de rochas vulcano-plutônicas cálcio-alcálicas de alto K a shoshoníticas do tipo I. Diferentemente do caráter mais restrito da primeira série de rochas, a segunda série representaria uma expansão do magmatismo para leste, abrangendo os domínios Tapajós e Iriri-

Xingu. No Domínio Tapajós, essa associação seria representada pelos granitóides da Suíte Creporizão e cronocorrelatos, como o Granito São Jorge Velho, e vulcânicas da Formação Vila Riozinho. No Domínio Iriri-Xingu (Fig. 3), esse magmatismo estaria representado por granitóides tipo I da Suíte Vila Rica a sul, e diversos plútons ao longo da porção centro-leste e noroeste desse domínio. Essas rochas plutônicas são acompanhadas do vulcanismo ácido a intermediário da Formação Jarinã (Alves *et al.* 2010), no estado do Mato Grosso, e vulcânicas correlatas mapeadas ao longo do Rio Iriri (Forman *et al.* 1972, Semblano *et al.* 2016a). Dados U-Pb em zircão obtidos para as rochas do Domínio Tapajós indicam idade de cristalização entre 1999 e 1960 Ma para os granitóides da Suíte Creporizão, 1983 e 1981 Ma para o Granito São Jorge Velho e 2002 e 1998 Ma para a Formação Vila Riozinho (Vasquez *et al.* 2000a, Santos *et al.* 2001, Lamarão *et al.* 2002, Villas *et al.* 2013, Borgo *et al.* 2014, Vasquez *et al.* 2017). No Domínio Iriri-Xingu, dados isotópicos indicam idades de cristalização entre 2000 e 1960 Ma para a Suíte Vila Rica, 1987 Ma para as vulcânicas da Formação Jarinã, 1992 e 1986 Ma para granitos tipo I e vulcânicas da porção noroeste do DIX (Barros *et al.* 2008, Alves *et al.* 2010, Semblano *et al.* 2016a). Valores de $\epsilon\text{Nd}_{(t)}$ entre -1,03 e -3,71 e idades modelo Nd- T_{DM} entre 2,26 e 2,49 Ga para as rochas do Domínio Tapajós indicam fontes paleoproterozoicas em sua gênese (Lamarão *et al.* 2005, Vasquez *et al.* 2017). Dados isotópicos Sm-Nd para as rochas do Domínio Iriri-Xingu ($\epsilon\text{Nd}_{(t)}$ entre -2,82 e -9,95 e idades modelo Nd- T_{DM} entre 2,43 e 3,13 Ga, Alves *et al.* 2010, Semblano *et al.* 2016a) indicam predominância de fontes crustais arqueanas.

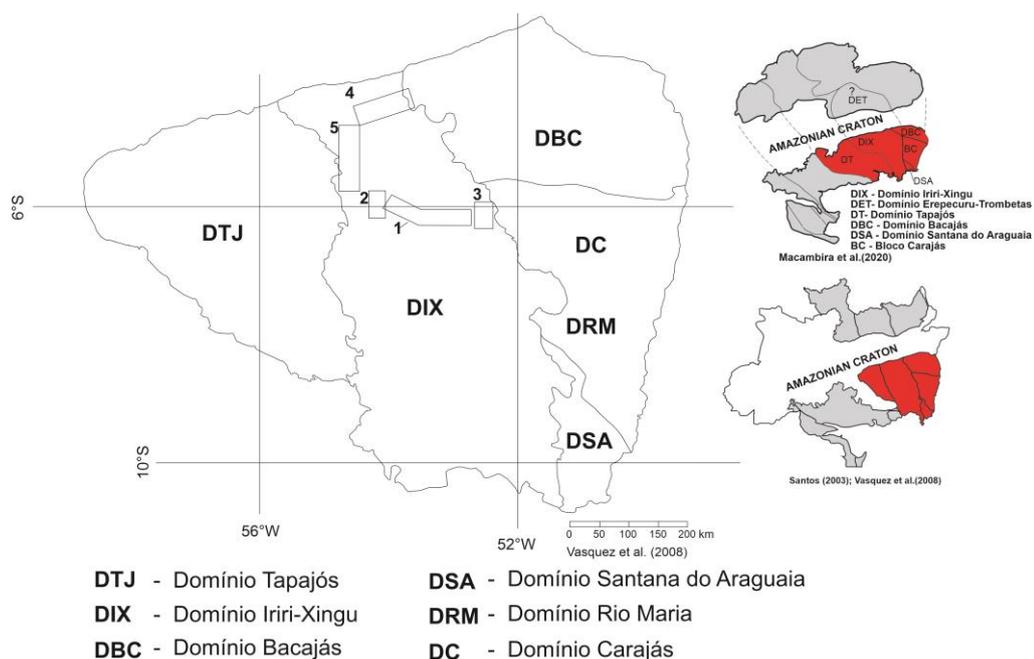


Figura 2 – Províncias geocronológicas do sudeste do Cráton Amazônico. As áreas em destaque demarcam os mapas geológicos de estudo e amostragem. Áreas 1 a 5 correspondem, respectivamente, aos mapas de detalhes: Figuras 4, 16a, 16b, 17a e 17b.

O terceiro intervalo, correspondente ao período entre 1900 e 1860 Ma, apresenta pelo menos duas associações distintas geneticamente: um magmatismo cálcio-alcalino do tipo I e um magmatismo do tipo A contemporâneo a rochas máficas.

O magmatismo cálcio-alcalino do tipo I se estende pelos domínios Tapajós e Iriri-Xingu. No Domínio Tapajós essa associação é mais bem estudada e é formada pelas suítes Tropas, Parauari e granitos cronocorrelatos, como o Granito São Jorge Novo e Jardim do Ouro. Os dados isotópicos para essas rochas registram idades (U-Pb em zircão) entre 1907 e 1870 Ma, valores de $\epsilon\text{Nd}_{(t)}$ entre +0,3 e -5,21, tipicamente variando entre -1 e -3, e idades modelo Nd- T_{DM} entre 2,43 e 2,1 Ga (Vasquez *et al.* 2017 e referências). No DIX, essa associação é carente de dados. A presença de granitos tipo I de 1,88 Ga é inferida indiretamente pela CPRM (Vasquez *et al.* 2008). Nesse trabalho, diversos plútons e batólitos cálcio-alcalinos foram agrupados na unidade interina “Granitos tipo I indivisos”, que provavelmente assimilou também granitos tipo I do episódio magmático anterior (*ca.* 1,98 Ga). Rochas vulcânicas ácidas cálcio-alcalinas do tipo I com idades de *ca.* 1,88 Ga também foram estudadas na porção sul do DIX e são atribuídas ao Grupo Iriri (Rocha *et al.* 2012). Esses vulcanitos apresentaram idade de cristalização U-Pb de 1878 Ma, idades modelo Nd- T_{DM} entre 2,59 e 2,46 Ga e valores de $\epsilon\text{Nd}_{(t)}$ de -6,89 a -3,66 (Rocha *et al.* 2012).

Já o magmatismo do tipo A possui um contexto mais amplo que a associação do tipo I contemporânea e está presente em várias províncias do Cráton Amazônico. Esse magmatismo é atribuído genericamente à *Silicic* LIP Uatumã e é composto por rochas plutônicas, vulcânicas e diques ricos em SiO_2 , subalcalinos a alcalinos, ferroanos, com afinidade às rochas do tipo A.

No Domínio Tapajós, essa associação é representada pela Suíte Maloquinha e as vulcânicas correlatas da Formação Moraes Almeida. Os granitos tipo A da Suíte Maloquinha apresentam intervalos de idade de cristalização entre 1880 e 1864 Ma, e as vulcânicas ácidas da Formação Moraes Almeida apresentam idades de cristalização entre 1890 e 1875 Ma (Santos *et al.* 2001, Lamarão *et al.* 2002). Dados isotópicos Sm-Nd indicam valores de $\epsilon\text{Nd}_{(t)}$ entre -0,72 e -6,67 e idades modelo Nd- T_{DM} entre 2,23 e 2,60 Ga para a Suíte Maloquinha e vulcânicas da Formação Moraes Almeida (Santos *et al.* 2000, Lamarão *et al.* 2005).

No Domínio Carajás, o magmatismo do tipo A se expressa por um amplo plutonismo representado pelas suítes Jamon, Serra dos Carajás, Velho Guilherme (Dall’Agnol *et al.* 2005) e plútons correlatos. Além das rochas intrusivas, enxames de diques félsicos e vulcânicas ácidas associados a diques máficos toleíticos são reconhecidos em diversas áreas desse domínio e

evidenciam o caráter bimodal desse magmatismo na região (Silva Jr. *et al.* 1999, Fernandes *et al.* 2006, 2011, Ferreira 2009, Rodrigues *et al.* 2015, Silva *et al.* 2016). As idades de cristalização para essas suítes graníticas estão no intervalo entre 1893 e 1862 Ma, (zircão, Pb-Pb por TIMS, U-Pb por LA-ICP-MS e SHRIMP, [Machado *et al.* 1991, Dall’Agnol *et al.* 1999c, Avelar *et al.* 1999, Barbosa *et al.* 1995, Macambira & Lafon 1995, Teixeira *et al.* 2002a] apud Dall’Agnol *et al.* 2005, Teixeira *et al.* 2017, Teixeira *et al.* 2018a), enquanto as rochas vulcânicas e diques apresentam idades entre 1887 e 1874 Ma (Rodrigues *et al.* 2015, Silva *et al.* 2016 e referências). Dados isotópicos Sm-Nd apresentam valores de $\epsilon\text{Nd}_{(t)}$ entre -7,9 e -12,2 e idades modelo Nd- T_{DM} entre 2,60 e 3,35 para os granitos tipo A do Domínio Carajás (Teixeira *et al.* 2002a, Dall’Agnol *et al.* 2005 e referências).

No DIX, as unidades do tipo A incluem a Suíte Rio Dourado, designada no norte do estado do Mato Grosso, e diversos plútons individualizados ao longo desse domínio e agrupados na unidade interina “Granitos tipo A indivisos” (Vasquez *et al.* 2008). Na região de São Felix do Xingu, porção leste do DIX, as vulcânicas ácidas correlatas foram atribuídas à Formação Santa Rosa (Fernandes *et al.* 2011). Entretanto, em demais localidades, ambas as rochas vulcânicas félsicas do tipo A e cálcio-alcalinas do tipo I, seguem sendo incluídas no Grupo Iriri (Ex. Vasquez *et al.* 2008, Rocha *et al.* 2012, Lima *et al.* 2021). A Suíte Rio Dourado, vulcânicas do tipo A associadas ao Grupo Iriri, a Formação Santa Rosa e granitos tipo A aflorantes no Rio Iriri apresentaram idades entre 1889 e 1879 Ma (Teixeira *et al.* 2002b, Barros *et al.* 2006, Juliani & Fernandes 2010, Semblano *et al.* 2016a). Essas rochas apresentaram $\epsilon\text{Nd}_{(t)}$ entre -5,35 e -12,2 e idades modelo Nd- T_{DM} entre 2,55 e 3,25 Ga para o DIX (Tabela 1).

Dentre os plútons agrupados estratigraficamente na unidade “granitos tipo A indiferenciados”, alguns apresentam potencial para mineralizações de Sn, como os granitos São Pedro do Iriri, Bom Destino, Triunfo e Ananás (Silva *et al.* 1974). O plúton São Pedro do Iriri, localizado a oeste da área estudada (Vila Canopus) (Fig. 4), é associado a depósitos aluvionares de cassiterita explorados na década de 80, juntamente com os depósitos do Granito Bom Jardim e Mocambo da Suíte Velho Guilherme. Ainda hoje os depósitos aluvionares são explorados em pequena escala por meio de garimpos de situação irregular (Fig. 5).

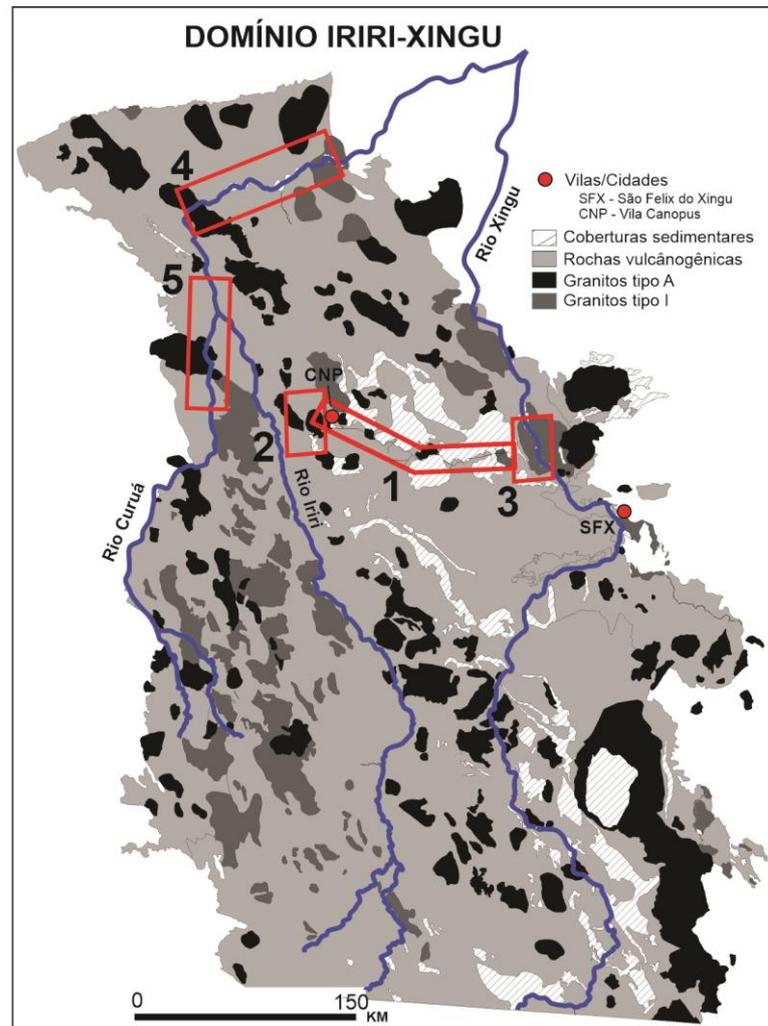


Figura 3 – Mapa simplificado do Domínio Iriri (Modificado de Vasquez *et al.* 2008). Áreas 1 a 5 correspondem às áreas de detalhe da Figura 1.

As rochas estudadas neste trabalho se localizam na porção centro-leste e noroeste do DIX (Tabela 2). Nessas regiões foram estudados os aqui definidos granitos Porto Estrela e Rio Bala, assim como amostras de diversos corpos graníticos aflorantes na região noroeste do domínio, ao longo do curso do Rio Iriri. Também foram caracterizados os granitos tipo A São Pedro do Iriri, Jabá, Caboclo e Vila Primavera.

Tabela 1 – Dados isotópicos Sm-Nd para granitos tipo A do DIX e região de São Felix do Xingu (Domínio Carajás).

Regiões do DIX	Plúton	Sm-Nd (Rocha total)	
		Nd-T _{DM} (Ga)	εNd _(t)
S. I. Velho Guilherme			
Leste	Antônio Vicente	3,25	-12,1 (5)
	Mocambo	2,98	-7,9 (5)
	Rio Xingu	3,00	-12,2 (5)
Norte e Oeste	Granitos tipo A	2,87	-8,76 (1)
		2,55	-5,35 (2)
		2,62; 2,61; 3,10;	-3,10; -10,7; -7,81 (3)
Sul	Suíte Rio Dourado	2,7	-7,09 (4)

1 - Semblano *et al.* 2016a, 2 - Sato & Tassinari 1997, 3 – Barros *et al.* 2011, 4 – Alves *et al.* 2010, 5 - Teixeira *et al.* 2002.

Tabela 2 – Compilação de unidades ígneas presentes na porção sudeste do Cráton Amazônico.

PTJ - Domínio Tapajós			PAC (Domínio Iriri-Xingu)			Domínio Carajás			
Unidade	Afinidade Química	Idades de Cristalização (Ma)	Unidade	Afinidade Química	Idades de Cristalização (Ma)	Unidade	Afinidade Química	Idades de cristalização (Ma)	
1900-1860 Ma	Suíte Maloquinha	Tipo A	1882-1880 (PEz)(18)(22); 1871-1864 (USz)(17)	Suíte Rio Dourado	Tipo A	1876 ± 11 (UTz) (9)/ 1878 ± 4; 1864 ± 5 (PEz) (6)/ 1884 ± 4 (UTz) (3)/ 1879 ± 5 (15)	Suíte Velho Guilherme	Tipo A	1862-1867 (PEz)(2); 1873-1882 (USz)(27)
				Granito tipo A indiferenciado (Semblano <i>et al.</i> 2016a)	Tipo A	1889 ± 2 (PEz) (11)	Suíte Serra dos Carajás	Tipo A	1874-1883 (Uz)(24); 1882-1884 (USz)(27)
				Granitos São Pedro do Iriri, Caboclo, Vila Primavera e Jabá	Tipo A	1897 ± 8/ 1887 ± 14 (ULz)(34)	Suíte Jamon	Tipo A	1885 (PEz)(25); 1865-1883 (USz)(27)
	Formação Moraes Almeida	Tipo A	1890-1875 (PEz)(18)	Grupo Iriri (Lima <i>et al.</i> 2021)	Tipo A	1870 ± 11, 1863 ± 14 (ULz) (15)	Gr. Iriri- Santa Rosa	Tipo A	1877 (Uz)(32)
				Fm. Santa Rosa	Tipo A	1884 ± 2; 1879 ± 2 (PEz) (7)	Diques Félsicos (1,88 Ga)	Tipo A	1874-1887 (PEz)(28,29,31); 1880-1881 (Uz)(30); 1895 (USz)(32)
	Fm. Salustiano	HKCA	1888-1870 (?)	Grupo Iriri (Alves <i>et al.</i> 2010)	HKCA	-			
	Fm. Bom Jardim/ And. Joel-Mamoal	HKCA – SHO	1889-1886 (?)	Gr. Iriri (Rocha <i>et al.</i> 2012)	HKCA	1878 ± 12 (ULz) (10)			
				Fm. Sobreiro	HKCA	1865 ± 5 (PEz) (2)			
	Suíte Tropas	CA	1897-1892 (USz)(20)	Granito Rio Bala	HKCA	1877 ± 8.2 (ULz)(34)			
	Suíte Parauari – Gr	HKCA	1879 (UTz)(21); 1883 (PEz)(19)?						
Suíte Parauari – Grn	CA-HKCA								
Granito São Jorge Novo	HKCA	1891 (PEz)(18)							
Jardim do Ouro	HKCA	1880 (PEz)(18)							
Suíte Ingarana; Gabro São Domingos	MT-MCA	1887 (PEz)(19); 1881-1880 (USz)(20); 1881 (Ubd)(20)	Suíte Flor da Serra	MT		Diques máficos (1,88 Ga)	MT		
Gabro Rio Novo	MT-MCA	1872 (PEz)(23)	Gabro Santa Inês	MT					
2000-1960 Ma	Fm. Vila Riozinho	CA-HKCA-SHO	2002 -1998 (PEz)(16)(18)	Fm. Jarina	CA-HKCA	1987 ± 14 (UTz) (6)			
				Gr. Iriri (Semblano <i>et al.</i> 2016a)	HKCA (33)	1989 ± 4; 1988 ± 2; (PEz) (11)			
	Suíte Creporizão	CA-HKCA-SHO	1987-1968 (PEz)(16)(19); 1968-1963 (USz)(17)	Suíte Vila Rica	CA-HKCA	1968 ± 2.4 (PEz) (6) 1976 ± 9 (UTz) (5)			
	Granito São Jorge Velho	HKCA	1983-1981 (PEz)(18)	Granitos tipo I indiferenciados (Semblano <i>et al.</i> 2016a)	HKCA	1986 ± 4; 1986 ± 2; 1992 ± 3; (PEz) (11)			
Granito Porto Estrela				HKCA	1972 ± 6,6 (ULz)(34)				
2035-2005 Ma	Complexo Cuiú-Cuiú	CA-HKCA-SHO	2033-2005 (USz)(17); 2016-2010 (PEz)(16)						
	Fm. Comandante Arara	CA-HKCA-SHO	2020-2012 (PEz)(16)						

Afinidades químicas das associações magmáticas: CA – Cálcio-alcálica; HKCA – Cálcio-alcálica de alto K; SHO – Shoshonítica; MT – Máfico Toleítico; MCA – Máfico cálcio-alcálico; Métodos de datação: PEz – Pb por evaporação de Zr; UTz – U-Pb em zircão por TIMS; ULz – U-Pb em zircão por LA-ICP-MS; USz – U-Pb em zircão por SHRIMP; Uz – U-Pb em zircão, método não informado; Ub – U-Pb em badeleíta. Fontes bibliográficas: 1 - Sato & Tassinari (1997); 2 - Teixeira *et al.* (2002); 3 - Barros *et al.* (2006); 4 - Pinho *et al.* (2006); 5 - Padilha (2007); 6 - Alves *et al.* (2010); 7 - Juliani & Fernandes (2010); 8 - Fernandes *et al.* (2011); 9 - Barros *et al.* (2011); 10 - Rocha *et al.* (2012); 11 - Semblano *et al.* (2016a); 12 - Fernandes & Juliani (2019); 13 - Roveratto *et al.* (2019); 14 - Vasquez *et al.* (2019); 15 - Lima *et al.* (2021); 16 - Vasquez *et al.* (2017); 17 - Santos *et al.* (2001); 18 - Lamarão *et al.* (2002); 19 - Vasquez *et al.* (2000b); 20 - Santos *et al.* (2004); 21 - Santos *et al.* (2000); 22 - Vasquez *et al.* (1999); 23 - Santos *et al.* (2013); 24 - Machado *et al.* (1991); 25 - Dall’Agnol *et al.* (1999c); 26 - Avelar *et al.* (1999); 27 - Teixeira *et al.* (2018a); 28 - Oliveira (2006); 29 - Ferreira (2009); 30 - Silva *et al.* (2016); 31 - Rodrigues *et al.* (2015); 32 - Antônio *et al.* (2017); 33 - Alcântara (dados não publicados); 34 - Este trabalho.

2.1 PROBLEMÁTICA

O estudo geológico sistemático da Amazônia remonta a década de 70, no âmbito do levantamento de recursos minerais do Projeto RADAMBRASIL. Uma parceria à época com o Centro de Pesquisas Geocronológicas do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo viria a gerar uma enorme quantidade de dados geocronológicos que subsidiariam uma revolução do conhecimento geológico da região amazônica. O dirigente do centro de pesquisas, Professor Umberto Cordani, ao final da década de 70 e ao longo da década de 80 formulou uma reinterpretação do Cráton Amazônico à luz da ‘recém-consolidada’ teoria da tectônica de placas – pelos geocientistas John Tuzo Wilson e Dan McKenzie na década de 60 - e sob influência de trabalhos vanguardistas que aplicaram o conceito de províncias geocronológicas (ex. Stockwell 1975). Ainda nos anos 70, o professor e seus orientandos-futuros-professores redigiram trabalhos pioneiros sobre as rochas da região amazônica (ex. Basei 1978, Tassinari 1978, Teixeira 1978) e, nas décadas seguintes, seu modelo evolutivo viria a ser mudado e aperfeiçoado. Entre as reinterpretações evolutivas mais importantes, cita-se o trabalho de Professor Wilson Teixeira e coautores (Teixeira *et al.* 1989), dos professores Colombo C. G. Tassinari e Moacir J. B. Macambira (Tassinari & Macambira 1999, 2004), do Pesquisador João Orestes S. Santos (Santos *et al.* 2000), e ainda a reinterpretação a nível de domínios tectônicos do Pesquisador Marcelo L. Vasquez (Vasquez *et al.* 2008)

Apesar de todo o avanço do conhecimento científico, o Domínio Iriri-Xingu ainda permanece uma das áreas com menor densidade de dados geológicos do Cráton Amazônico. Enquanto o vizinho Domínio Tapajós apresenta em parte sucessões magmáticas associadas a um ambiente de margem continental ativa, o Domínio Carajás apresenta franco caráter cratônico desde o Neoarqueano. O DIX, no centro, abriga um conjunto vulcano-plutônico complexo, extenso e relativamente pouco conhecido que ainda possui interpretação inconclusiva na bibliografia (ex. Vasquez *et al.* 2008, Fernandes *et al.* 2011, Motta *et al.* 2022).

Nas últimas décadas, as rochas plutônicas (Padilha & Barros 2008, Alves *et al.* 2010, Barros *et al.* 2011, Semblano *et al.* 2016a) e vulcânicas (Juliani & Fernandes 2010, Fernandes *et al.* 2011, Roverato *et al.* 2017, 2019, Lima *et al.* 2021) das regiões norte, sul e leste do DIX foram objetos de pesquisa. Particularmente em sua região central, o domínio permanece carente de dados geológicos básicos. Os trabalhos citados identificaram que o pacote vulcânico ácido anteriormente atribuído genericamente ao Grupo Iriri (Ex. Vasquez *et al.* 2008) de fato englobava várias associações vulcânicas distintas geocronologicamente e quimicamente. Além disso, dados geocronológicos gerados quatro décadas depois da primeira investigação da

Formação Iriri (Forman *et al.* 1972) mostraram que as rochas dessa unidade na área tipo não são correlatas ao magmatismo Uatumã, mas sim, 100 Ma mais velhas do que o aceito na literatura (Semblano *et al.* 2016a).

No DIX, o evento vulcano-plutônico mais antigo (2,00 a 1,96 Ga) é relativamente desconhecido quando comparado às rochas correlatas do Domínio Tapajós. Dados publicados para essas rochas têm evidenciado uma afinidade química com as rochas do tipo I. Entretanto, interpretações sobre sua classificação (tipo I caledoniano ou cálcio-alcálico de arco maduro) e seu ambiente tectônico de origem ainda se mostram divididas entre uma margem continental ativa ou um ambiente pós-colisional (Alves *et al.* 2010).

Por sua vez, a sucessão magmática com idades entre 1,90 e 1,86 Ga é complexa e ainda apresenta inconsistências estratigráficas, especialmente em relação à associação vulcânica ácida. A unidade Iriri, alçada à categoria de grupo por Pessoa *et al.* (1977), ainda hoje é indivisa no DIX e é atribuída a pelo menos três conjuntos vulcânicos: as rochas vulcânicas cálcio-alcálicas do tipo I de 2,0 a 1,96 Ga (Vasquez *et al.* 2008, Semblano *et al.* 2016a), as rochas vulcânicas cálcio-alcálicas do tipo I de 1,90 a 1,86 Ga (Alves *et al.* 2010, Rocha *et al.* 2012) e as vulcânicas subalcálicas a alcálicas com afinidade às rochas do tipo A (Lima *et al.* 2021). Na região leste do domínio, o pacote de rochas vulcânicas ácidas do tipo A foram atribuídas à Formação Santa Rosa (Fernandes *et al.* 2011), mas essa definição se restringe ao local tipo.

Cita-se ainda que dois modelos genéticos para as rochas tipo I são defendidos na literatura: o primeiro explica sua gênese através da interação de magmas mantélicos e produtos crustais (Ex. Clemens *et al.* 2009); e o segundo explica sua gênese através da fusão de produtos crustais máficos e intermediários por *dehydration melting* (Ex. Clemens & Vielzeuf 1987, Roberts & Clemens 1993, Patiño Dolce *et al.* 1995) ou por mecanismos propostos mais recentemente, como a fusão por *fluid-influx* (Aranovich *et al.* 2014, Castro 2020). Essa diferença essencial no mecanismo de formação é associada a ambientes tectônicos distintos. O primeiro modelo é geralmente ligado ao processo de subducção em margens convergentes, enquanto o segundo é associado a ambientes pós-colisionais ou pós-orogênicos.

A problemática envolvendo a gênese das rochas do tipo I e sua ambiência tectônica se propagam, por consequência, para os trabalhos de cunho regional, como os desenvolvidos no Cráton Amazônico. Uma proposta evolutiva para os domínios Tapajós e Iriri-Xingu por meio de sucessivos arcos magmáticos tem sido defendida por alguns autores. Critérios como a afinidade cálcio-alcálica e dados U-Pb (Santos *et al.* 2000, 2004, Fernandes *et al.* 2011),

morfologia do vulcanismo (Lagler *et al.* 2019), sugestão de participação mantélica para as fontes magmáticas por meio da sistemática isotópica Sr-Nd-Pb (Fernandes & Juliani 2019), entre outros pontos, têm sido apresentados para sustentar essa hipótese. Por outro lado, a afinidade cálcio-alcálica de alto K a shoshonítica que se assemelham às rochas do tipo I caledonianas, a ampla ocorrência de rochas vulcano-plutônicas anorogênicas contemporâneas, além do registro isotópico de Nd e Hf típico de retrabalhamento de crosta arqueana, podem apontar uma ambiência tardi ou pós-orogênica, como sugerido anteriormente por Vasquez *et al.* (2002). Desse modo, a interpretação evolutiva integrada das rochas presentes na borda SE do Cráton Amazônico envolve inevitavelmente a interpretação petrogenética das associações cálcio-alcálicas do tipo I presentes nos domínios Tapajós e Iriri-Xingu.

Os fatores listados acima exprimem a complexidade geológica apresentada na região do DIX e o adjacente Tapajós, assim como evidenciam o baixo nível de conhecimento dessas áreas em relação a outras províncias do Cráton Amazônico. O entendimento da história evolutiva desse setor crustal, dessa forma, passa necessariamente pelo estudo sistemático e pela caracterização da associação vulcano-plutônica orosiriana e rochas associadas presentes nessa região.

2.2 OBJETIVOS

Esta tese tem o objetivo de inferir aspectos dos ambientes de formação e os processos relativos à tectônica e evolução crustal do Domínio Iriri-Xingu, sudeste do Cráton Amazônico, a partir da caracterização, classificação e interpretação das rochas graníticas de suas porções central e norte.

Os objetivos específicos são:

- Caracterizar petrográfica e geoquimicamente as unidades graníticas visando determinar sua afinidade com as rochas dos tipos I e A;
- Determinar a cronologia absoluta dessas unidades por meio do método U-Pb em zircão, permitindo sua associação precisa com os eventos magmáticos orosirianos do sudeste do Cráton Amazônico;
- Determinar o tempo de extração mantélica do material de origem dessas unidades por meio da metodologia Lu-Hf em zircão e Sm-Nd em rocha total, a fim de discutir a natureza dos magmatismos registrados e suas fontes, além de inferir aspectos da formação e evolução da crosta continental do Domínio Iriri-Xingu.

3. METODOLOGIA

3.1 LEVANTAMENTO DE CAMPO E AMOSTRAGEM

O acervo de trabalho do projeto foi obtido por meio da união de material cedido pela CPRM-Belém/PA e coletado através de uma etapa de campo na região de estudo. O material cedido pela CPRM incluiu amostras de rocha, lâminas delgadas e polidas, concentrados de zircão e dados de campo georreferenciados. A análise do material fornecido permitiu a realização de: um estudo petrográfico preliminar, definindo os litotipos e possíveis unidades aflorantes; a confecção de mapas com informações de campo, petrográficas, aerogeofísicas e topográficas; e a preparação de amostras para análises isotópicas, resultando na datação dos granitos Porto Estrela, Rio Bala e São Pedro do Iriri.

A etapa de pesquisa e amostragem em campo foi realizada no segundo semestre de 2019. Nessa etapa foi realizada um transecto na região do interflúvio Iriri-Xingu, ao longo da estrada Trans-Iriri. O mapeamento consistiu do levantamento georreferenciado de afloramentos e cruzamento com informações aerogeofísicas e topográficas. O planejamento de amostragem, realizado anteriormente ao campo, definiu as unidades prioritárias e possíveis oportunidades de estudo.

3.2 LITOQUÍMICA DE ROCHA TOTAL

Vinte e quatro amostras de rocha total dos granitos estudados foram analisadas no Laboratório ALS Ltd. As análises incluíram a determinação do conteúdo de elementos maiores e elementos traço, incluindo os elementos terras raras. Os elementos maiores foram analisados por Espectrometria de Emissão Atômica por Plasma Acoplado Indutivamente (ICP-AES) e os elementos traço por Espectrometria de Massa por Plasma Acoplado Indutivamente (ICP-MS). Os procedimentos analíticos detalhados utilizados pela ALS podem ser acessados através de site da companhia². Os resultados analíticos foram processados e plotados através dos softwares GeoChemical Data Toolkit 3.0 e Excel[®].

² www.alsglobal.com

3.3 GEOCRONOLOGIA U-Pb *IN SITU* EM ZIRCÃO

Para as análises de zircão, os grãos das amostras foram separados pelos procedimentos padrão de moagem, peneiramento, bateamento, separação magnética e catação do Laboratório de Apoio e Preparação de Amostras de Material Geológico da CPRM–Belém e do Laboratório de Geologia Isotópica da UFPA (Pará-Iso). Os grãos foram montados em uma resina epoxy circular e polidos para exposição de seus interiores. A morfologia e estrutura interna dos cristais foram caracterizados por imagens de catodoluminescência (CL) e de elétrons retroespalhados (BSE). Os pontos de análise foram escolhidos preferencialmente evitando áreas fraturadas, inclusões e estruturas metamórficas.

As análises isotópicas foram realizadas em dois laboratórios. As primeiras análises foram realizadas no Laboratório Pará-Iso (Milhomem Neto & Lafon 2019) utilizando um espectrômetro MC-ICP-MS da marca Thermo Finnigan modelo Neptune acoplado a um laser Nd:YAG 213 nm modelo LSX-213 G2 da marca CETAC. A aquisição de dados foi feita através da leitura de 40 ciclos (1,049 s), tempo de ablação do zircão *ca.* 42 segundos e *spot size* de 25 μm . O material de referência GJ1 (Jackson *et al.* 2004) foi utilizado como padrão primário. Para controle complementar de qualidade, um padrão secundário foi adotado utilizando o material de referência Plešovice (Slama *et al.* 2008). Os dados LA-MC-ICP-MS foram reduzidos utilizando uma tabela Excel desenvolvida por Chemale *et al.* (2012). O restante das análises foi realizado no Laboratório de Geoquímica Isotópica da Universidade Federal de Ouro Preto (UFOP). Os dados U-Pb foram obtidos através de um espectrômetro Thermo Finnigan modelo Element 2 acoplado a um sistema laser Photon-Machines (193 nm). Os dados foram adquiridos utilizando o modo *peak jumping* com 20 segundos de leitura de *background*, 20 segundos de ablação do zircão e *spot size* de 30 micrometros. A redução dos dados foi realizada no *software* GLITTER. A correção de Pb comum foi aplicada utilizando uma tabela do MS Excel (Gerdes & Zeh 2006) baseado no modelo de evolução do Pb terrestre de Stacey & Kramers (1975).

Nos dois casos, a seleção de dados para cálculo das idades levou em consideração a contribuição de Pb comum (f_{206}), erros das razões isotópicas e porcentagens de discordância. O cálculo das idades e a plotagem das razões isotópicas no diagrama concórdia foi realizado pelo Isoplot 3.15 (Ludwig 2003) e os erros foram calculados para o intervalo de 2σ .

3.4 ANÁLISES ISOTÓPICAS Lu-Hf *IN SITU* EM ZIRCÃO

As análises isotópicas Lu-Hf foram executadas no Laboratório Pará-Iso/UFGA. O procedimento de análise de Hf (Milhomem Neto & Lafon 2019) foi realizado em um MC-ICP-MS Neptune Thermo Finnigan acoplado a um laser CETAC G2 LSX-213 Nd:YAG 213 nm. O tamanho de spot utilizado foi de 50 μm com um tempo de ablação de 60 segundos. Os padrões Mud Tank e GJ-1 foram utilizados para as correções de massa das razões isotópicas Lu-Hf. Os dados foram processados em tabela Excel para calcular as razões $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ e $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ e o parâmetro εHf para cada *spot*. O parâmetro $\varepsilon\text{Hf}_{(T)}$ foi calculado utilizando os valores atuais do CHUR de $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0,282785$ e $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0,0336$ (Bouvier *et al.* 2008). As razões utilizadas para o Manto Depletado são $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0,0388$ e $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0,28325$ (Andersen *et al.* 2009). O cálculo da idade modelo de dois estágios de Hf utilizou a razão de $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ de 0,015 para a média da crosta continental ($\text{Hf-T}_{\text{DM}}^{\text{C}}$, Griffin *et al.* 2004, Belousova *et al.* 2010).

3.5 ANÁLISES ISOTÓPICAS Sm-Nd EM ROCHA TOTAL

As análises isotópicas Sm-Nd foram realizadas no Laboratório de Geocronologia e Geoquímica Isotópica da UnB, e seguiram o método descrito por Gioia & Pimentel (2000). O procedimento padrão prevê a pulverização das amostras, mistura com a solução traçadora ^{149}Sm - ^{150}Nd e posterior dissolução em ácido. A separação dos elementos lantanídeos foi realizada por métodos convencionais em colunas de troca iônica (constituídas de quartzo) com o uso de resina BIO-RAD AG-50w-x8. Por sua vez, a extração dos elementos Sm e Nd foi realizada em colunas de teflon empacotadas com resina LN-Spec. As frações obtidas foram depositadas em arranjos duplos de filamentos e analisadas em um MC-TIMS da marca TRITON em modo estático. As razões isotópicas foram normalizadas para a razão $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,7219$ e a constante de decaimento (λ) utilizada foi de $6,54 \times 10^{-12} \text{ a}^{-1}$ (Lugmair & Marti 1978). As idades Nd- T_{DM} em estágio simples e duplo foram calculadas por um algoritmo que itera o tempo geológico, de $t = 0$ (momento atual) até 4.56 Ga, calculando e comparando os parâmetros $\varepsilon\text{Nd}_{(T)}$ para a rocha analisada e para o modelo do manto depletado de DePaolo (1981), e, por fim, retorna o tempo em que os parâmetros são correspondentes.

4. RESULTADOS

4.1 GRANITOS TIPO A DA REGIÃO CENTRO-LESTE DO DOMÍNIO IRIRI-XINGU.

A área do estudo se localiza na região entre os rios Iriri e Xingu, a oeste do município de São Felix do Xingu, estado do Pará, Brasil. Essa região é cortada aproximadamente na direção E-W pela estrada Trans-Iriri, uma via sem revestimento construída na década de 80 para a exploração dos depósitos de cassiterita associados ao Granito São Pedro do Iriri. O trabalho de campo ao longo dessa via permitiu a caracterização desse granito e de mais três corpos graníticos do tipo A não descritos na literatura, que foram nomeados conforme os topônimos locais (vilas ou ramais). Os três corpos graníticos são denominados neste trabalho, em ordem de ocorrência de leste para oeste, como granitos Vila Primavera, Caboclo e Jabá.

4.1.1 Geologia

Os granitos tipo A estudados afloram como corpos irregulares, sub-circulares ou ainda levemente alongados na direção NW-SE. São associados a um típico relevo cupuliforme de declividades moderadas a acentuadas (Fig. 5a). Os afloramentos constam geralmente de blocos e lajedos (Fig. 5b). Nos mapas aerogeofísicos analisados, o litotipo apresenta excelente distinção das demais unidades geológicas por meio dos sensores gamaespectrométricos e magnéticos. Nos mapas aerogamaespectrométricos, os granitos apresentam alto enriquecimento em K, eTh e eU (Fig. 6a, b, c).

Nos mapas magnetométricos de sinal analítico (Fig. 6d, e, f), os corpos estudados distinguem-se em dois padrões: os granitos Vila Primavera, Caboclo e São Pedro do Iriri apresentam intensidade de campo magnético muito baixo ($<0,025$ nT/m); e o Granito Jabá apresenta padrão mais heterogêneo e intensidades de campo magnético moderadas (0,250 a 0,045 nT/m). No campo, o contato com as unidades adjacentes é raramente observado. Portanto, os limites das intrusões foram definidos a partir das imagens aerogeofísicas acima descritas em adição a dados de modelo digital de terreno e de campo.

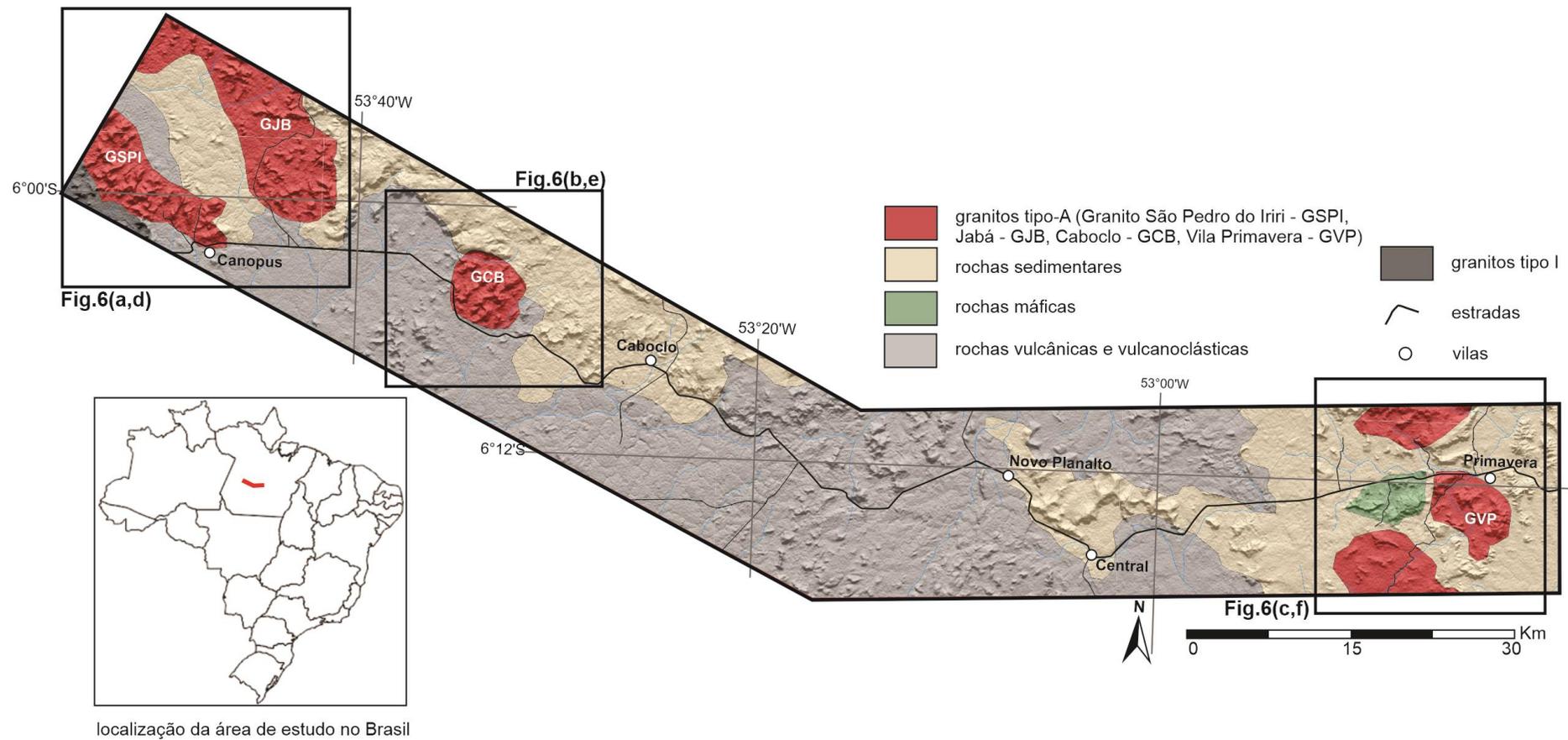


Figura 4 – Mapa geológico da faixa ao longo da estrada Trans-Iriri e sua localização em território nacional.

Em escala mesoscópica, os granitos tipo A da região de estudo têm coloração rósea, não apresentam deformação e possuem textura equigranular ou por vezes porfirítica. Localmente, são identificados enclaves ricos em minerais máficos, intrusões de diques máficos ou félsicos, e veios de quartzo.

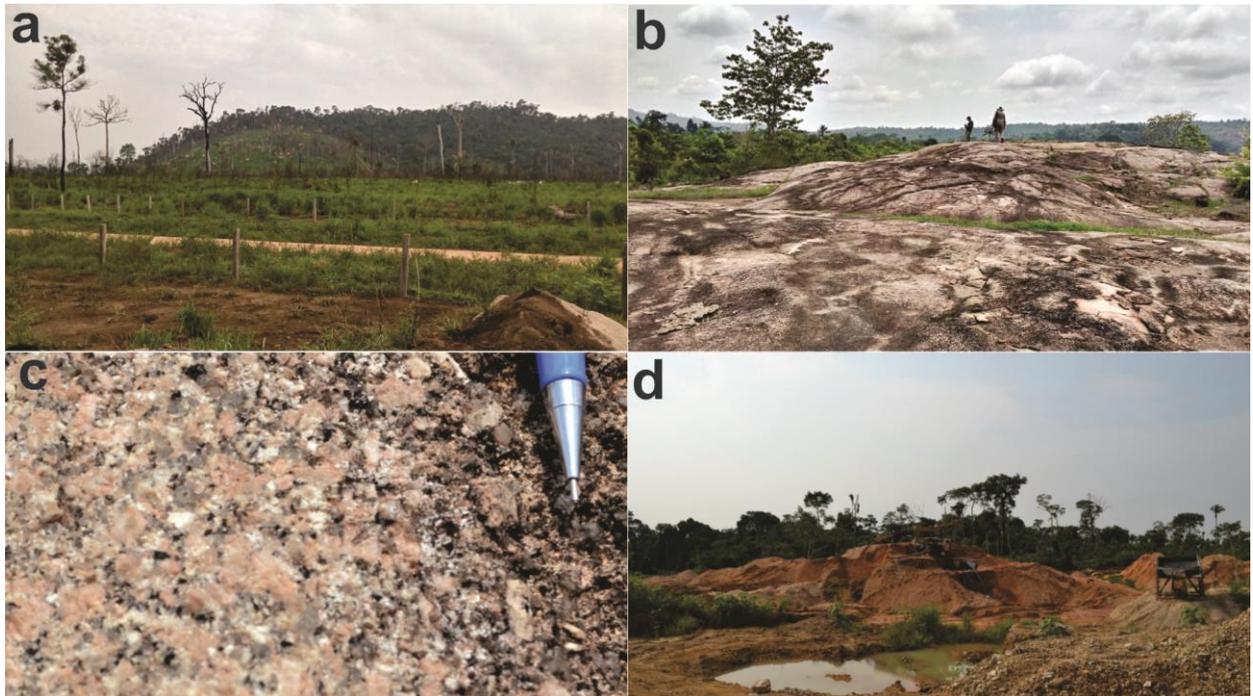


Figura 5 - A) Relevo de morros associado à ocorrência dos granitos tipo A na região estudada. B) Afloramento (A-56) em lajedo do Granito Vila Primavera. C) Textura inequigranular hipidiomorfa e coloração rósea, típicas da unidade (Afloramento A56). D) Exploração ilegal de depósitos aluvionares de cassiterita na região da Vila Canopus.

4.1.1.1 Granito Vila Primavera

O Granito Vila Primavera é composto por 3 plútons aflorantes na porção leste da área estudada que, juntos totalizam uma área aproximada de 165 km². Essas intrusões se encaixam em rochas sedimentares epiclásticas. Os corpos ígneos apresentam padrão gamaespectométrico rico em K, eTh e eU, e localmente enriquecido em eTh, que diverge do padrão menos radiogênico e mais empobrecido em eTh das rochas sedimentares circundantes (Fig. 6c). Nos mapas magnetométricos de sinal analítico, os granitos se destacam por um padrão ainda menos magnético que circundantes as rochas sedimentares circundantes (Fig. 6f). O mapa magnético de sinal analítico ainda evidencia duas intrusões máficas marcadas por fortes anomalias positivas na região de ocorrência desse granito: uma intrusão máfica de formato subelipsoidal irregular localizada em meio aos três plútons graníticos, e um provável dique máfico de direção NE-SW, que corta o padrão magnético característico dos granitos Vila Primavera. Os corpos são caracterizados por relevo cupuliforme de declividade moderada, que se confunde

parcialmente ao padrão de relevo de parte das rochas sedimentares epiclásticas. As amostras CR-06, A-55 e A-57 do Granito Vila Primavera são hololeucocráticas ($m' = 3,3$ a $9,1\%$) e são classificadas como biotita leuco monzogranito grosso (cBLMGr³) e biotita monzogranito grosso (cBMGr) (Tabela 3) (Fig. 7).

4.1.1.2 Granito Caboclo

O Granito Caboclo constitui uma única intrusão de forma circular, com área de 35 km^2 , que aflora na porção centro-oeste da área de estudo. O corpo se encaixa próximo ao limite de direção NW-SE entre rochas vulcânicas e vulcanoclásticas, a sudoeste, e aparentemente rochas sedimentares a nordeste. O relevo cupuliforme acentuado observado no modelo digital de terreno, o padrão radiogênico enriquecido em K, eTh e eU apresentado no mapa aerogamaespectrométrico e os baixos valores de campo magnético são excelentes delimitadores para esse corpo granítico. As rochas vulcânicas a sudoeste da intrusão são caracterizadas por um relevo mais aplainado, um padrão mais radiogênico e mais enriquecido em eTh e valores moderados a altos nos mapas magnetométricos de sinal analítico. Já o litotipo aflorante a NE do Granito Caboclo é marcada por relevo de declividades moderadas e cotas mais elevadas comparativamente às rochas vulcânicas a sudoeste. Essas rochas se destacam pelo padrão pouco radiogênico em mapas aerogamaespectrométricos e valores de campo magnético mais heterogêneos e mais baixos que as rochas vulcânicas vizinhas, porém mais altas que o do Granito Caboclo. As amostras A-43, A-44 e CR-24 do Granito Caboclo são hololeucocráticas ($m' = 2,9$ a $4,2\%$) e classificadas como biotita leuco monzogranito médio (mBLMGr) e grosso (cBLMGr).

4.1.1.3 Granito Jabá

O Granito Jabá compreende um batólito alongado na direção NNW-SSE que aflora na porção oeste área de estudo. O corpo ocupa uma área total aproximada de 638 km^2 , dos quais, aproximadamente 85 km^2 estão inclusos na área de estudo. Nessa área, o corpo se encaixa em rochas sedimentares epiclásticas e aparentemente rochas vulcânicas e vulcanoclásticas. Nos mapas aerogamaespectrométricos, o granito se distingue das encaixantes pelo padrão enriquecido em K, eTh e eU, que difere do padrão pouco radiogênico das rochas epiclásticas em sua borda leste e das rochas vulcânicas e vulcanoclásticas, a sul e oeste. O relevo associado a esse granito é cupuliforme de declividades moderadas, que se assemelha ao padrão apresentado pelos demais granitos próximos, mas se destaca do relevo aplainado relacionado

³ Nomenclaturas de fácies exibida na Tabela 3.

às rochas vulcânicas e vulcanoclásticas. Nos mapas magnetométricos de sinal analítico, o Granito Jabá mostra padrão heterogêneo e valores de campo magnético mais elevados que as rochas encaixantes. As amostras do Granito Jabá, A-34, A-35 e A-37, são hololeucocráticas ($m' = 1,3$ a $5,9\%$), e podem ser classificadas respectivamente como biotita leuco quartzomonzonito grosso (cBLQMn), biotita leuco monzogranito grosso (cBLMGr) e biotita leuco sienogranito médio (mBLSGr).

4.1.1.4 Granito São Pedro do Iri

O Granito São Pedro do Iri consiste em um plúton localizado na porção oeste da área de estudo, com forma alongada na direção NW-SE e área aproximada de 57 km^2 . A intrusão se encaixa em rochas vulcânicas, sedimentares e parcialmente em um corpo granítico, em sua borda oeste. Esse corpo se distingue das rochas sedimentares e vulcânicas pelo contraste no mapa aerogamaespectrométrico e pelo padrão de relevo observado no modelo digital de terreno. O plúton apresenta padrão radiogênico enriquecido em K, eTh e eU e relevo cupuliforme de declividades acentuadas, enquanto os sedimentos epiclásticos mostram padrão pouco radiogênico e as vulcânicas apresentam enriquecimento em eTh, ambos caracterizados por um relevo mais aplainado. O Granito São Pedro do Iri se difere dos demais corpos graníticos, principalmente pelo padrão de baixo magnetismo apresentado no mapa magnetométrico de sinal analítico, que o difere dos valores médios a altos do Granito Jabá a nordeste, e o corpo granítico encaixante, a sudoeste. Ainda do mapa magnetométrico, depreende-se que o granito estudado é cortado por um provável dique máfico de direção NE-SW e seja afetado em sua borda leste por uma ramificação desse dique, de direção E-W.

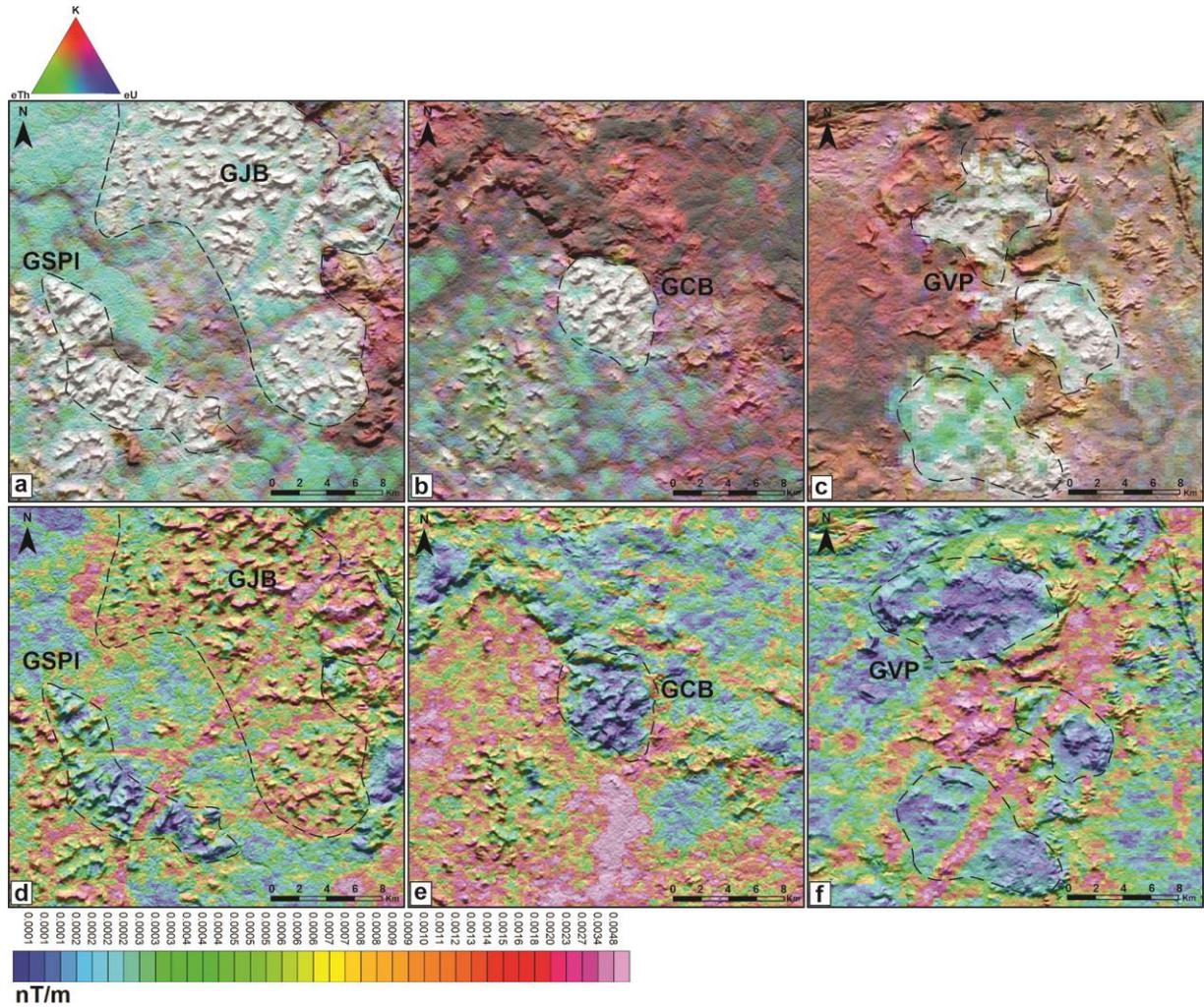


Figura 6 – Mapas aerogeofísicos dos corpos estudados em uma composição ternária de K-eTh-eU e de ASA sobre uma imagem de modelo digital de terreno em tons de cinza. a, d) Granitos São Pedro do Iri (GSPI) e Jabá (GJB); b, e) Granito Caboblo (GCB); c, f) Granito Vila Primavera (GVP).

Um pacote arenítico que compõe serras e áreas ligeiramente arrasadas ocorre a sul e leste do Granito São Pedro do Iri. Embora o contato direto não tenha sido observado em campo, a percolação de fluidos estaníferos e deposição de cassiterita em fraturas desses arenitos implicam que pelo menos parte desses sedimentos sejam mais antigos que a intrusão do Granito São Pedro do Iri. O plúton se destaca das demais unidades vulcânicas e sedimentares por ser mais radiogênico e enriquecido em K, eTh e eU, em contraste com as rochas epiclásticas, menos radiogênicas nas imagens aerogamaespectrométricas.

No afloramento A-20, localizado na Vila Canopus, ocorre alta incidência de veios de quartzo e diques. Os diques são máficos ou félsicos, de espessura centimétrica a métrica e textura predominante afanítica. Alguns diques podem apresentar variação textural, com bordas de textura afanítica a fina e porção central com textura média a grossa. No afloramento são identificadas pelo menos 3 gerações de veio de quartzo com direções de N60E, N e N20E. As

amostras A-20 e CR-27 são hololeucocráticas ($M'=2,3$ a 6%), e classificadas como biotita leuco monzogranito (mcBLMGr) e biotita monzogranito (mcBMGr) de texturas média a grossa.

4.1.2 Petrografia

Os granitos estudados possuem textura predominantemente inequigranular, porfirítica ou seriada, hipidiomórfica e subordinadamente alotriomórfica, de granulação média a grossa. A composição mineralógica de todos os plútons é bastante similar. Os minerais primários comuns aos granitos são quartzo, feldspato potássico, plagioclásio sódico, biotita, zircão, apatita, allanita e opacos.

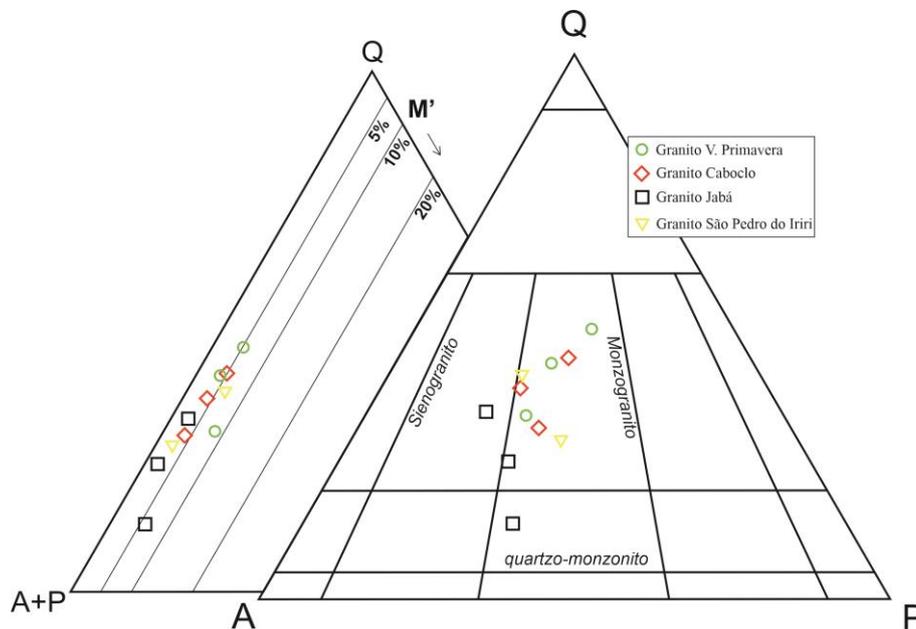


Figura 7 – Diagrama QAP e QAP + M' para as amostras graníticas analisadas.

O quartzo é hipidiomorfo a alotriomorfo. O feldspato potássico, hipidiomorfo a alotriomorfo, apresenta alterações sericítica e argílica e pode exibir inclusões de plagioclásio e quartzo. Fenocristais de feldspato potássico com textura pertítica em *patch* e vênulas, micropertítica e ainda poiquilítica são comuns nos granitos Vila Primavera, Caboclo e São Pedro do Iriri. Também é comum a esses granitos as texturas gráfica e micrográfica. O plagioclásio é hipidiomorfo e comumente registra saussuritização e sericitização. A potassificação de ambos os feldspatos é observada localmente no Granito Jabá. Também nesse granito, a fácies cBLMGr apresenta plagioclásio com feições de cristalização simultânea com quartzo. A biotita é quase totalmente alterada para sericita, clorita e opacos. As palhetas reliquiares tem cor marrom a verde. Os minerais secundários observados são clorita, epidoto,

sericita e opacos. Ambos, magnetita e ilmenita foram identificadas nesses granitos, porém os padrões magnéticos apresentados em imagens aerogeofísicas indicam proporções bastante variáveis entre o Granito Jabá e os demais granitos. A titanita, idiomorfa, com contatos retos com os demais minerais, é descrita nas duas amostras menos evoluídas do Granito Jabá em proporções de até 1,5%.

Tabela 3 – Composição mineralógica modal (em %) das amostras dos granitos tipo A estudados da região centro-leste do Domínio Iriiri-Xingu.

Amostras	Granito Vila Primavera			Granito Caboclo			Granito Jabá			Granito São Pedro do Iriiri	
	CR-06	A55	A57	A43	A44	CR-24	A34	A35	A37	A20	CR-27
Fácies	cBLMGr	cBMGr	cBMGr	cBLMGr	cBLMGr	mBLMGr	cBLQMn	cBLMGr	mBLSGr	mcBLMGr	mcBMGr
Quartzo	40,4	45,2	28,6	36,3	38,7	29,1	13	24,2	33	26,9	37,6
K-feldspato	29,7	20,3	34,6	36,5	25,2	37	49	45,7	44,7	34,5	34,1
Plagioclásio	23,1	25,4	21,6	20,6	23,5	26,5	31	25,9	18,1	30,8	19,2
Biotita	2	2,2	5,5	tr	2,5	1,1	tr	tr	1	2,3	6
Opacos	tr	2	1,1	2,3	1,7	1,8	1,1	1,3	tr	tr	tr
Muscovita	tr	tr	tr	-	-	tr	-	-	-	tr	-
Zircão	tr	-	-	-	-	-	-	-	-	-	tr
Apatita	-	-	tr	-	-	-	tr	-	-	-	-
Titanita	-	-	-	-	-	-	1,5	tr	-	-	-
Clorita	1,3	1,1	2,5	1,2	tr	tr	3	tr	1,2	tr	tr
Epidoto	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr
Sericita	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr
Félsicos	93,2	90,9	84,8	93,4	87,4	92,6	93	95,8	95,8	92,2	90,9
M'	3,3	5,3	9,1	3,8	4,2	2,9	5,9	1,3	2,2	2,3	6

(tr) - minerais em proporções menores que 1%. (-) - mineral não considerado na contagem. Nomenclatura – prefixos: c – granulação grossa; m – granulação média; B – biotita; L – leuco; fácies: MGr – monzogranito; SGr – sienogranito; QMn – quartzo-monzogranito.

4.1.3 Geoquímica

Dos granitos tipo A descritos acima, 11 amostras foram selecionadas para análise litoquímica conforme metodologia descrita no capítulo correspondente. As composições de elementos maiores e traço para as amostras estudadas estão listadas na Tabela 4. As amostras analisadas contêm teores de SiO₂ entre 69,4 e 78,7 wt%, K₂O entre 4,08 e 5,78, e razões K₂O/Na₂O entre 0,93 e 1,67. Em particular, o Granito Jabá apresentou teores menores de SiO₂ (69,4 a 74,3%) e ligeiramente maiores de Al₂O₃ (13,05 a 14,6%), CaO (0,35 a 1,43%), Fe₂O₃ (1,37 a 2,63%), MgO (0,23 a 0,81%), TiO₂ (0,26 a 0,54%) e P₂O₅ (0,03 a 0,1%) que os granitos Caboclo, Vila Primavera e São Pedro do Iriiri (SiO₂ – 77,4 a 78,7%; Al₂O₃ – 11,35 a 12,85%; CaO – 0,36 a 0,63%; Fe₂O₃ – 1,13 a 1,4%; MgO – 0,01 a 0,07%; TiO₂ – 0,05 a 0,12%; P₂O₅ – <0,02%). Observa-se, adicionalmente, os maiores teores de K₂O (5,34 a 5,78%) e da razão

K_2O/Na_2O (1,50 a 1,66) apresentados pelo Granito Jabá em comparação com os demais corpos estudados.

No diagrama R1-R2 (De la Roche *et al.* 1980), as amostras estudadas plotaram nos campos de álcali granito e granito (Fig. 8a), em um *trend* compatível com o das rochas subalcalinas. Os granitos Caboclo, Vila Primavera e São Pedro do Iriri mostraram-se concentrados no campo dos álcali granitos, enquanto as amostras do Granito Jabá apresentaram dispersão composicional de granitos a álcali granitos.

No diagrama A/NK vs. A/CNK (Maniar & Picolli 1989), as amostras de granito tipo A plotam no limite entre os campos das rochas metaluminosas e peraluminosas, apresentando caráter metaluminoso a peraluminoso (Fig. 8c). No diagrama MALI vs. SiO_2 (Fig. 8d, Frost *et al.* 2001), os granitos estudados plotaram no campo das rochas cálcio-alcalinas a alcalinas. Especificamente, as amostras dos granitos Vila Primavera, Caboclo e São Pedro do Iriri apresentaram-se concentradas no campo cálcio-alcalino, enquanto as amostras do Granito Jabá mostraram dispersão pelos campos das rochas álcali-cálcicas e alcalinas.

As amostras dos granitos Vila Primavera, Caboclo e São Pedro do Iriri apresentaram altas razões $FeO_t/(FeO_t+MgO)$, entre 0,94 e 0,99, plotando no campo dos granitos ferroanos. O Granito Jabá tem razões relativamente mais baixas, entre 0,73 e 0,84, e plotam no campo das rochas ferroanas e magnesianas (Fig. 8b) (Frost *et al.* 2001).

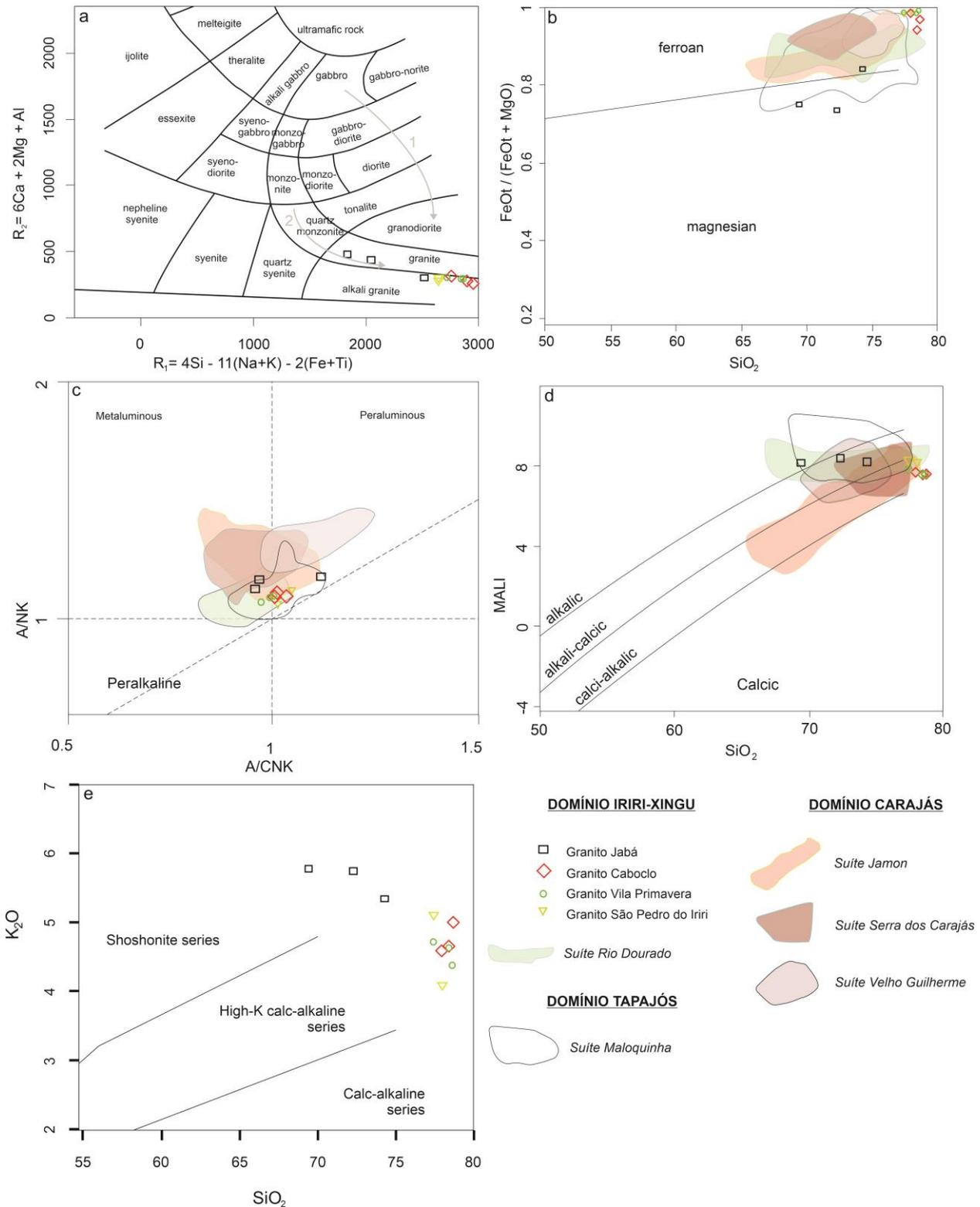


Figura 8 – Diagramas geoquímicos para as amostras estudadas: a) R1-R2 (De la Roche *et al.* 1980). *Trends* mostrados no diagrama correspondem a: 1 – Rochas cálcio-alcálicas; 2- Rochas subalcálicas; b) $FeO/(FeO+MgO)$ vs. SiO_2 ; c) A/NK vs. A/CNK; d) MALI vs. SiO_2 (Frost *et al.* 2001); e) K_2O vs. SiO_2 (Peccerillo & Taylor 1976). Campos dos granitos tipo A dos domínios Tapajós, Iriri-Xingu e Carajás são plotados para comparação: Suíte Rio Dourado (Alves *et al.* 2010); Suíte Maloquinha (Lamarão *et al.* 2002, Semblano *et al.* 2016b); Suíte Jamon (Dall’Agnol & Oliveira 2007, Almeida *et al.* 2006); Suíte Serra dos Carajás (Barros *et al.* 1995, Javier Rios *et al.* 1995, Dall’Agnol *et al.* 2005); Suíte Velho Guilherme (Dall’Agnol *et al.* 1994, Teixeira 1999, Teixeira *et al.* 2005).

No diagrama K_2O vs. SiO_2 , as amostras dos granitos Caboclo, Vila Primavera e São Pedro do Iriri plotaram predominantemente no campo da série de rochas cálcio-alcálicas de alto K, enquanto as amostras do Granito Jabá plotaram no campo da série de rochas shoshoníticas (Fig. 8e) (Peccerillo & Taylor 1976). Nos diagramas Harker (Fig. 9), as amostras do Granito Jabá mostraram correlações negativas dos óxidos Al_2O_3 , FeO_t , CaO , MgO , P_2O_5 e K_2O em relação a SiO_2 . As amostras dos granitos São Pedro do Iriri, Caboclo e Vila Primavera mostraram baixa dispersão de óxidos. Entretanto, destaca-se a correlação negativa de Al_2O_3 com a SiO_2 , mostrada por todos os corpos graníticos.

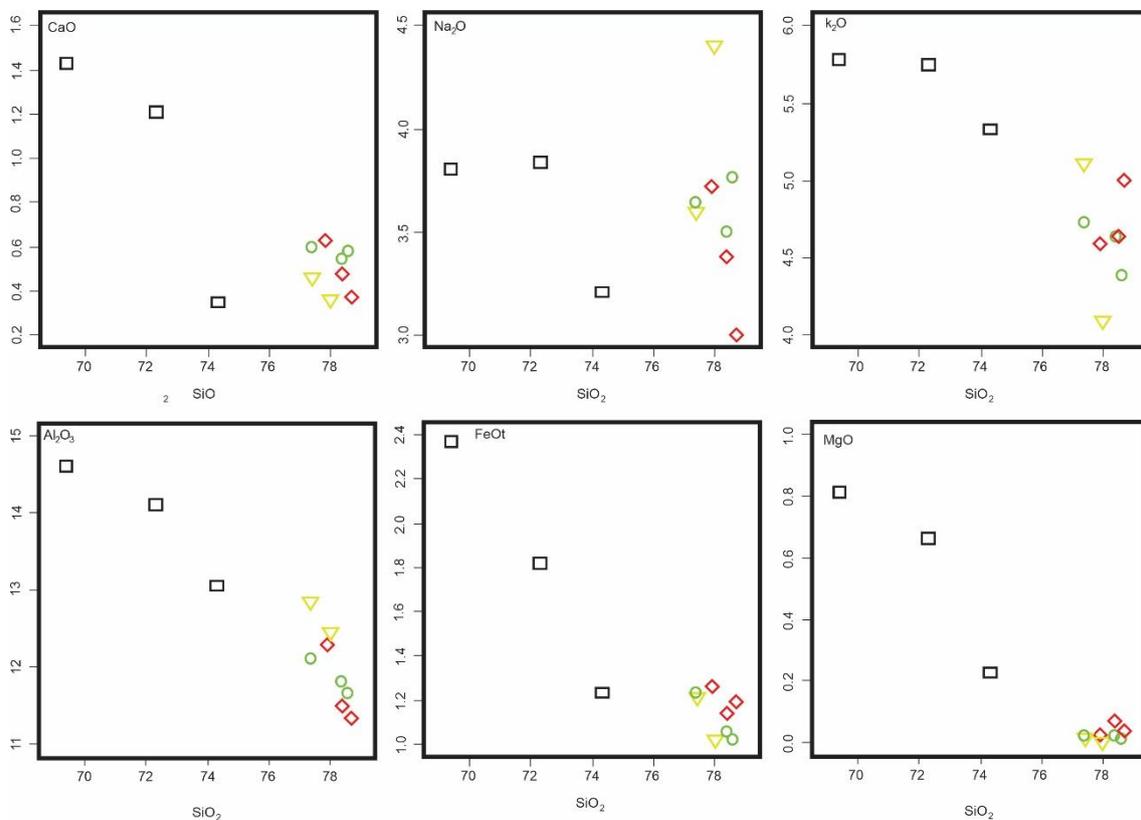


Figura 9 – Diagramas Harker para elementos maiores vs. SiO_2 de amostras dos granitos tipo A estudados. Símbolos como na Figura 8.

Tabela 4 – Dados químicos das amostras dos granitos Jabá, Caboclo, Vila Primavera (Vila P.) e São Pedro do Iriri (S.P.I.).

Granito	Jabá	Jabá	Jabá	Caboclo	Caboclo	Caboclo	Vila P.	Vila P.	Vila P.	S.P.I.	S.P.I.
Amostras	A34	A35	A37	A43	A44	DDC-979	A55	A57	CR-06	A20	CR-27
Fácies	cBL QMn	cBLM Gr	mBLS Gr	cBLM Gr	cBLM Gr	mBLM Gr	cBMGr	cBMGr	cBLM Gr	mcBLM Gr	mcBM Gr
SiO ₂ (%)	69,4	72,3	74,3	78,4	78,7	77,9	78,6	78,4	77,4	78	77,4
Al ₂ O ₃	14,6	14,1	13,05	11,5	11,35	12,3	11,65	11,8	12,1	12,45	12,85
Fe ₂ O ₃	2,63	2,02	1,37	1,27	1,32	1,4	1,13	1,17	1,36	1,13	1,36
CaO	1,43	1,21	0,35	0,48	0,37	0,63	0,58	0,54	0,6	0,36	0,46
MgO	0,81	0,66	0,23	0,07	0,04	0,02	0,01	0,02	0,02	<0,01	0,02
Na ₂ O	3,81	3,84	3,21	3,38	3	3,72	3,76	3,5	3,64	4,41	3,6
K ₂ O	5,78	5,75	5,34	4,64	5	4,59	4,38	4,63	4,72	4,08	5,11
Cr ₂ O ₃	0,004	0,007	0,002	<0,002	0,005	<0,002	<0,002	0,005	<0,002	<0,002	0,006
TiO ₂	0,54	0,43	0,26	0,12	0,12	0,07	0,07	0,08	0,08	0,05	0,06
MnO	0,05	0,03	0,02	0,05	0,02	0,03	0,05	0,01	0,02	0,05	0,06
P ₂ O ₅	0,1	0,06	0,03	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,01	<0,01	0,02
LOI	1,25	1,06	1,28	0,81	0,99	0,74	0,89	0,93	1,13	0,73	0,93
Total	100,52	101,57	99,53	100,74	100,93	101,4	101,13	101,1	101,09	101,26	101,89
Ba (ppm)	890	686	764	102	114,5	18,3	58,5	84,7	94,8	29	97,8
Rb	225	238	273	322	382	525	491	484	463	606	730
Sr	182	133,5	116	34,9	27,9	8,9	17,6	23,3	29,9	32,3	29,3
Zr	534	356	251	153	162	144	149	149	134	111	122
Hf	13,1	9,2	7,8	6,9	7	8,2	7,9	7,7	6,9	8,2	7,7
Nb	19,9	19,6	18,2	26	26,6	48,8	42,7	55,6	35,4	45,2	62,5
Y	27,4	43,8	21,8	84,7	57,6	103,5	94,1	85,5	103,5	131	100,5
Ga	19,8	18,5	22,7	20,8	20,1	23,4	22,5	22,3	23,1	28,3	25,9
Sn	4	3	15	4	6	8	8	40	6	16	14
U	4,88	7,71	14,35	17,5	19,3	17,95	13,2	16,3	14,95	19,6	13,8
Th	27,1	28,9	37,2	58,7	59,6	58,6	62,3	54,6	49,5	37,7	49,2
V	44	35	20	6	9	6	7	7	5	12	6
W	3	4	4	3	3	5	4	6	4	7	5
Ta	1,4	1,5	1,8	2,7	2,3	4,9	4,6	5,4	4,8	10	11,4
Cr	50	70	30	30	60	20	20	50	20	20	60
Cs	3,18	3,4	4,55	2,34	2,43	3,44	2,51	1,72	1,26	2,89	6,58
La	84	61	96,8	102	66,1	40,6	38,8	43,4	35,2	27,7	31,8
Ce	162	130,5	151	189,5	167	97,3	89,4	95,4	77,4	72,8	73,6
Pr	16,25	13,85	15,5	22,3	13,75	11,1	9,82	10,55	8,82	8,51	8,36
Nd	55,8	47,5	48,7	75,3	45,7	40,3	35,8	35,2	32	33,3	31,3
Sm	8,71	7,36	6,49	15,1	8,65	11,05	9,05	8,7	7,9	10,7	8,23
Eu	1,19	1,01	0,74	0,45	0,33	0,15	0,2	0,28	0,29	0,11	0,24
Gd	5,76	6,2	4,87	13,5	8,13	11,95	10,85	10,3	10,25	13,15	10,5
Tb	0,85	0,9	0,68	2,26	1,36	2,18	2,04	1,79	1,84	2,67	1,95
Dy	4,92	5,44	3,8	14,4	9,26	14,25	13,7	13,05	13,1	18,95	14,3
Ho	0,91	1,12	0,67	2,62	1,9	3,11	3,05	2,89	2,95	4,13	3,12
Er	2,69	3,43	2,17	7,75	6,3	10,2	10	9,64	9,67	15	10,95
Tm	0,38	0,53	0,36	1,21	0,98	1,65	1,71	1,53	1,67	2,7	1,83
Yb	2,62	3,23	2,56	8,5	7,29	12,45	12,4	11,5	12,85	22,2	14
Lu	0,42	0,5	0,37	1,24	1,04	1,66	1,83	1,57	1,9	3,26	2,02
FeO/ (FeO+MgO)	0,75	0,73	0,84	0,94	0,97	0,98	0,99	0,98	0,98	0,99	0,98
K₂O/Na₂O	1,52	1,50	1,66	1,37	1,67	1,23	1,16	1,32	1,30	0,93	1,42
(La/Yb)_N	21,37	12,59	25,21	8,00	6,04	2,17	2,09	2,52	1,83	0,83	1,51
(Gd/Yb)_N	1,75	1,53	1,52	1,27	0,89	0,77	0,70	0,71	0,64	0,47	0,60
Eu/Eu*	0,52	0,46	0,40	0,10	0,12	0,04	0,06	0,09	0,10	0,03	0,08
ΣREE	346,5	282,57	334,71	456,13	337,79	257,95	238,65	245,8	215,84	235,18	212,2

As concentrações de elementos traço se mostraram variáveis para as amostras analisados. As concentrações de LILE's nos granitos Vila Primavera, Caboclo e São Pedro do Iriri são relativamente mais baixas em Ba (18,3 a 114,6 ppm) e Sr (8,9 a 34,9 ppm) e altas em Rb (322 a 730 ppm) em comparação ao Granito Jabá. Nos diagramas Harker para elementos traço, as discrepâncias de concentrações e correlações com a sílica são evidenciadas (Fig. 10). Em geral, observou-se correlação negativa de Sr e Zr e ligeiramente positiva de Rb em relação a SiO_2 . No Granito Jabá, observou-se a inversão da tendência de correlação do Ba com a sílica. Essa correlação é negativa até *ca.* 72 % de SiO_2 e positiva para teores mais altos.

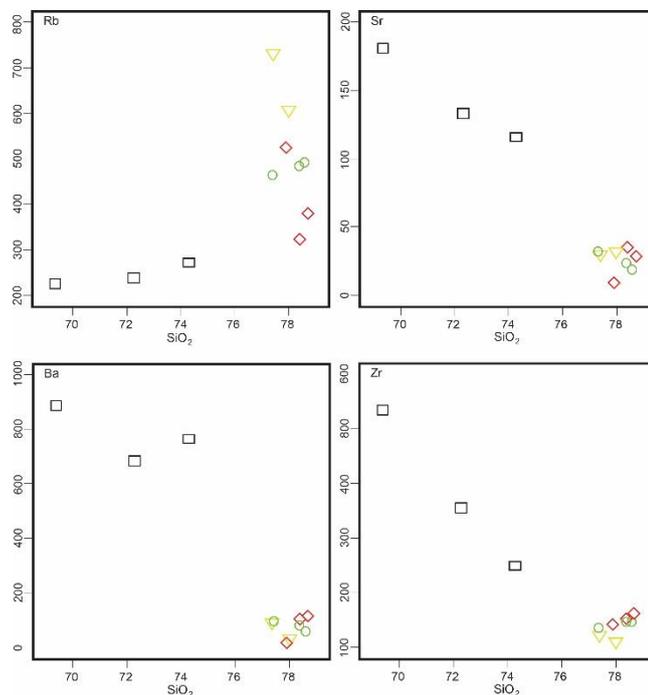


Figura 10 - Diagramas Harker de elementos traço para amostras dos granitos estudados. Símbolos como na Figura 8.

A concentração de elementos HFS também é variável. Os granitos Caboclo, Vila Primavera e São Pedro do Iriri mostraram teores mais baixos de Zr (111 a 162 ppm) e Ti, e mais altos de Nb, U, Th e Y. O Granito Jabá mostrou teores de Zr de 356 a 534 ppm e Ce de 130 a 162 ppm para 69 a 72% SiO_2 . Todas as amostras analisadas plotaram no campo dos granitos tipo A nos diagramas FeO_t/MgO vs. $\text{Zr}+\text{Nb}+\text{Ce}+\text{Y}$ (Fig. 11a, Whalen *et al.* 1987) e $\text{CaO}/(\text{FeO}_t+\text{MgO}+\text{TiO}_2)$ vs. $\text{CaO} + \text{Al}_2\text{O}_3$ (Fig. 11d, Dall'Agnol & Oliveira 2007). No diagrama Rb vs. $\text{Y}+\text{Nb}$, as amostras dos granitos Caboclo, Vila Primavera e São Pedro do Iriri se concentraram no campo dos granitos intraplaca, e as amostras do Granito Jabá se concentraram no campo dos granitos pós-colisionais (Fig. 11b) (Pearce *et al.* 1996). No diagrama Nb vs. Y, todas as amostras analisadas plotaram no campo dos granitos intraplaca (Fig. 11c) (Pearce *et al.* 1984).

No diagrama de elementos traço normalizados para o Manto Primitivo (Sun & McDonough 1989), os granitos estudados apresentaram anomalias negativas de Ba, Sr e Eu, e Nb, P e Ti (Fig. 12b).

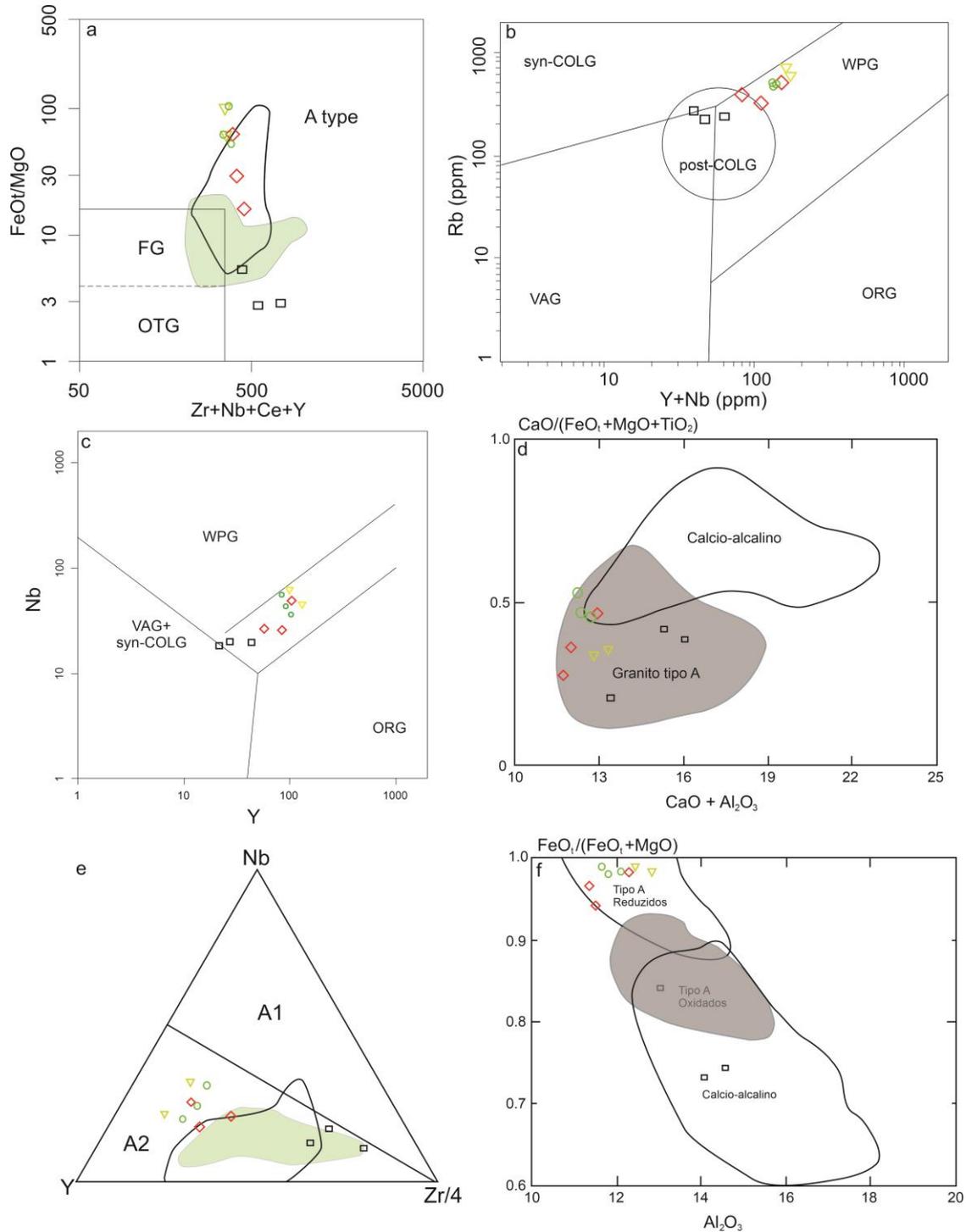


Figura 11 – Amostras dos granitos analisados plotadas nos diagramas discriminantes: a) FeO/MgO vs. $\text{Zr}+\text{Nb}+\text{Ce}+\text{Y}$ (Whalen *et al.* 1987); b) Rb vs. $\text{Y}+\text{Nb}$ (Pearce *et al.* 1996); c) Nb vs. Y (Pearce *et al.* 1984); d) $\text{Nb}-\text{Y}-\text{Zr}/4$ (Eby 1992); e) $\text{CaO}/(\text{FeO}+\text{MgO}+\text{TiO}_2)$ vs. $\text{CaO}+\text{Al}_2\text{O}_3$; f) $\text{FeO}_1/(\text{FeO}_1+\text{MgO})$ vs. Al_2O_3 (Dall’Agnol & Oliveira 2007). Campos nas Figs. 6a e 6d correspondem aos campos da Suíte Maloquinha (Semblano *et al.* 2016b) e Suíte Rio Dourado (Alves *et al.* 2010).

As amostras graníticas apresentaram concentrações relativamente altas de REE (212 a 456 ppm) e enriquecimento variável de ETRL sobre ETRP. As razões $(La/Yb)_N$ são maiores no Granito Jabá (12,63 a 25,28), comparativamente aos granitos São Pedro do Iriri, Caboclo e Vila Primavera $[(La/Yb)_N - 8,02 \text{ a } 0,83]$. Ainda, as amostras do Granito Jabá exibiram um pequeno fracionamento interno de HREE $[(Gd/Yb)_N - 1,75 \text{ a } 1,52]$, que contrasta com o enriquecimento inverso observado na maioria das amostras relacionadas aos demais granitos $[(Gd/Yb)_N - 0,89 \text{ a } 0,47]$. Os granitos Caboclo, Vila Primavera e São Pedro do Iriri registraram, ainda, anomalias negativas de Eu, marcadamente acentuadas $(Eu/Eu^* = 0,12 - 0,03)$, que divergem do padrão das anomalias apresentadas pelo Granito Jabá $(Eu/Eu^* = 0,40 - 0,58)$ (Fig. 12a).

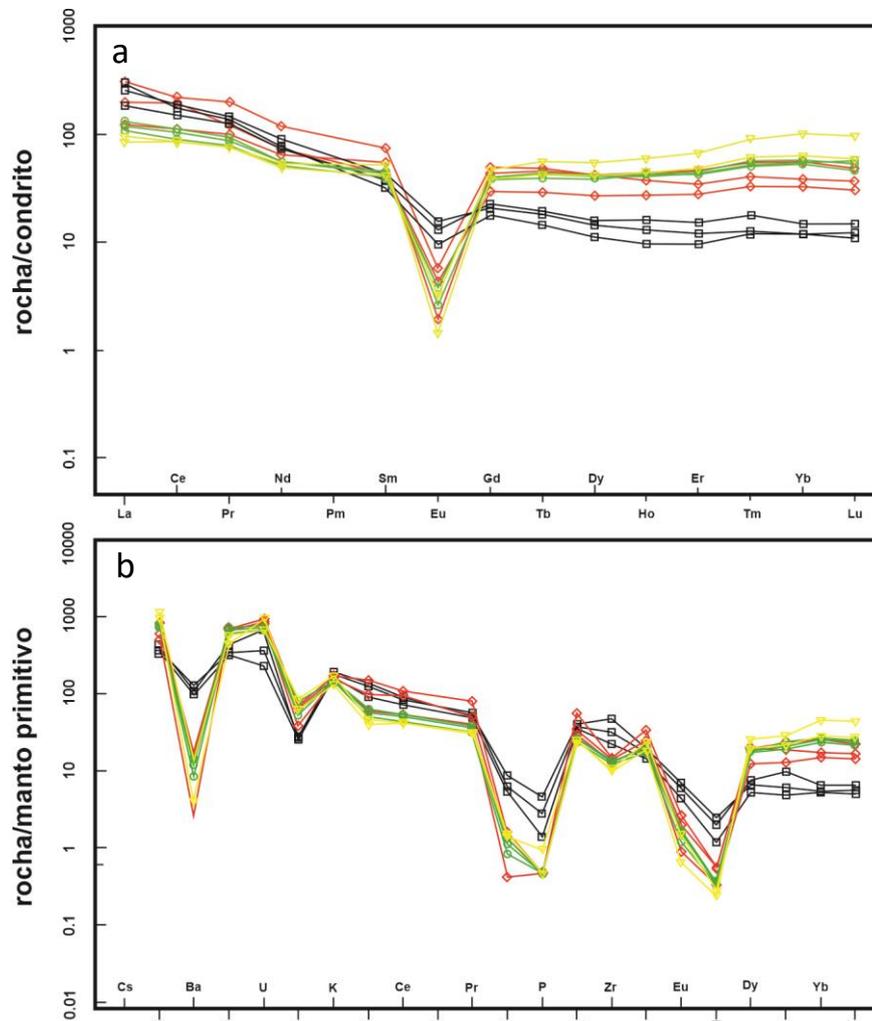


Figura 12 - Diagramas de elementos terras raras normalizados pelo condrito (a) (Nakamura 1974) multi-elemental normalizado pelo Manto Primitivo (b) (Sun & McDonough 1989) para amostras dos granitos estudados. Símbolos como na Figura 7.

As características químicas acima apresentadas, como o caráter altamente ferroano, metaluminoso a ligeiramente peraluminoso e enriquecimento em HFSE's corroboram para uma classificação dos granitos estudados como do tipo A. No diagrama Nb-Y-Zr/4 (Eby 1992) todas

as amostras plotaram no campo dos granitos do subtipo A₂ (Fig. 11e). No diagrama FeO_t/(FeO_t+MgO) vs. Al₂O₃ (Dall'Agnol & Oliveira 2007), as diferenças químicas entre os granitos mais evoluídos - Caboclo, Vila Primavera e São Pedro do Iriri - e o Granito Jabá também são observadas, sendo que os primeiros formam um agrupamento bem definido no campo dos granitos tipo A reduzidos, enquanto o último plota no campo dos granitos tipo A oxidados e cálcio-alcalinos (Fig. 11f).

4.1.4 Geologia Isotópica U-Pb-Hf

4.1.4.1 Geocronologia U-Pb *in situ* em zircão

4.1.4.1.1 Granito São Pedro do Iriri – biotita monzogranito (CR-27)

A amostra CR-27 constitui um biotita monzogranito do corpo São Pedro do Iriri. Os cristais de zircão dessa amostra são subédricos a euédricos e pertencentes a fração granulométrica entre 70 e 250 μm. Comumente exibem zoneamento magmático oscilatório, mas podem apresentar núcleos metamíticos, por vezes convolutos, com textura de reabsorção. Alguns cristais apresentaram inclusões, fraturas e mais raramente geminação (P.ex. cristal P2; Fig. 13). A amostra, processada no ParaIso-UFPA, contou com 36 grãos analisados, dos quais 11 apresentaram razões e idades com erros, discordância em relação à Concórdia e Pb comum aceitáveis. Esses dados forneceram uma idade discórdia com intercepto superior em 1898 ± 9 Ma (MSWD = 1,7) e média ponderada da idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 1897 ± 8 Ma (Fig. 14a). Os seis resultados concordantes apresentaram uma idade concórdia de 1894 ± 9 Ma (MSWD = 0,074), interpretada como idade de cristalização do Granito São Pedro do Iriri (Fig. 14b).

Tabela 5 – Dados isotópicos para as amostras dos granitos São Pedro do Iriri e Jabá.

Número Spot	f_{206}^a	Th/U	Razões Isotópicas							Idades (Ma)						Conc % 6/8-7/6 ^c
			$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1 s [%]	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 s [%]	Rho ^b	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1 s [%]	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 s [abs]	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1 s [abs]	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1 s [abs]	
Amostra CR-27 – Gr. São Pedro do Iriri																
A6	0,0065	0,22	57,872	1,88	0,3608	1,72	0,91	0,1163	0,76	1986,0	34,1	1944,5	36,5	1900,6	14,4	104,5
B1	0,0008	0,37	49,109	0,97	0,3034	0,75	0,78	0,1174	0,61	1708,3	12,9	1804,1	17,5	1916,7	11,7	89,1
J1	0,0045	0,39	59,366	1,84	0,3729	1,40	0,76	0,1154	1,20	2043,3	28,6	1966,6	36,2	1886,9	22,6	108,3
J3	0,0012	0,28	56,065	0,91	0,3458	0,71	0,78	0,1176	0,56	1914,4	13,6	1917,1	17,4	1920,1	10,8	99,7
G2	0,0010	0,38	45,814	1,16	0,2892	0,98	0,84	0,1149	0,62	1637,5	16,0	1745,9	20,2	1878,3	11,6	87,2
F1	0,0091	2,01	37,317	8,65	0,2350	7,28	0,84	0,1152	4,66	1360,4	99,1	1578,2	136,4	1882,9	87,8	72,3
L6	0,0047	0,13	53,482	1,74	0,3374	1,50	0,86	0,1150	0,88	1874,2	28,2	1876,6	32,7	1879,3	16,5	99,7
M6	0,0085	0,69	53,522	1,43	0,3362	1,20	0,84	0,1155	0,77	1868,4	22,4	1877,2	26,8	1887,0	14,5	99,0
P2	0,0053	0,31	54,002	1,10	0,3393	0,79	0,72	0,1154	0,76	1883,3	15,0	1884,9	20,8	1886,6	14,4	99,8
1F	0,0037	0,41	55,218	3,16	0,3448	3,04	0,96	0,1161	0,85	1909,9	58,1	1904,0	60,2	1897,6	16,2	100,6
5BB	0,0067	0,34	53,580	2,73	0,3388	2,59	0,95	0,1147	0,88	1880,8	48,6	1878,2	51,3	1875,2	16,6	100,3
Amostra A34 – Gr. Jabá																
BC147	0,0351	0,79	53,629	0,86	0,3377	0,50	0,58	0,1152	0,70	1875,4	8,2	1879,0	7,4	1882,9	12,6	99,6
BC148	0,0644	0,93	53,623	0,87	0,3367	0,52	0,61	0,1155	0,69	1870,9	8,5	1878,9	7,5	1887,6	12,4	99,1
BC150	0,0013	0,85	53,798	0,88	0,3370	0,53	0,60	0,1158	0,70	1872,1	8,7	1881,6	7,6	1892,2	12,6	98,9
BC152	0,0660	0,79	51,962	1,09	0,3309	0,58	0,53	0,1139	0,92	1842,7	9,3	1852,0	9,3	1862,4	16,7	98,9
BC153	0,0814	1,33	57,532	0,91	0,3491	0,51	0,57	0,1195	0,75	1930,3	8,6	1939,4	7,9	1949,1	13,4	99,0
BC167	0,0712	0,95	53,531	0,91	0,3368	0,52	0,57	0,1153	0,75	1871,2	8,5	1877,4	7,9	1884,3	13,5	99,3
BC173	0,0016	0,85	53,560	1,17	0,3369	0,58	0,50	0,1153	1,01	1871,8	9,5	1877,9	10,1	1884,6	18,2	99,3
BC177	0,0541	0,83	54,134	0,99	0,3367	0,54	0,55	0,1166	0,83	1870,8	8,9	1887,0	8,6	1904,8	14,9	98,2
BC179	0,0394	0,80	53,623	0,89	0,3366	0,51	0,58	0,1155	0,73	1870,5	8,3	1878,9	7,7	1888,1	13,1	99,1
BC188	0,0038	0,49	61,444	1,00	0,3617	0,53	0,53	0,1232	0,85	1990,0	9,1	1996,6	8,8	2003,4	15,1	99,3

																(Conclusão)
BC190	0,0442	0,82	53,720	0,87	0,3374	0,50	0,58	0,1155	0,71	1874,3	8,2	1880,4	7,5	1887,2	12,8	99,3
BC191	0,0059	0,78	53,983	0,88	0,3371	0,51	0,58	0,1162	0,72	1872,6	8,2	1884,6	7,6	1897,8	12,9	98,7
BC192	0,0137	0,61	52,080	0,95	0,3312	0,55	0,58	0,1140	0,77	1844,3	8,9	1853,9	8,1	1864,7	13,9	98,9
BC193	0,0577	0,56	27,711	0,91	0,1671	0,53	0,58	0,1203	0,74	996,1	4,9	1347,8	6,9	1960,4	13,3	50,8
BC195	0,0317	0,57	53,794	1,01	0,3371	0,57	0,56	0,1157	0,84	1872,7	9,3	1881,6	8,8	1891,4	15,1	99,0
BC196	0,0555	0,81	53,750	0,97	0,3371	0,54	0,56	0,1156	0,81	1872,8	8,8	1880,9	8,4	1889,8	14,5	99,1
BC197	0,0012	1,06	52,112	0,92	0,3304	0,54	0,59	0,1144	0,74	1840,2	8,6	1854,5	7,9	1870,5	13,4	98,4
BC198	0,0393	0,73	52,015	1,26	0,3303	0,67	0,53	0,1142	1,07	1840,0	10,8	1852,9	10,9	1867,3	19,3	98,5
BC200	0,0181	0,91	51,802	1,01	0,3303	0,58	0,57	0,1138	0,83	1839,6	9,3	1849,4	8,7	1860,3	15,0	98,9
BC210	0,0615	0,53	53,833	0,93	0,3380	0,52	0,56	0,1155	0,77	1877,2	8,4	1882,2	8,0	1887,7	13,9	99,4

a – Fração do ^{206}Pb não radiogênico no *spot* do zircão analisado, onde $f_{206} = (^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_c / (^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_s$ ($c = \text{comum}$; $s = \text{amostra}$); b - Rho é a correlação do erro definida como o quociente dos erros propagados das razões $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ e $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$. c – Grau de concordância = $(\text{Idade } ^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} * 100) / (\text{Idade } ^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})$.

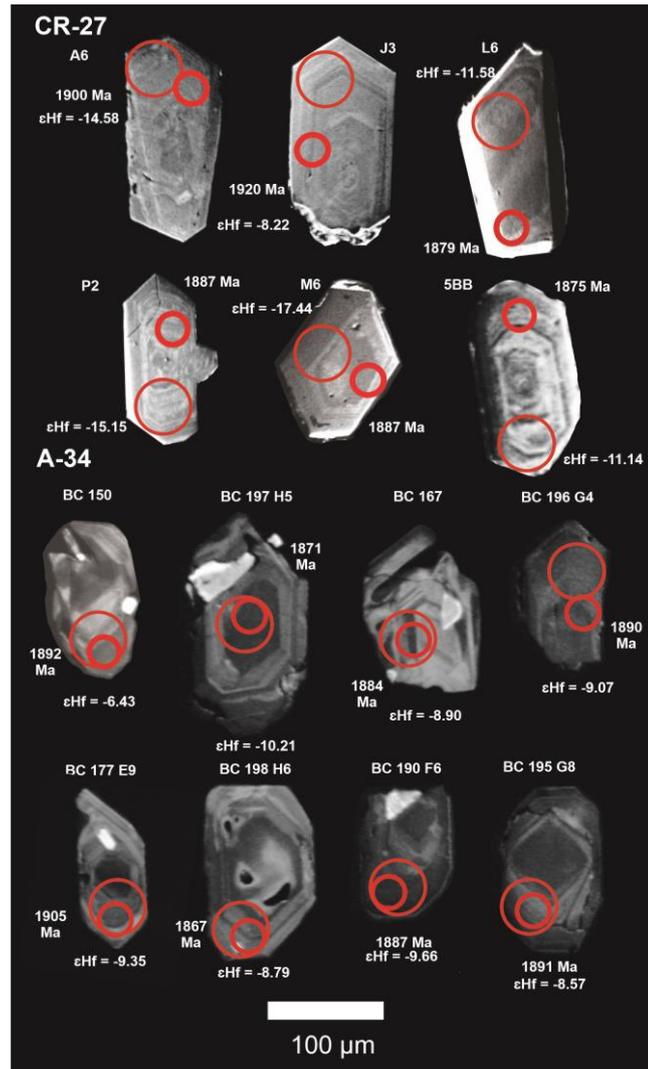


Figura 13 – Imagens de catodoluminescência (CL) de cristais de zircão das amostras CR-27 (Granito São Pedro do Iriri) e A-34 (Granito Jabá). Os spots de análises U-Pb e Lu-Hf têm, respectivamente, ~25 e ~50 µm de diâmetro, e são representados pelos círculos em destaque.

4.1.4.1.2 Granito Jabá – biotita leuco quartzo-monzonito (A-34)

A amostra A-34 constitui um biotita leuco quartzo-monzonito do Granito Jabá. Os cristais de zircão têm entre 70 e 250 µm e forma subédrica. Em imagens de CL, exibem internamente zoneamento magmático oscilatório, mas podem apresentar núcleos metamíticos, porções caóticas ou com textura de reabsorção. Os cristais também podem apresentar inclusões e fraturas. A amostra, processada no Laboratório de Geologia Isotópica da UFOP, teve 53 grãos analisados, dos quais 22 apresentaram razões e idades com erros, discordância e Pb comum aceitáveis. Dois resultados concordantes apresentaram idades de 1949 e 2003 Ma e foram considerados de cristais herdados. Os 20 dados restantes forneceram uma idade discordia com intercepto superior em 1887 ± 7 Ma (MSWD = 1,13) e média ponderada da idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 1887 ± 6 Ma, interpretada como idade de cristalização para o granito (Fig. 14c). Dessa

população, os 4 resultados concordantes (concordância entre 99-101%) apresentaram uma idade média ponderada da idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 1887 ± 14 Ma (Fig. 14d).

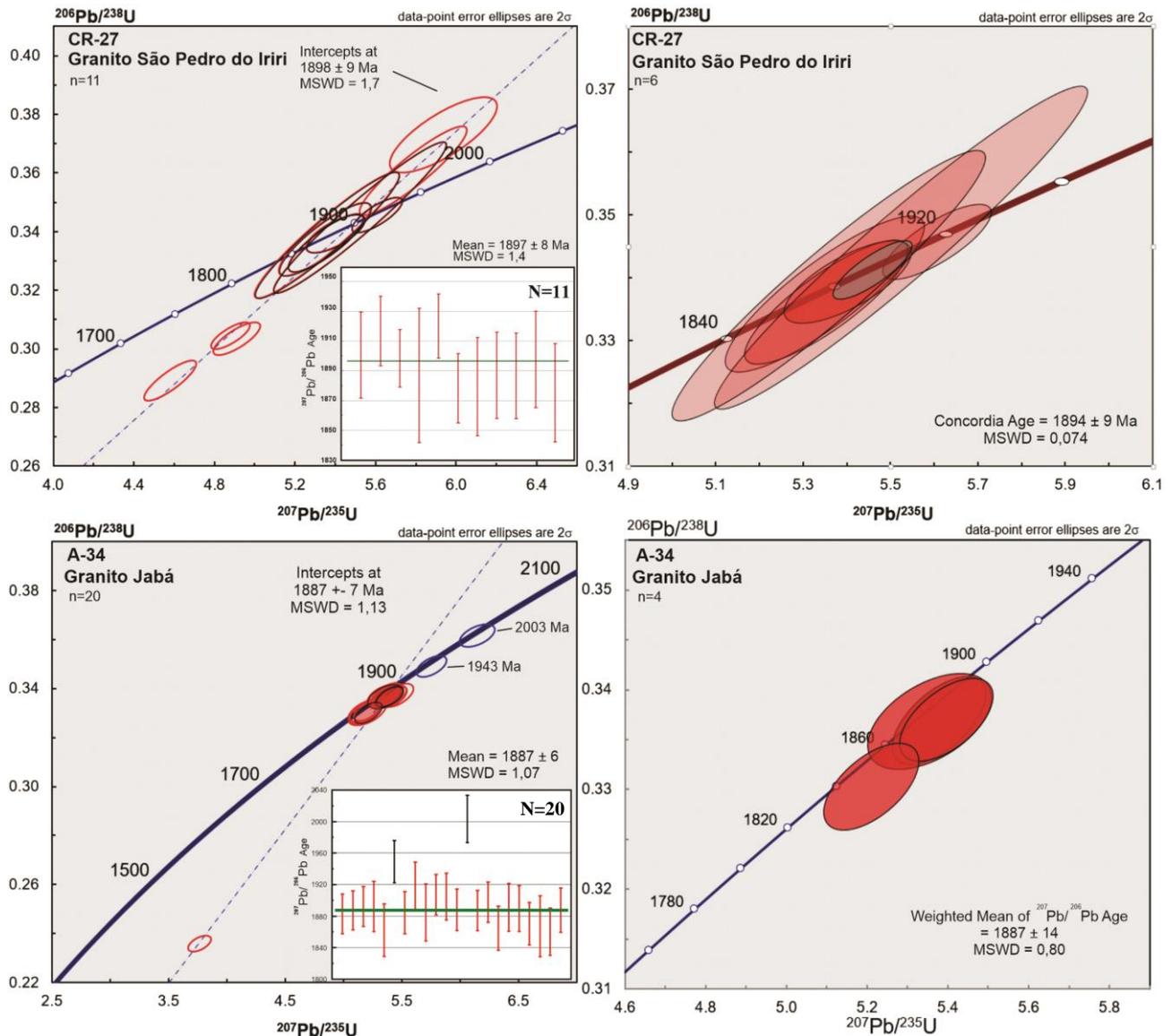


Figura 14 – Diagramas concórdia para zircão por LA-ICP-MS: a) Diagrama com idade discórdia para a amostra CR-27 (Granito São Pedro do Iri); b) Diagrama com idade concórdia para os zircões concordantes da amostra CR-27. c) Diagrama com idade discórdia para a amostra A-34 (Granito Jabá); d) Diagrama com resultados concordantes de zircão da amostra A-34.

4.1.4.2 Análises isotópicas Lu-Hf *in situ* em zircão

Cristais de zircão das amostras CR-27 (Granito São Pedro do Iri) e A-34 (Granito Jabá) foram analisados para isótopos de Lu e Hf. Os critérios de seleção dos grãos incluíram discordância menor que 5% no diagrama Concórdia e, preferencialmente, baixo Pb comum, ausência de inclusões, fraturas e texturas de metamitização. Os locais para os *spots* de análise foram selecionados prioritariamente em domínios com textura similar aos analisados para U-

Pb. As razões iniciais de $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ e $\varepsilon\text{Hf}_{(t)}$ foram calculadas para a idade de cristalização U-Pb dos granitos estudados. Seis cristais da amostra CR-27 (Granito São Pedro do Iriri) e 10 cristais da amostra A-34 (Granito Jabá) foram analisados e os resultados são exibidos na Tabela 6. Os resultados para a amostra CR-27 mostraram razões iniciais $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ entre 0,281085 e 0,281344, valores de $\varepsilon\text{Hf}_{(t)}$ entre -8,22 e -17,44 e idades modelo Hf- T_{DM}^{C} entre 3,03 e 3,60 Ga. As análises da amostra A-34 apresentaram razões iniciais $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ entre 0,281319 e 0,281424, valores de $\varepsilon\text{Hf}_{(t)}$ entre -6,43 e -10,21 e idades modelo Hf- T_{DM}^{C} entre 2,91 e 3,15 Ga (Fig. 15).

Tabela 6 – Dados isotópicos Lu-Hf por LA-ICP-MS para cristais de zircão dos granitos São Pedro do Iriri e Jabá.

Identificação	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_{\text{am}}$	2 σ E	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	2 σ E	$\varepsilon\text{Hf}_{(0)}$	t(U-Pb) Ma	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_{(0)}$	$\varepsilon\text{Hf}_{(t)}$	T_{DM} (Ma)	T_{DM}^{C} (Ma)
CR-27 Biotita Monzogranito – Granito S.P. do Iriri										
DDC 980 A6	0,281327	43	0,00450	24	-51,57	1894	0,281165	-14,58	2922	3421
DDC 980 L6	0,281326	49	0,00214	11	-51,58	1894	0,281249	-11,58	2739	3236
DDC 980 P2	0,281403	46	0,00705	25	-48,87	1894	0,281149	-15,15	3029	3456
DDC 980 M6	0,281523	47	0,01218	164	-44,62	1894	0,281085	-17,44	3367	3597
DDC 980 J3	0,281426	54	0,00227	11	-48,06	1894	0,281344	-8,22	2610	3028
DDC 980 5BB	0,281386	65	0,00346	36	-49,47	1894	0,281262	-11,14	2752	3209
Identificação	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_{\text{am}}$	2 σ E	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	2 σ E	$\varepsilon\text{Hf}_{(0)}$	t(U-Pb) Ma	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_{(0)}$	$\varepsilon\text{Hf}_{(t)}$	T_{DM} (Ma)	T_{DM}^{C} (Ma)
A-34 Biotita leuco Quartzo-Monzonito – Granito Jabá										
A34 A10	0,281424	36	0,00071	4	-48,12	1887	0,281399	-6,43	2507	2912
A34 D9	0,281352	34	0,00062	4	-50,68	1887	0,281330	-8,90	2599	3065
A34 E9	0,281352	32	0,00097	6	-50,68	1887	0,281317	-9,35	2622	3092
A34 G4	0,281351	35	0,00073	4	-50,71	1887	0,281325	-9,07	2607	3075
A34 G8	0,281368	37	0,00082	5	-50,10	1887	0,281339	-8,57	2590	3044
A34 H5	0,281319	35	0,00073	4	-51,85	1887	0,281293	-10,21	2650	3146
A34 H6	0,281355	32	0,00063	4	-50,55	1887	0,281333	-8,79	2595	3058
A34 F6	0,281330	43	0,00062	4	-51,44	1887	0,281308	-9,66	2628	3112

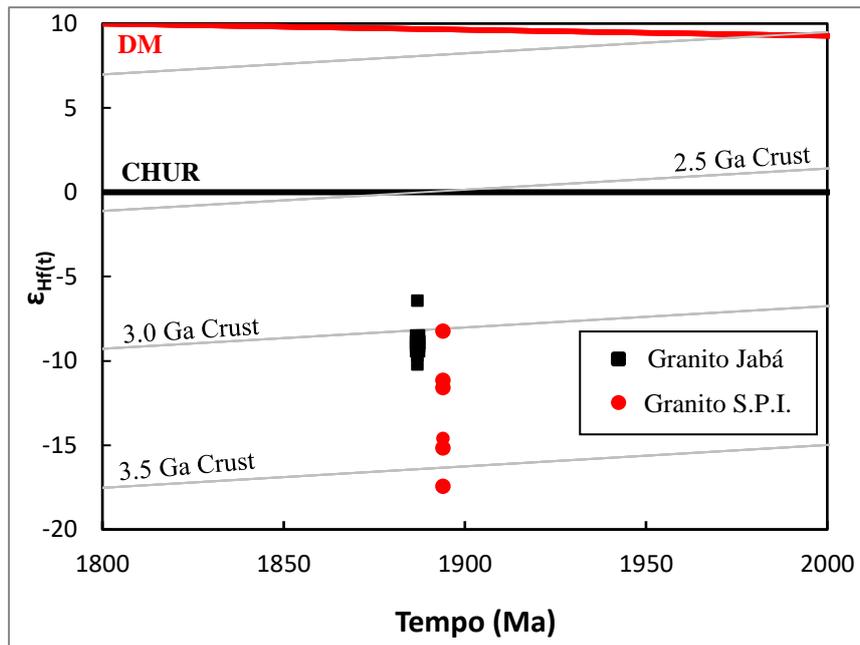


Figura 15- Diagrama de evolução $\epsilon_{Hf(t)}$ vs. idade (Ma) para os granitos São Pedro do Iri e Jabá. As linhas da cor cinza representam *trends* de evolução isotópica Lu-Hf de crostas de diferentes idades, com intervalos de 0,5 G.a. A razão $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ utilizada para os modelos é de 0,015 (Griffin *et al.* 2004). As evoluções isotópicas de Hf dos modelos do *Chondritic Uniform Reservoir* (CHUR) e *Depleted Mantle* (DM) são representados, respectivamente, pelas linhas preta e vermelha.

4.2 ROCHAS GRANÍTICAS DA REGIÃO CENTRAL E NOROESTE DO DOMÍNIO IRIRI-XINGU

4.2.1 Geologia e petrografia

4.2.1.1 Granito Porto Estrela

O Granito Porto Estrela constitui um batólito alongado na direção NNW-SSE que aflora ao longo da margem esquerda do Rio Xingu, na porção leste da área abordada na Figura 16b. O corpo possui uma área mínima de 331 km², que é limitada a leste pelo Rio Xingu e a oeste por uma sequência de rochas sedimentares epiclásticas. O contato desse corpo com as coberturas sedimentares não é observado em campo. Entretanto, tal limite foi interpretado por meio de imagens de satélite e mapas aerogeofísicos. Essa feição tem forma retilínea na direção NW-SE, seguindo o *trend* regional. Topograficamente, é caracterizado por um relevo cupuliforme suavizado. Nos mapas magnetométricos de sinal analítico, o Granito Porto Estrela evidencia padrão heterogêneo e valores de campo magnético mais elevados que as rochas sedimentares do entorno. Nos mapas aerogamaespectrométricos, apresenta padrão de enriquecimento em eTh e subordinadamente, eTh, eU e K, se destacando do padrão pouco radiogênico da sequência sedimentar epiclástica e dos depósitos aluvionares do Rio Xingu.

Petrograficamente, as fácies do Granito Porto Estrela são classificadas como monzogranitos. A textura predominante é holocristalina hipidiomorfa inequigranular de granulação média a fina. Os minerais primários são quartzo, feldspato alcalino, plagioclásio, biotita, hornblenda, titanita, apatita, alanita, zircão e opacos. Em fácies menos evoluídas ocorrem clinopiroxênio e ortopiroxênio. Os minerais secundários são epidoto, sericita, clorita e carbonato. Localmente, pode apresentar textura glomeroporfírica. Os cristais de plagioclásio, anfibólio, clinopiroxênio e feldspato alcalino mais grossos formam aglomerados em matriz mais fina, caracterizando textura maculada. A matriz, formada por grãos submilimétricos, é composta por principalmente por quartzo, feldspato alcalino, plagioclásio e subordinadamente, por anfibólio e biotita.

Em porções menos evoluídas, o granito pode exibir aspecto mesocrático, com textura inequigranular, fina a grossa. Nessas fácies, o clinopiroxênio ocorre frequentemente com bordas de hornblenda, que por sua vez mostra borda de reação para biotita, configurando textura coronítica. São cristais de piroxênio subédricos a anédricos, de forma alongada ou arredondada. Alguns cristais podem apresentar lamelas de exsolução de uma segunda fase de piroxênio (textura *herringbone*). Ainda, os clinopiroxênios podem conter inclusões de cristais submilimétricos de ortopiroxênio, que compõe menos de 1% da rocha. O ortopiroxênio apresenta cor interferência baixa, relevo médio e extinção paralela.

4.2.1.2 Granito Rio Bala

O Granito Rio Bala constitui um corpo ovalado, levemente alongado na direção NW-SE, que aflora a oeste da Vila Canopus, localizada na porção oeste da área de mapeamento (Fig. 16a). É caracterizado por um relevo cupuliforme de declividade moderada. Em imagens de aerogamaespectrometria, apresenta dois padrões predominantes que são intimamente associados com a expressão topográfica: regiões de altos eU, eTh e K ou eTh e K, que são caracterizadas pelo relevo de alta declividade; e regiões enriquecidas em eTh, que correspondem às áreas de menor declividade e superfícies planas. O corpo é limitado a leste pelo Granito São Pedro do Iri, rochas sedimentares epiclásticas e coberturas vulcanogênicas. Já sua porção oeste é limitada por rochas vulcânicas. Em imagens aeromagnéticas de sinal analítico, apresenta padrão heterogêneo e mais magnético em relação às coberturas sedimentares, rochas vulcânicas e o Granito São Pedro do Iri. Em escala mesoscópica, é um granito isotrópico, cinza escuro à cinza claro, localmente róseo, com textura porfírica local.

As fácies do Granito Rio Bala são classificadas como monzogranitos e subordinadamente sienogranito. Petrograficamente, apresentam textura holocristalina, hipidiomorfa a xenomorfa, inequigranular de granulação grossa a média, por vezes de caráter porfírica. Os minerais primários são quartzo, feldspato alcalino, plagioclásio, biotita, anfibólio, clinopiroxênio reliquiar, zircão, alanita, apatita, titanita e opacos. Os minerais secundários são clorita, carbonato, epidoto e opacos. Amostras mais evoluídas podem apresentar médio a alto grau de argilização, saussuritização e cloritização, além de alteração férrica.

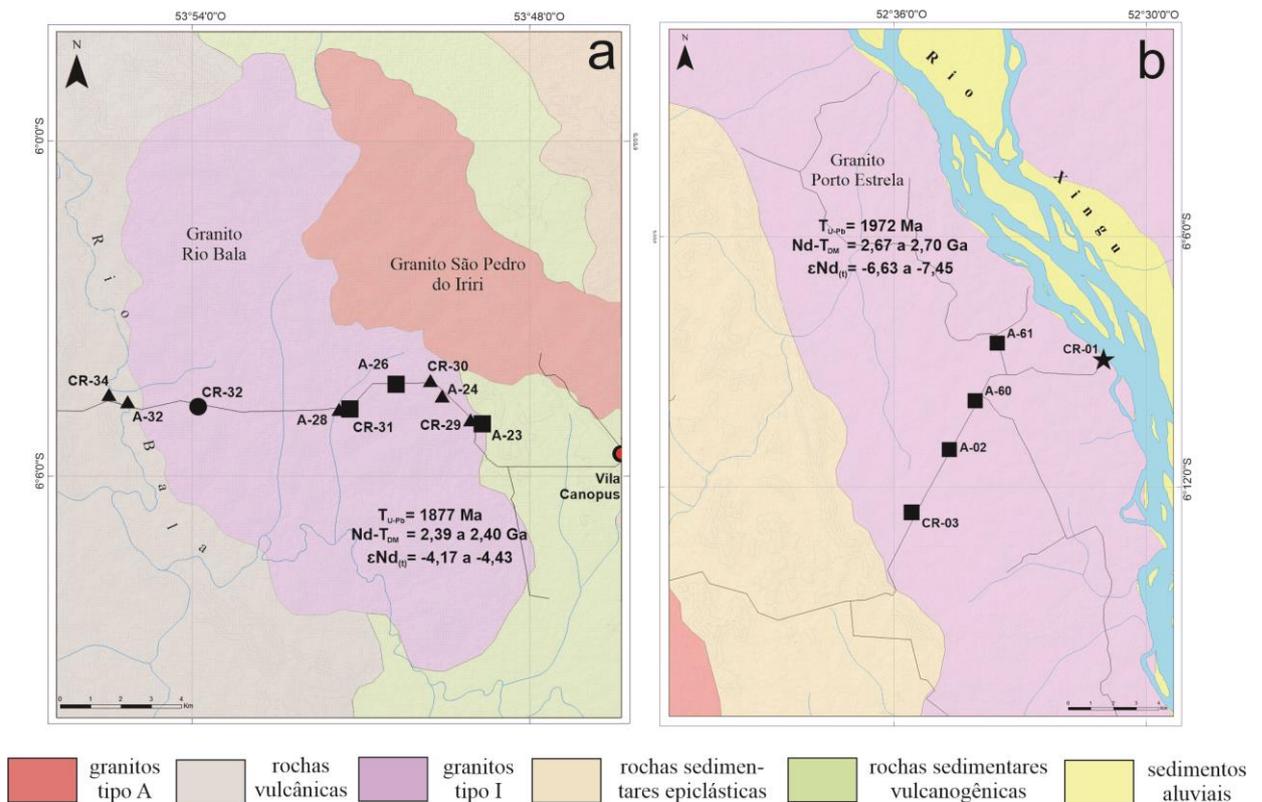


Figura 16 – Mapas geológicos de detalhe de trechos do interflúvio dos rios Iri e Xingu (Fig. 3): a) área da Vila Canopus, porção oeste da área de estudo. b) área do extremo leste da área de estudo, que bordeja o Rio Xingu.

4.2.1.3 Granitos do Rio Iri

Vários corpos graníticos aflorantes na região do Rio Iri (Fig. 17a, b) foram descritos petrograficamente e datados pelo método Pb-Pb por Semblano *et al.* (2016a). Nesta tese, optou-se por nomear esses corpos graníticos conforme topônimos relatados em trabalhos anteriores (Ver Subcapítulo 5.5 – Proposta de redistribuição litoestratigráfica). Os dados desse trabalho e a nomenclatura adotada são resumidos na Tabela 7. A amostra inédita MV-84a, coletada também na área das amostras supracitadas, apresentou características químicas distintas dos demais granitos e foi interpretada preliminarmente como um corpo independente. Essa amostra é classificada como um biotita monzogranito e apresenta textura holocristalina inequigranular

hipidiomorfica a alotriomórfica, de granulação grossa a média, leucocrática ($M' = 5\%$). A mineralogia primária é constituída por quartzo, plagioclásio, feldspato alcalino, biotita, zircão, apatita, allanita e minerais opacos. Os minerais secundários são sericita, epidoto, clorita e carbonato.

Tabela 7 – Classificação petrográfica e dados isotópicos Pb-Pb (por evaporação de zircão) e Sm-Nd (rocha total) das amostras estudadas (Semblano *et al.* 2016a).

Amostra	Plúton	Classificação Petrográfica	Pb-Pb em Zr	$\epsilon Nd_{(t)}$	Idade Nd- T_{DM} (Ga)
MV-58	Serra do Chavito	Hb-Bt Quartzozonozonito	1986 ± 4 Ma	-5,29	2,6
MV-69	Pedra do O	Hb-Bt monzogranito	1986 ± 2 Ma	-2,82	2,43
MV-85	-	Hb-Bt monzogranito	1992 ± 3 Ma	-	-
MV-72a	Cachoeira do Julião	Cpx-Hb-Bt Quartzosienito	1889 ± 3 Ma	-8,76	2,87
MV-84	Igarapé Limão	Bt Monzogranito	-	-	-

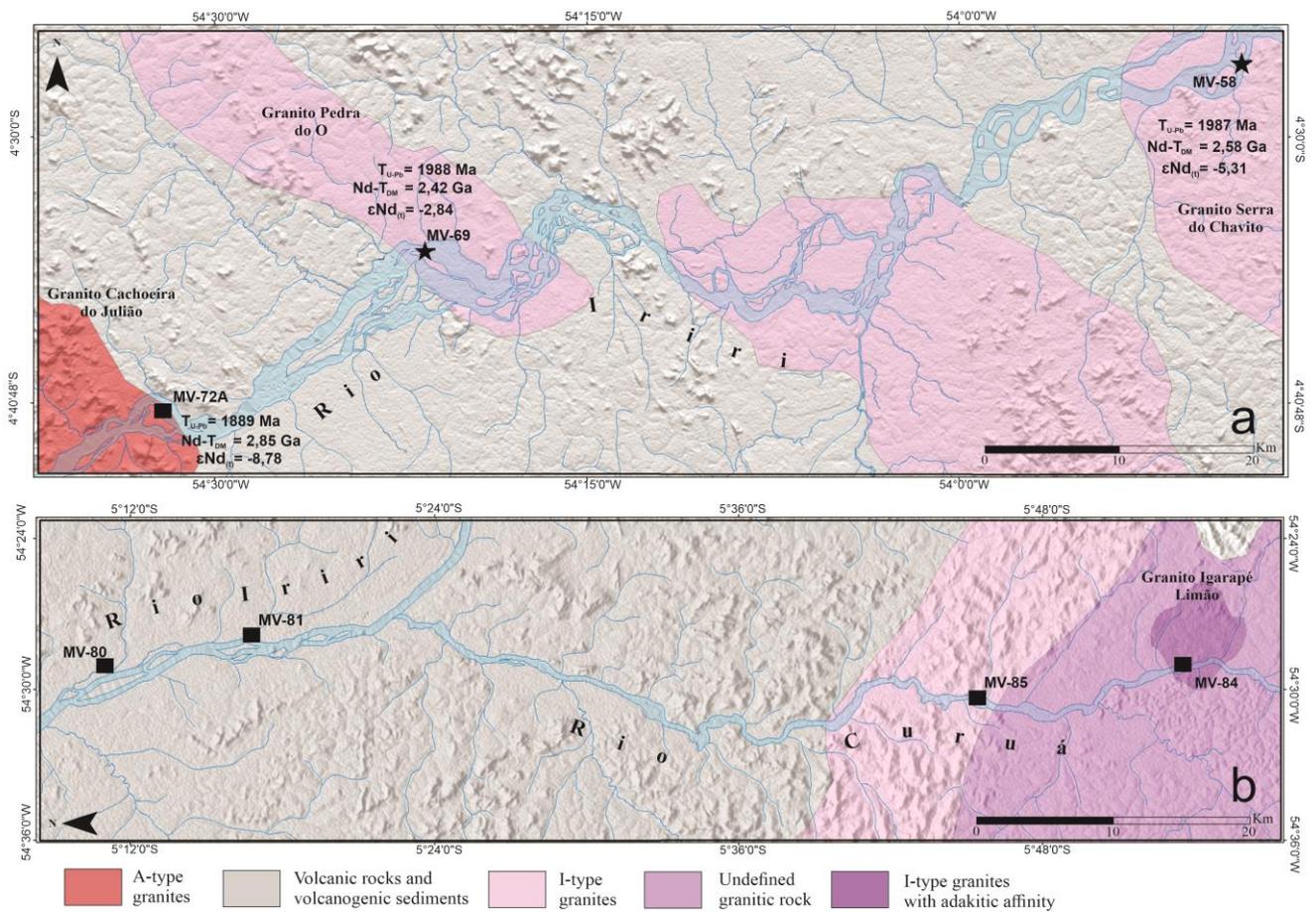


Figura 17 – Mapas geológicos de porções dos rios Iriri e Curuá (modificados de Vasquez *et al.* 2008, Semblano *et al.* 2016a). a) região do Rio Iriri na porção norte do Domínio Iriri-Xingu. b) região do encontro entre os rios Iriri e Curuá, porção oeste do domínio.

4.2.2 Geoquímica

Um total de 13 amostras foram selecionadas para análises litoquímicas conforme capítulo de metodologia, e são exibidas na Tabela 8. As amostras do Granito Porto Estrela apresentaram uma alta variação do teor de SiO₂ (61,2–73,6%) e são classificadas no diagrama R1-R2 (De la Roche 1980) como tonalitos, granodioritos e granitos, seguindo o trend aproximado das rochas cálcio-alcálicas (Fig. 18). Essas amostras são classificadas como metaluminosas a fracamente peraluminosas (Maniar & Piccoli 1989), cálcio-alcálicas de alto K (Pecerillo & Taylor 1976), predominantemente magnesianas ($FeO_t/[FeO_t+MgO] = 0,65-0,81$) (Frost *et al.* 2001), com razão K₂O/Na₂O entre 1,12 e 1,59.

As amostras do Granito Rio Bala também apresentaram uma alta variação de SiO₂ (63,8–72,5%) e plotam no campo dos quartzo-monzonitos e granitos, seguindo uma tendência aproximada à das rochas subalcálicas. Essas rochas são classificadas como metaluminosas, shoshoníticas, magnesianas ($FeO_t/[FeO_t+MgO] = 0,68-0,79$), com razão K₂O/Na₂O entre 1,19 e 1,34. Já as amostras MV-58, MV-69 e MV-85 de granitos do Rio Iriri apresentaram uma variação de SiO₂ entre 65,6 e 73,6% e são classificadas quimicamente como quartzo-monzonitos e granitos. São rochas metaluminosas a levemente peraluminosas, da série cálcio-alcálica de alto K a shoshonítica, magnesianas a fracamente ferroanas ($FeO_t/[FeO_t+MgO] = 0,77-0,81$), e relativamente mais sódicas que os demais granitos estudados (K₂O/Na₂O = 0,97–1,13).

A amostra granítica MV-72a do Rio Iriri apresentou teor de SiO₂ de 61,8% e plota no limite das rochas quartzo-monzoníticas e quartzo-sieníticas no diagrama R1-R2 (De la Roche 1980). No diagrama A/NK vs. A/CNK (Maniar & Piccoli 1989), a amostra plota no campo das rochas metaluminosas. Nos diagramas K₂O vs. SiO₂ (Pecerillo & Taylor 1972) e $FeO_t/(FeO_t+MgO)$ vs. SiO₂, essa amostra plota no campo das rochas shoshoníticas e ferroanas, com K₂O/Na₂O = 1,05. A amostra MV-84, também do Rio Iriri, apresentou teor de 73,6% e plota no campo dos granitos no diagrama R1-R2 (De la Roche *et al.* 1980). A amostra é classificada como levemente peraluminosa (Maniar & Piccoli 1989), plota no limite do campo das rochas cálcio-alcálicas e cálcio-alcálicas de alto K (Pecerillo & Taylor 1972), e no campo das rochas magnesianas (Frost *et al.* 2001). Essa amostra apresentou razão K₂O/Na₂O de 0,76.

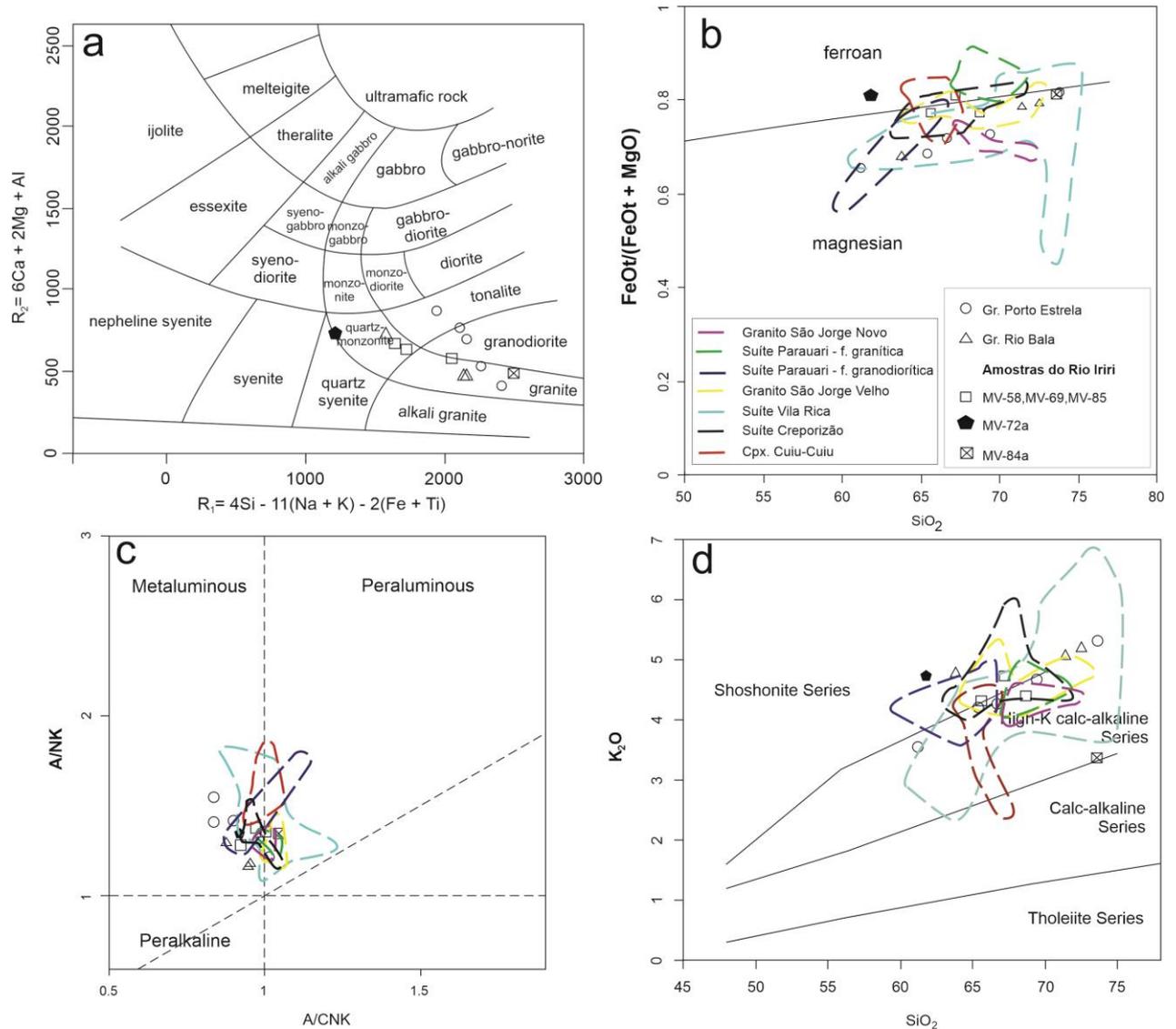


Figura 18 – Distribuição das amostras dos granitos Porto Estrela, Rio Bala e corpos do Rio Iriri nos diagramas: a) R1-R2 (De la Roche *et al.* 1980). b) $FeO/(FeO+MgO)$ vs. SiO_2 ; c) A/NK vs. A/CNK (Frost *et al.* 2001); e) K_2O vs. SiO_2 (Peccerillo & Taylor 1976). Dados utilizados para os contornos das rochas cálcio-alcálicas da bibliografia são oriundos dos trabalhos de Lamarão *et al.* (2002), Alves *et al.* (2010) e Vasquez *et al.* (2017). Amostras com teores de SiO_2 entre 60 e 75% foram selecionadas para as curvas de contorno visando a comparabilidade com os dados obtidos neste trabalho.

Nos diagramas Harker (Fig. 19), as amostras do Granito Porto Estrela apresentaram teores de CaO , MgO , TiO_2 , P_2O_5 e FeO_t com relação inversa ao aumento do teor de SiO_2 , teores aproximadamente constantes de Na_2O e Al_2O_3 e aumento do teor de K_2O com o aumento de SiO_2 . Já o Granito Rio Bala apresentou teores de Al_2O_3 , CaO , MgO , TiO_2 , P_2O_5 e FeO_t com relação inversa ao aumento do teor de SiO_2 . Para esse granito, os teores de Na_2O permaneceram aproximadamente constantes e os teores de K_2O aumentaram com o aumento de SiO_2 . Os granitos do Rio Iriri (MV-58, MV-69 e MV-85) apresentaram Al_2O_3 , CaO , Na_2O e TiO_2 em relação inversa ao aumento do teor de SiO_2 e teores aproximadamente constantes de MgO .

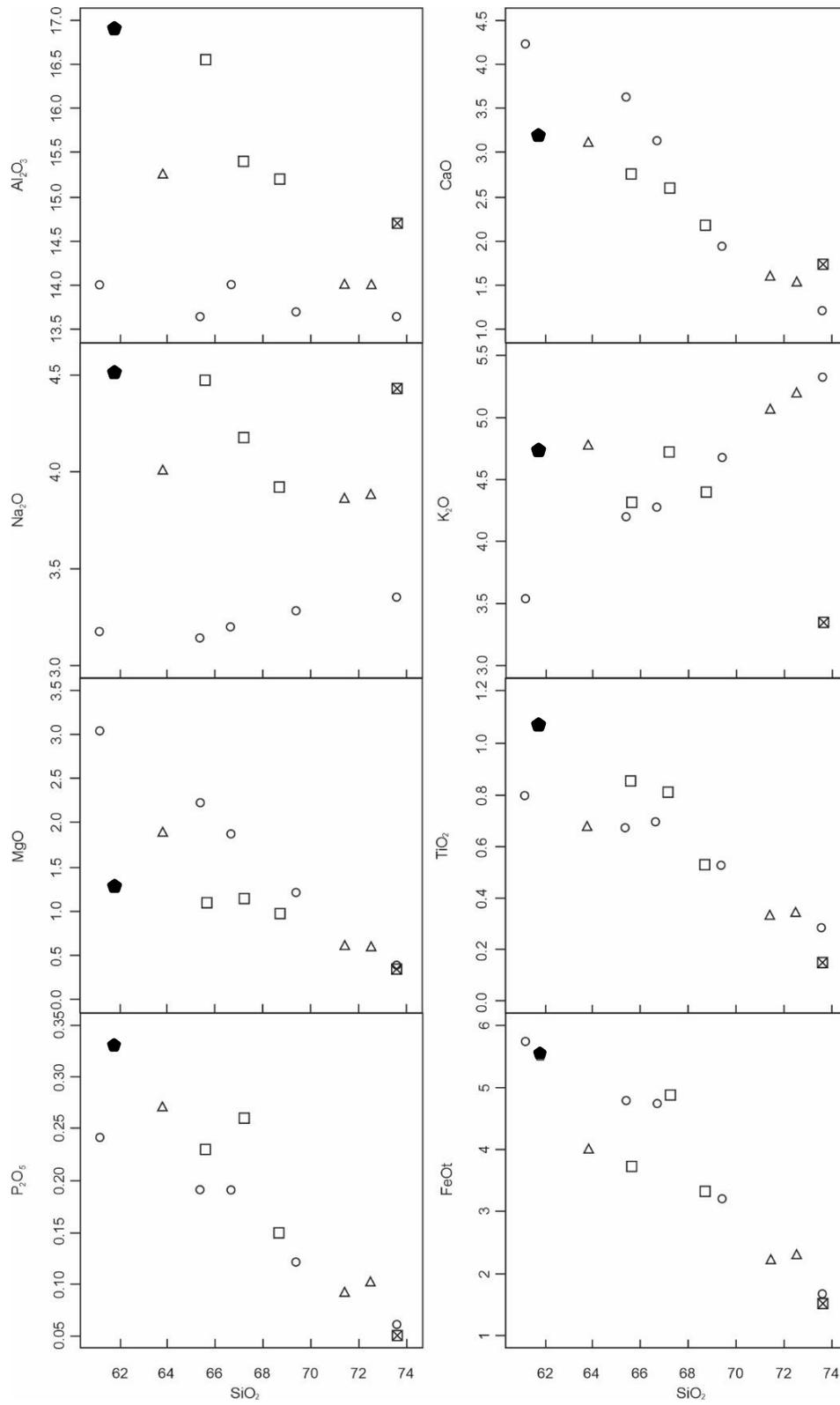


Figura 19 – Diagramas Harker (elementos maiores vs. SiO_2) para os granitos Porto Estrela, Rio Bala e corpos do Rio Irii. Símbolos como na Figura 18.

As amostras dos granitos analisados, com exceção das amostras MV-72a e MV-84, apresentam teores absolutos relativamente altos de Ba, Zr e Ce, moderadamente altos de Sr, Y e Ga, e moderado de Nb. No diagrama multielemento (Fig. 20), o Granito Porto Estrela, Rio Bala e granitos do Rio Iriri (MV-58, MV-69 e MV-85) apresentam um padrão de enriquecimento em LILE's sobre HFSE's com anomalias negativas de Nb, P e Ti, e enriquecimento variável de Sr.

As amostras do Granito Porto Estrela apresentam teores absolutos relativamente altos de Ba (967 a 1320 ppm), Zr (252 a 329 ppm), Ce (86 a 129 ppm) e Y (20,7 a 46,3 ppm), e teores moderados a altos de Sr (158,5 a 430 ppm), Ga (16,3 a 18 ppm) e Nb (10,5 a 14,1 ppm). Esse granito apresentou teores relativamente altos de ETR totais, entre 196 e 281 ppm e um padrão de fracionamento moderado a alto de ETRL sobre ETRP ($La/Yb = 13,4$ a $20,5$), sendo esse fracionamento mais acentuado internamente nos ETRL ($La/Sm = 4,58$ a $6,64$), que nos ETRP ($Gd/Yb = 1,63$ a $2,08$). Ainda, ele apresentou anomalia negativa de Eu moderada ($[Eu/Eu^*] = 0,41$ a $0,75$) (Fig. 21).

O Granito Rio Bala apresenta composição de elementos traço semelhantes ao Granito Porto Estrela. As análises apontam teores relativamente altos de Ba (944 a 1295 ppm), moderados a altos de Zr (234 a 295 ppm), Ce (111 a 119 ppm), Y (21 a 24,8 ppm), Sr (201 a 325 ppm), Ga (17,9 a 21,2 ppm) e Nb (14,3 a 16,2 ppm). Os teores de ETR totais situaram-se entre 237-253 ppm. O padrão de ETR evidenciou alto fracionamento de ETRL sobre ETRP ($La/Yb = 16,25$ a $18,88$), sendo esse mais acentuado nos ETRL ($La/Sm = 6,18$ a $7,58$) que nos ETRP ($Gd/Yb = 1,39$ a $1,59$). Esse corpo apresentou anomalias moderadas de Eu ($[Eu/Eu^*] = 0,56$ a $0,68$).

Os granitos do Rio Iriri (amostras MV-59, MV-69 e MV-85) apresentaram teores absolutos altos de Ba (1225 a 2040 ppm), Zr (270 a 419 ppm), Ce (135,5 a 163,5 ppm), Y (26,3 a 38,6 ppm) e moderados a altos de Sr (271 a 612 ppm), Ga (18,3 a 20,7 ppm) e Nb (16,4 a 19,1 ppm). Destaca-se também os teores relativamente altos de W (15 a 68 ppm) comparados aos granitos Porto Estrela e Rio Bala (1 a 4 ppm) e amostra MV-84 (1 ppm). Essas amostras apresentaram os teores mais altos de ETR totais entre as amostras analisadas, variando de 302 a 357 ppm. O padrão de ETR evidencia enriquecimento relativo moderado a acentuado entre ETRL sobre ETRP com razão $(La/Yb)_N$ entre 11,88 e 22,09, e anomalias negativas fracas a moderadas de Eu ($[Eu/Eu^*] = 0,52$ a $0,92$).

Tabela 8 – Dados químicos das amostras dos granitos do Rio Iriri, Porto Estrela e Rio Bala.

AMOSTRA	Granitos do Rio Iriri					Granito Rio Bala			Granito Porto Estrela				
	MV-84A	MV-58	MV-69	MV-85	MV-72a	A23	A26	CR-31	CR-03	DDC-957	A61	A02	A60
SiO ₂	73,6	68,7	65,6	67,2	61,8	63,8	72,5	71,4	61,2	65,4	66,7	69,4	73,6
Al ₂ O ₃	14,7	15,2	16,55	15,4	16,9	15,25	14	14	14	13,65	14	13,7	13,65
Fe ₂ O ₃	1,69	3,7	4,14	5,42	6,13	4,43	2,53	2,45	6,38	5,32	5,26	3,56	1,85
CaO	1,74	2,18	2,76	2,6	3,2	3,11	1,53	1,59	4,22	3,63	3,12	1,93	1,21
MgO	0,35	0,98	1,1	1,15	1,29	1,88	0,59	0,6	3,04	2,22	1,87	1,21	0,38
Na ₂ O	4,43	3,92	4,47	4,18	4,51	4,01	3,88	3,86	3,17	3,14	3,2	3,28	3,35
K ₂ O	3,36	4,4	4,32	4,73	4,74	4,77	5,2	5,06	3,54	4,2	4,27	4,67	5,32
TiO ₂	0,15	0,53	0,85	0,81	1,07	0,67	0,34	0,33	0,79	0,67	0,69	0,52	0,28
MnO	0,05	0,13	0,08	0,1	0,16	0,07	0,05	0,05	0,09	0,08	0,08	0,06	0,03
P ₂ O ₅	0,05	0,15	0,23	0,26	0,33	0,27	0,1	0,09	0,24	0,19	0,19	0,12	0,06
LOI	0,45	0,99	0,96	0,7	0,67	1,05	1,06	0,94	1,88	0,93	0,91	1,22	0,82
Total	100,82	101,11	101,37	102,75	101,38	99,51	101,92	100,52	98,74	99,63	100,46	99,84	100,68
Ba	1635	1345	2040	1225	4430	1295	944	999	1320	1230	1180	1205	967
Cr	10	300	70	210	20	80	30	50	120	140	70	60	30
Cs	0,8	2,61	2,65	4,47	0,92	3,01	3,29	4,73	0,87	1,83	1,99	2,2	2,34
Ga	16,7	18,3	20,7	19,3	20,4	18,1	21,2	17,9	18	16,9	18	16,3	17
Hf	3	8	6,7	10,7	10,4	8,1	6,5	6,7	6,6	7,7	8,3	7,7	7,7
Nb	5,2	16,8	16,4	19,1	11,7	14,3	16,2	14,4	10,5	11,7	12,8	11,8	14,1
Rb	86,4	148,5	141,5	166	76,6	159	224	221	124	138	182	243	282
Sn	<1	2	1	3	1	2	10	3	2	2	2	2	2
Sr	593	405	612	271	449	325	201	208	430	333	325	227	158,5
Ta	0,4	1,4	2,8	1,4	0,8	1,3	1,9	1,5	0,8	1	0,9	1,2	1,7
Th	4,63	32	18,2	21,6	7,15	23,2	44,1	38,2	17,25	17,35	27,3	29,2	55,5
U	0,72	5,77	3,67	3,91	1,57	5,78	8,42	7,68	4,32	3,99	6,71	8,5	12,95
V	19	41	41	56	60	97	33	32	146	103	109	63	27
W	1	18	68	15	149	4	4	2	2	3	1	3	2
Y	6,2	28,9	26,3	38,6	31,6	24,8	22,4	21	25,6	20,7	46,3	26,3	22,9
Zr	107	298	270	419	473	295	234	244	252	291	329	299	257
La	19,4	88,8	69,5	71,2	56,9	60	63,8	60,5	51,5	43,8	66,4	60,3	67,5
Ce	35,1	163,5	136,5	135,5	107	113	119	111,5	101	86,6	123	110,5	129,5
Pr	3,68	17,6	15,2	15,15	12,65	11,4	11,45	10,45	11	9,22	13,65	12,95	12,55
Nd	12	57,6	52,2	53,1	47,1	39,4	36,7	34,6	39,3	34,2	46,8	45,7	41,3
Sm	1,74	8,41	8,13	8,45	7,81	6,11	5,58	5,02	6,26	6,01	7,15	7,67	6,39
Eu	0,45	1,4	2,14	1,32	3,75	1,22	0,91	0,9	1,29	1,31	1,37	1,26	0,76
Gd	1,3	6,42	6,18	7,14	6,98	4,89	4,47	4,24	5,16	4,8	6,73	6,35	5,04
Tb	0,17	0,84	0,81	1,01	0,92	0,74	0,64	0,63	0,71	0,68	0,93	0,84	0,66
Dy	0,97	5,06	4,43	6,4	5,66	4,18	3,65	3,51	4,35	3,8	5,9	4,88	3,95
Ho	0,2	1,04	0,93	1,4	1,19	0,83	0,78	0,65	0,88	0,74	1,31	0,92	0,73
Er	0,54	2,8	2,55	3,97	3,17	2,43	2,39	2,14	2,33	2,12	3,74	2,72	2,04
Tm	0,1	0,42	0,37	0,59	0,45	0,36	0,35	0,3	0,34	0,34	0,54	0,39	0,33
Yb	0,61	2,71	2,42	4,04	2,84	2,49	2,59	2,16	2,23	2,12	3,34	2,46	2,22
Lu	0,09	0,4	0,36	0,58	0,43	0,35	0,36	0,35	0,34	0,29	0,47	0,39	0,34
K ₂ O/Na ₂ O	0,76	1,12	0,97	1,13	1,05	1,19	1,34	1,31	1,12	1,34	1,33	1,42	1,59
FeO _f (FeO _t +MgO)	0,81	0,77	0,77	0,81	0,81	0,68	0,79	0,79	0,65	0,68	0,72	0,73	0,81
ΣREE	76	357	302	310	257	247	253	237	227	196	281	257	273
Eu/Eu*	0,91	0,58	0,92	0,52	1,55	0,68	0,56	0,6	0,69	0,75	0,6	0,55	0,41
(La/Yb) _N	21,44	22,09	19,36	11,88	13,51	16,25	16,61	18,88	15,57	13,93	13,4	16,53	20,5
(La/Sm) _N	7,01	6,64	5,38	5,3	4,58	6,18	7,19	7,58	5,17	4,58	5,84	4,95	6,64
(Gd/Yb) _N	1,72	1,91	2,06	1,43	1,98	1,59	1,39	1,58	1,87	1,83	1,63	2,08	1,83

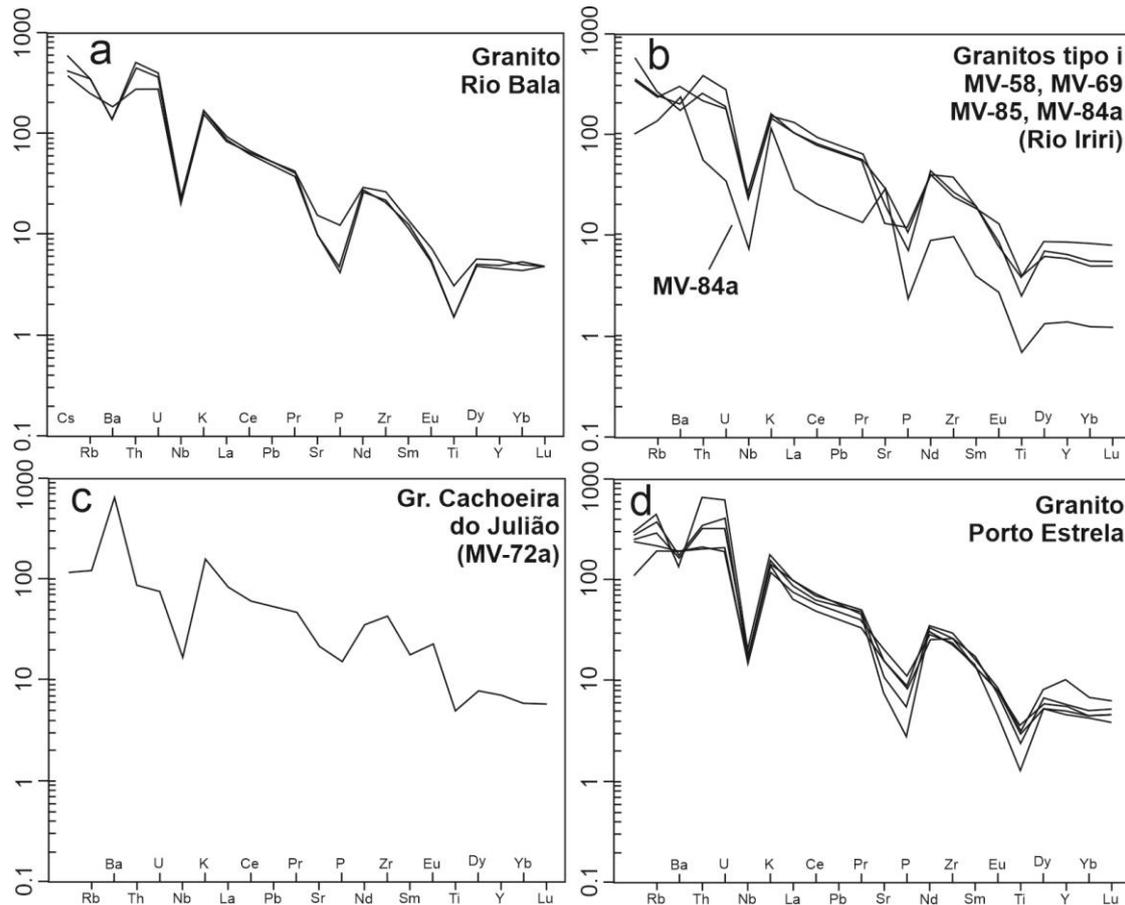


Figura 20 - Diagramas multi-elementais normalizados pelo Manto Primitivo (Sun & Mcdonough 1989) para amostras do Granito Rio Bala (a), granitos tipo I do Rio Iriri (b), Granito Cachoeira do Julião (amostra MV-72a) (c) e do Granito Porto Estrela (d).

As amostras MV-72a e MV-84 apresentaram comportamento geoquímico contrastante com os granitos da região do Rio Iriri, Porto Estrela e Rio Bala. A amostra MV-84a apresentou teores absolutos altos de Ba (1635 ppm) e Sr (593 ppm), baixos de Nb (5,2 ppm), Ce (35,1 ppm), Rb (86,4 ppm), Y (6,2 ppm) e Zr (107 ppm) relativamente às outras amostras estudadas. No diagrama multi-elemental normalizado (Fig. 20b), essa amostra apresentou um padrão de enriquecimento de LILE's sobre HFSE's com anomalia positiva de Ba, K e Sr, e negativas de Nb, P e Ti. Também ela diverge em relação ao teor marcadamente baixo de ETR totais (76 ppm), especialmente ETRP. No diagrama de ETR normalizados (Fig. 21b), a amostra apresentou padrão concavo para cima de fracionamento entre ETRL sobre ETRP, com razão $(La/Yb)_N$ de 21,44, com fraca anomalia negativa de Eu ($[Eu/Eu^*] = 0,91$).

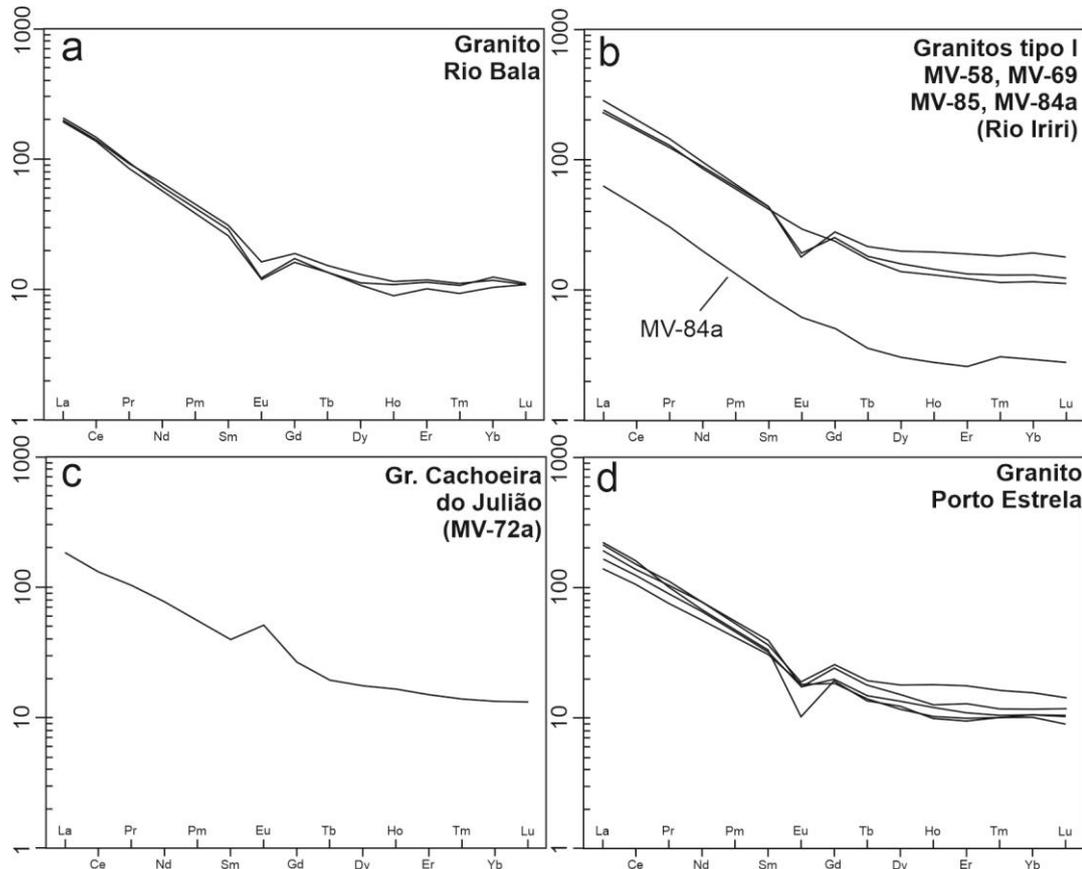


Figura 21 - Padrão de elementos terras raras normalizado pelo condrito (Boynton 1984) para as amostras graníticas do Rio Iriri, e dos granitos Rio Bala, Cachoeira do Julião e Porto Estrela.

A amostra MV-72a apresenta os maiores teores absolutos de Ba (4430 ppm) e W (149 ppm) das amostras analisadas. Também apresenta valores altos de Zr (473 ppm), Y (31,6 ppm), Sr (449 ppm), Ga (20,4 ppm) e baixos de Rb (76,6 ppm). No diagrama multielementar, apresenta um padrão de enriquecimento de LILE's sobre HFSE's com anomalias positivas de Ba e K e, em menor proporção, de Eu e Zr, e anomalias negativas de Nb, Sr, P e Ti. A amostra apresentou teores de ETR totais de 256 ppm. O padrão de ETR evidencia fracionamento moderado de ETRL sobre ETRP ($La/Yb = 13,51$) com anomalia positiva de Eu ($[Eu/Eu^*] = 1,55$).

Afinidade Geoquímica

No diagrama Rb vs. Y+Nb (Pearce *et al.* 1996), as amostras dos granitos Rio Bala, Porto Estrela e amostras MV-58, MV-69 e MV-85 plotaram no campo dos granitos pós-colisionais, enquanto nos diagramas FeO/MgO vs. $10000 * Ga/Al$ (Whalen *et al.* 1987), essas amostras mostram afinidade com os granitos tipo I. No diagrama $(Nb/Zr)_N$ vs. Zr (Thiéblemont & Tégéyey 1994), as amostras plotaram predominantemente no campo das rochas Colisionais (cálcio-alcalinas, alcalinas e do tipo A₂).

No diagrama $\text{FeO}_t/(\text{FeO}_t+\text{MgO})$ vs. $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O})$ (Dall’Agnol & Oliveira 2007), essas amostras plotaram predominantemente no campo dos granitos cálcio-alcálicos (Fig. 22).

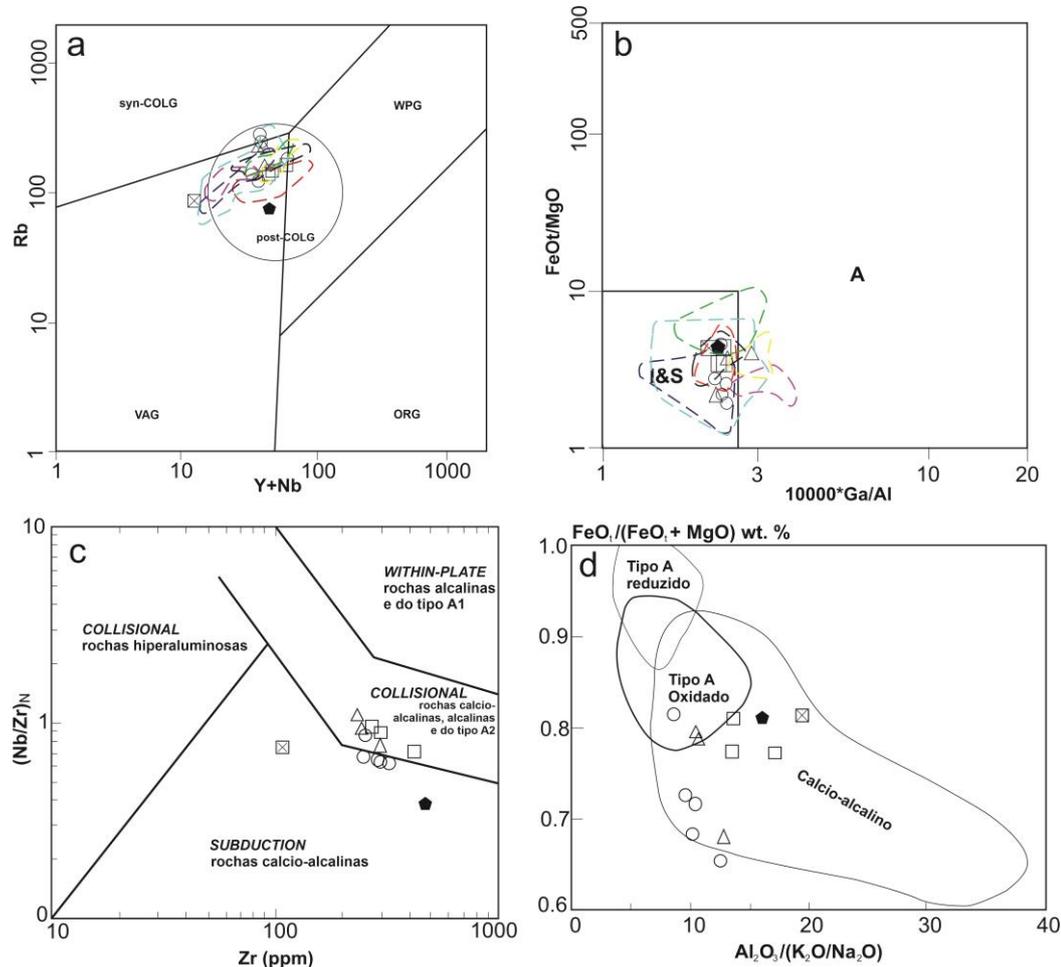


Figura 22 – Amostras dos granitos Rio Bala, Porto Estrela e de corpos do Rio Iriri plotadas nos diagramas discriminantes: a) Rb vs. Y+Nb (Pearce *et al.* 1996); b) FeO_t/MgO vs. $\text{Zr}+\text{Nb}+\text{Ce}+\text{Y}$ (Whalen *et al.* 1987); c) $(\text{Nb}/\text{Zr})_N$ vs. Zr (Thiéblemont & Téggyey 1994); d) $\text{FeO}_t/(\text{FeO}_t + \text{MgO})$ vs. $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O})$ (Dall’Agnol & Oliveira 2007). Símbolos e curvas de contorno de dados da bibliografia como na Figura 18.

A amostra MV-84 mostrou afinidade com os granitos de arco vulcânico no diagrama Rb vs. Y+Nb (Pearce *et al.* 1996), com os granitos tipo I (diagrama FeO_t/MgO vs. $10000*\text{Ga}/\text{Al}$, Whalen *et al.* 1987), com as rochas cálcio-alcálicas ligadas à subducção (Thiéblemont & Téggyey 1994) e com as rochas cálcio-alcálicas em detrimento aos granitos tipo A oxidados (Dall’Agnol & Oliveira 2007). A amostra MV-72a apresentou afinidade com os granitos pós-colisionais no diagrama Rb vs. Y+Nb (Pearce *et al.* 1996), enquanto nos diagramas FeO_t/MgO vs. $10000*\text{Ga}/\text{Al}$ (Whalen *et al.* 1987), $(\text{Nb}/\text{Zr})_N$ vs. Zr (Thiéblemont & Téggyey 1994) e $\text{FeO}_t/(\text{FeO}_t+\text{MgO})$ vs. $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O})$ (Dall’Agnol & Oliveira 2007), essa amostra plota no campo dos granitos tipo I e rochas cálcio-alcálicas, respectivamente.

4.2.3 Geocronologia U-Pb em zircão

Das amostras estudadas, duas de granitos do Rio Iriri (plútons Serra do Chavito e Pedra do O), uma amostra do Granito Rio Bala e uma amostra do Granito Porto Estrela foram escolhidas para datação pelo método U-Pb em zircão por LA-ICP-MS. Os cristais de zircão das amostras foram extraídos da fração entre 70 e 320 μm , tem forma subédrica a euédrica. Em imagens de catodoluminescência, comumente exibem zoneamento magmático oscilatório, mas podem apresentar núcleos metamíticos, porções caóticas ou com textura de reabsorção, ou ainda inclusões e fraturas, que foram evitadas para a alocação dos *spots* de análise. Os resultados são apresentados na Tabela 9.

4.2.3.1 Amostra MV-58 – Granito Serra do Chavito

A amostra MV-58 constitui um Hb-bt quartzo-monzonito. Vinte e cinco grãos analisados apresentaram razões e idades com erros, discordância e Pb comum aceitáveis. Esse grupo de cristais forneceram uma idade discórdia com intercepto superior em $1980 \pm 9,7$ Ma (MSWD = 4,2). Os resultados concordantes no diagrama Concórdia foram obtidos em 11 grãos que apresentaram média ponderada da idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de $1987 \pm 6,6$ Ma (Fig. 23), que foi considerada a idade de cristalização desse corpo granítico.

4.2.3.2 Amostra MV-69 – Granito Pedra do O

A amostra MV-69 é classificada como um Hb-Bt monzogranito. Dos cristais analisados, 34 grãos apresentaram razões e idades com erros, discordância e Pb comum aceitáveis. Esse grupo de grãos forneceram uma idade discórdia com intercepto superior em 1986 ± 11 Ma (MSWD = 4,1). Os resultados concordantes somaram 14 grãos que apresentaram média ponderada da idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 1988 ± 8 Ma, que foi considerada a idade de cristalização desse corpo granítico.

Tabela 9 – Dados isotópicos para as amostras dos granitos cálcio-alcálinos estudados (grs. Porto Estrela, Serra do Chavito, Pedra do Ó e Rio Bala).

Razões Isotópicas										Idades (Ma)					(Continua)	
Número Spot	f_{206}^a	Th/Ub	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1 s [%]	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 s [%]	Rho ^b	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1 s [%]	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 s [abs]	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1 s [abs]	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1 s [abs]	fConc %6/8-7/6 ^c
DDC957 – Gr. Porto Estrela																
DDC957 A3	0.011	1.36	5.91	0.76	0.36	0.50	0.67	0.12	0.56	1968.0	9.9	1963.0	14.8	1957.8	11.0	100.5
DDC957 B5	0.013	0.85	3.81	5.84	0.23	5.68	0.97	0.12	1.36	1324.3	75.2	1594.6	93.1	1972.9	26.8	67.1
DDC957 B6	0.006	1.21	6.01	0.79	0.36	0.57	0.72	0.12	0.55	1979.1	11.2	1976.9	15.5	1974.7	10.8	100.2
DDC957 D2	0.010	1.70	5.79	0.92	0.35	0.62	0.67	0.12	0.69	1936.6	11.9	1944.6	17.9	1953.0	13.4	99.2
DDC957 E5	0.004	1.29	5.99	0.92	0.36	0.84	0.91	0.12	0.38	1977.9	16.6	1974.4	18.2	1970.6	7.4	100.4
DDC957 G1	0.003	1.76	6.30	0.88	0.38	0.79	0.90	0.12	0.38	2063.4	16.4	2018.4	17.8	1972.7	7.6	104.6
DDC957 G5	0.001	1.04	6.02	0.80	0.36	0.72	0.90	0.12	0.36	1979.2	14.2	1979.4	15.9	1979.6	7.1	100.0
DDC957 G6	0.006	1.32	5.95	1.06	0.36	0.98	0.92	0.12	0.40	1964.0	19.3	1968.2	20.9	1972.6	8.0	99.6
DDC957 I4	0.007	1.18	5.19	1.27	0.31	1.17	0.92	0.12	0.50	1738.7	20.4	1850.6	23.6	1978.7	9.9	87.9
DDC957 I5	0.010	1.24	5.57	1.16	0.33	0.70	0.60	0.12	0.92	1834.2	12.8	1912.1	22.1	1997.7	18.5	91.8
DDC957 I6	0.014	0.96	5.19	1.01	0.31	0.67	0.66	0.12	0.76	1759.8	11.7	1851.5	18.7	1956.3	14.8	90.0
DDC957 J5	0.003	1.12	5.90	0.59	0.35	0.35	0.59	0.12	0.48	1931.0	6.7	1960.5	11.6	1991.8	9.5	96.9
DDC957 L3	0.009	1.02	5.69	0.63	0.34	0.44	0.71	0.12	0.45	1891.6	8.4	1930.3	12.2	1972.1	8.8	95.9
DDC957 O1	0.005	1.60	6.38	0.67	0.38	0.47	0.71	0.12	0.47	2072.9	9.8	2029.8	13.5	1986.3	9.3	104.4
DDC957 O3	0.002	1.46	6.03	0.90	0.36	0.68	0.76	0.12	0.59	1989.9	13.6	1980.9	17.8	1971.5	11.6	100.9
DDC957 O4	0.007	1.08	2.81	1.77	0.17	1.64	0.92	0.12	0.67	999.2	16.4	1359.5	24.1	1982.3	13.4	50.4
DDC957 N5	0.010	1.18	6.04	2.15	0.36	1.99	0.93	0.12	0.80	1975.7	39.3	1981.1	42.5	1986.6	15.9	99.5
DDC957 P2	0.006	1.24	6.25	2.35	0.38	2.25	0.96	0.12	0.65	2073.1	46.7	2012.1	47.2	1950.0	12.8	106.3
MD58 – Gr. Serra do Chavito																
MD58 A2	0.005	0.76	6.18	0.91	0.37	0.68	0.74	0.12	0.61	2021.5	13.7	2001.4	18.3	1980.7	12.1	102.1
MD58 A5	0.008	0.97	6.10	0.92	0.36	0.61	0.66	0.12	0.69	2002.3	12.2	1989.7	18.3	1976.8	13.6	101.3
MD58 B3	0.001	1.18	6.42	1.02	0.38	0.81	0.79	0.12	0.62	2065.7	16.6	2034.5	20.7	2003.1	12.4	103.1
MD58 B5	0.001	1.02	6.26	1.06	0.37	0.82	0.77	0.12	0.67	2016.1	16.5	2013.4	21.3	2010.6	13.5	100.3
MD58 D1	0.008	1.05	6.11	1.42	0.37	0.81	0.57	0.12	1.17	2009.5	16.3	1991.1	28.3	1972.1	23.0	101.9
MD58 D4	0.002	0.82	5.88	1.16	0.35	0.93	0.80	0.12	0.69	1952.0	18.1	1958.9	22.7	1966.3	13.6	99.3
MD58 E5	0.002	0.91	6.03	0.70	0.36	0.52	0.74	0.12	0.47	1973.3	10.2	1980.8	13.9	1988.7	9.4	99.2
MD58 F3	0.000	0.42	6.17	0.72	0.36	0.63	0.88	0.12	0.35	1999.8	12.6	1999.8	14.3	1999.9	6.9	100.0
MD58 F6	0.008	1.11	4.81	1.13	0.29	1.06	0.93	0.12	0.41	1646.3	17.4	1787.0	20.3	1955.6	8.1	84.2
MD58 H2	0.006	0.55	4.90	0.79	0.29	0.66	0.84	0.12	0.43	1661.1	11.0	1802.0	14.2	1969.2	8.4	84.4
MD58 H6	0.008	1.80	6.07	0.78	0.36	0.62	0.80	0.12	0.47	1995.2	12.5	1986.6	15.5	1977.7	9.3	100.9
MD58 I1	0.005	0.70	4.50	0.86	0.28	0.70	0.81	0.12	0.50	1570.8	11.0	1730.9	14.9	1930.3	9.7	81.4
MD58 I3	0.004	0.93	6.03	0.53	0.36	0.43	0.82	0.12	0.30	2002.0	8.7	1979.6	10.4	1956.3	5.9	102.3
MD58 I5	0.007	0.39	5.45	0.85	0.33	0.66	0.77	0.12	0.54	1837.5	12.0	1892.7	16.0	1953.7	10.5	94.1
MD58 J6	0.006	0.46	5.99	0.78	0.36	0.53	0.68	0.12	0.57	1972.5	10.5	1975.0	15.5	1977.7	11.3	99.7
MD58 K1	0.002	0.43	5.94	0.80	0.35	0.50	0.63	0.12	0.62	1957.8	9.9	1967.3	15.8	1977.3	12.3	99.0

(Continuação)

MD58 K6	0.002	0.56	6.08	0.82	0.36	0.55	0.67	0.12	0.61	1991.4	11.0	1987.0	16.3	1982.5	12.1	100.5
MD58 L1	0.008	0.50	6.03	1.08	0.36	0.83	0.77	0.12	0.68	1971.8	16.4	1979.6	21.3	1987.9	13.6	99.2
MD58 M1	0.004	0.50	6.10	1.02	0.36	0.79	0.77	0.12	0.65	1983.9	15.7	1989.9	20.3	1996.1	12.9	99.4
MD58 M3	0.007	0.45	5.69	1.12	0.33	0.79	0.71	0.12	0.79	1840.8	14.6	1929.5	21.6	2026.1	16.0	90.9
MD58 M4	0.006	0.54	5.28	0.72	0.32	0.56	0.78	0.12	0.45	1776.0	10.0	1865.8	13.4	1967.2	8.8	90.3
MD58 M5	0.004	0.45	5.85	0.60	0.34	0.42	0.69	0.12	0.44	1907.2	8.0	1954.1	11.8	2004.2	8.7	95.2
MD58 M6	0.001	0.54	5.53	0.89	0.33	0.80	0.90	0.12	0.40	1860.4	14.8	1905.2	16.9	1954.3	7.7	95.2
MD58 N1	0.006	0.45	6.08	0.86	0.37	0.56	0.66	0.12	0.65	2019.4	11.4	1987.9	17.1	1955.2	12.7	103.3
MD58 O3	0.005	0.42	5.54	0.83	0.34	0.54	0.65	0.12	0.63	1866.2	10.0	1907.4	15.8	1952.4	12.3	95.6
MV-69 – Gr. Pedra do O																
MV69 L4	0.004	0.39	4.51	1.30	0.27	1.20	0.92	0.12	0.52	1564.4	18.7	1732.1	22.6	1941.1	10.1	80.6
MV69 L1	0.004	0.57	5.19	0.69	0.31	0.54	0.78	0.12	0.43	1734.6	9.4	1851.6	12.8	1985.6	8.5	87.4
MV69 J1	0.003	0.52	6.22	1.11	0.38	0.71	0.64	0.12	0.85	2057.5	14.5	2007.5	22.2	1956.5	16.7	105.2
MV69 II	0.009	0.61	6.09	1.37	0.36	1.09	0.79	0.12	0.83	1996.9	21.7	1988.7	27.3	1980.2	16.5	100.8
MV69 H1	0.005	0.37	6.40	0.71	0.39	0.57	0.79	0.12	0.43	2101.3	11.9	2032.5	14.5	1963.2	8.5	107.0
MV69 H9	0.004	0.65	6.05	1.04	0.36	0.79	0.75	0.12	0.68	1987.4	15.6	1982.9	20.7	1978.1	13.5	100.5
MV69 H11	0.004	0.69	5.44	1.05	0.32	0.73	0.69	0.12	0.76	1804.4	13.1	1891.7	19.9	1989.0	15.0	90.7
MV69 G12	0.006	0.37	4.56	1.14	0.27	0.96	0.85	0.12	0.61	1547.4	14.9	1742.1	19.8	1984.6	12.0	78.0
MV69 G10	0.002	0.58	6.12	1.38	0.36	0.96	0.70	0.12	0.99	1991.6	19.1	1992.9	27.5	1994.2	19.8	99.9
MV69 G11	0.003	0.52	5.93	0.77	0.35	0.55	0.71	0.12	0.54	1957.7	10.7	1965.8	15.1	1974.3	10.7	99.2
MV69 G6	0.002	0.45	5.75	0.70	0.34	0.50	0.72	0.12	0.48	1901.9	9.5	1939.6	13.5	1980.1	9.6	96.1
MV69 G4	0.009	0.28	2.68	3.13	0.16	2.90	0.93	0.12	1.17	968.6	28.1	1321.9	41.4	1952.0	22.9	49.6
MV69 G2	0.004	0.58	6.11	1.56	0.36	1.15	0.74	0.12	1.06	1987.0	22.8	1991.9	31.0	1997.1	21.1	99.5
MV69 F6	0.007	0.76	4.14	2.32	0.24	1.78	0.77	0.12	1.48	1402.7	25.0	1662.9	38.6	2009.2	29.8	69.8
MV69 F3	0.002	0.79	6.01	0.96	0.36	0.73	0.77	0.12	0.62	1967.9	14.5	1977.3	19.0	1987.2	12.3	99.0
MV69 F4	0.004	0.44	5.83	1.11	0.35	0.87	0.79	0.12	0.68	1926.1	16.8	1950.2	21.6	1975.8	13.4	97.5
MV69 F2	0.003	0.71	6.03	0.98	0.36	0.82	0.84	0.12	0.54	1980.1	16.2	1980.6	19.4	1981.2	10.7	99.9
MV69 E2	0.004	0.51	6.11	1.10	0.36	0.78	0.71	0.12	0.78	1987.9	15.4	1992.4	21.9	1997.0	15.5	99.5
MV69 D7	0.002	0.55	5.95	1.24	0.34	1.00	0.81	0.13	0.73	1905.4	19.1	1968.6	24.4	2035.6	14.8	93.6
MV69 D4	0.006	0.49	5.77	0.81	0.34	0.58	0.72	0.12	0.57	1901.4	11.1	1942.3	15.8	1986.2	11.2	95.7
MV69 D1	0.009	0.42	5.01	1.81	0.31	1.59	0.88	0.12	0.86	1720.6	27.4	1820.6	32.9	1937.0	16.7	88.8
MV69 C4	0.005	0.56	4.33	1.27	0.26	1.03	0.81	0.12	0.75	1490.7	15.4	1699.6	21.7	1967.9	14.8	75.7
MV69 C3	0.003	0.56	5.51	1.17	0.33	0.98	0.84	0.12	0.64	1843.2	18.1	1902.5	22.3	1967.8	12.5	93.7
MV69 C1	0.007	0.48	5.08	0.93	0.30	0.63	0.68	0.12	0.68	1715.0	10.9	1833.1	17.1	1970.0	13.4	87.1
MV69 B4	0.003	0.78	6.01	1.16	0.36	0.93	0.80	0.12	0.70	1979.2	18.4	1977.4	23.0	1975.6	13.8	100.2
MV69 B2	0.009	0.59	6.09	2.37	0.36	1.89	0.80	0.12	1.44	1985.3	37.4	1989.3	47.2	1993.4	28.7	99.6
MV69 B1	0.002	0.66	6.08	1.02	0.36	0.71	0.70	0.12	0.72	1980.6	14.1	1987.5	20.2	1994.6	14.4	99.3
MV69 B7	0.007	0.72	6.34	1.33	0.37	1.07	0.80	0.13	0.80	2018.1	21.5	2023.6	26.9	2029.2	16.2	99.5

																	(Conclusão)
MV69 A8	0.003	0.59	6.22	1.66	0.36	1.30	0.79	0.12	1.02	2000.6	26.1	2007.5	33.3	2014.6	20.6	99.3	
MV69 A3	0.008	0.58	5.35	1.77	0.32	1.46	0.83	0.12	1.00	1775.9	25.9	1876.7	33.2	1990.2	19.8	89.2	
MV69 A1	0.002	0.48	5.67	1.25	0.34	0.69	0.55	0.12	1.04	1879.1	12.9	1927.2	24.0	1979.5	20.6	94.9	
MV69 L3	0.014	0.40	3.21	2.43	0.21	2.36	0.97	0.11	0.58	1208.8	28.5	1459.0	35.4	1845.0	10.7	65.5	
MV69 L2	0.007	0.46	5.82	1.88	0.35	1.24	0.66	0.12	1.42	1928.3	23.9	1948.9	36.7	1970.9	27.9	97.8	
MV69 L5	0.004	0.53	5.95	1.51	0.36	1.09	0.72	0.12	1.04	1963.5	21.4	1968.9	29.7	1974.6	20.6	99.4	
DDC-984 – Gr. Rio Bala																	
DDC 984 B5	0.001	1.26	5.42	1.05	0.34	0.87	0.83	0.12	0.59	1891.4	16.5	1888.0	19.8	1884.1	11.0	100.4	
DDC 984 B6	0.007	0.96	5.45	0.78	0.34	0.53	0.67	0.11	0.58	1904.8	10.1	1892.7	14.8	1879.4	10.9	101.4	
DDC 984 C2	0.007	0.62	3.74	1.45	0.24	1.14	0.78	0.11	0.90	1370.1	15.6	1580.6	22.9	1874.1	16.9	73.1	
DDC 984 C3	0.005	1.01	5.19	0.92	0.33	0.67	0.74	0.11	0.62	1826.5	12.3	1850.6	17.0	1877.9	11.7	97.3	
DDC 984 C6	0.004	0.63	3.79	1.30	0.24	1.04	0.80	0.11	0.78	1387.7	14.4	1591.2	20.7	1872.4	14.7	74.1	
DDC 984 D2	0.007	0.88	5.60	1.22	0.36	0.96	0.78	0.11	0.76	1961.8	18.8	1916.7	23.4	1868.2	14.1	105.0	
DDC 984 E1	0.003	0.57	5.29	0.67	0.33	0.35	0.53	0.11	0.57	1859.6	6.5	1867.7	12.4	1876.6	10.6	99.1	
DDC 984 F4	0.003	0.81	5.50	2.19	0.35	2.07	0.95	0.12	0.71	1910.9	39.6	1900.3	41.7	1888.8	13.4	101.2	
DDC 984 H6	0.006	1.15	5.32	1.43	0.34	1.22	0.86	0.11	0.73	1868.0	22.9	1872.5	26.7	1877.5	13.8	99.5	
DDC 984 H7	0.005	0.75	5.60	1.27	0.35	1.04	0.81	0.12	0.74	1939.7	20.1	1915.4	24.4	1889.2	14.0	102.7	
DDC 984 I1	0.008	0.89	5.41	1.65	0.34	1.02	0.62	0.12	1.29	1889.7	19.3	1887.2	31.0	1884.4	24.3	100.3	
DDC 984 I2	0.004	0.96	5.50	1.43	0.34	1.18	0.82	0.12	0.82	1906.5	22.4	1900.2	27.2	1893.4	15.4	100.7	
DDC 984 I4	0.002	0.70	4.02	1.17	0.25	0.98	0.84	0.11	0.62	1462.6	14.4	1638.8	19.1	1872.9	11.7	78.1	
DDC 984 J3	0.007	0.43	2.58	2.74	0.16	2.67	0.97	0.12	0.64	971.9	25.9	1296.3	35.5	1882.9	12.1	51.6	
DDC 984 L2	0.002	0.84	5.65	1.18	0.35	0.93	0.79	0.12	0.72	1947.4	18.1	1924.5	22.6	1899.9	13.7	102.5	
DDC 984 L3	0.004	0.99	5.62	1.43	0.36	1.15	0.81	0.11	0.84	1963.4	22.7	1919.8	27.4	1873.0	15.8	104.8	
DDC 984 M2	0.006	0.49	1.88	1.83	0.12	1.67	0.92	0.12	0.74	721.1	12.1	1073.4	19.6	1881.1	13.8	38.3	
DDC 984 M6	0.003	1.05	5.38	1.19	0.34	0.69	0.58	0.11	0.96	1884.3	13.1	1881.5	22.3	1878.4	18.1	100.3	
DDC 984 N4	0.005	0.74	5.58	0.97	0.35	0.72	0.74	0.12	0.65	1938.5	13.9	1912.6	18.5	1884.5	12.3	102.9	
DDC 984 O1	0.005	0.48	5.19	1.47	0.33	1.38	0.94	0.11	0.50	1843.4	25.5	1850.4	27.2	1858.3	9.4	99.2	
DDC 984 P3	0.003	0.81	5.63	1.19	0.35	0.97	0.81	0.12	0.69	1952.5	18.9	1920.3	22.8	1885.7	13.1	103.5	
DDC 984 Q2	0.008	0.82	5.35	1.42	0.34	1.00	0.71	0.11	1.00	1884.8	18.9	1877.7	26.6	1869.8	18.7	100.8	

a – Fração do ^{206}Pb não radiogênico no *spot* do zircão analisado, onde $f_{206} = (^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_c / (^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_s$ (c = comum; s = amostra); b - Rho é a correlação do erro definida como o quociente dos erros propagados das razões $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ e $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$. c – Grau de concordância = $(\text{Idade } ^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} * 100) / (\text{Idade } ^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})$.

4.2.3.3 Amostra DDC-957 – Granito Porto Estrela

A amostra DDC-957 consiste de um Px-Hb-Bt monzogranito. Dessa amostra, 18 grãos apresentaram razões e idades com erros, discordância e Pb comum aceitáveis. Esse grupo de zircão forneceu uma idade discórdia com intercepto superior em $1974 \pm 4,4$ Ma (MSWD = 1,4). Resultados concordantes foram obtidos em 8 grãos que apresentaram média ponderada da idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de $1972 \pm 6,6$ Ma, que foi considerada a idade de cristalização desse corpo granítico.

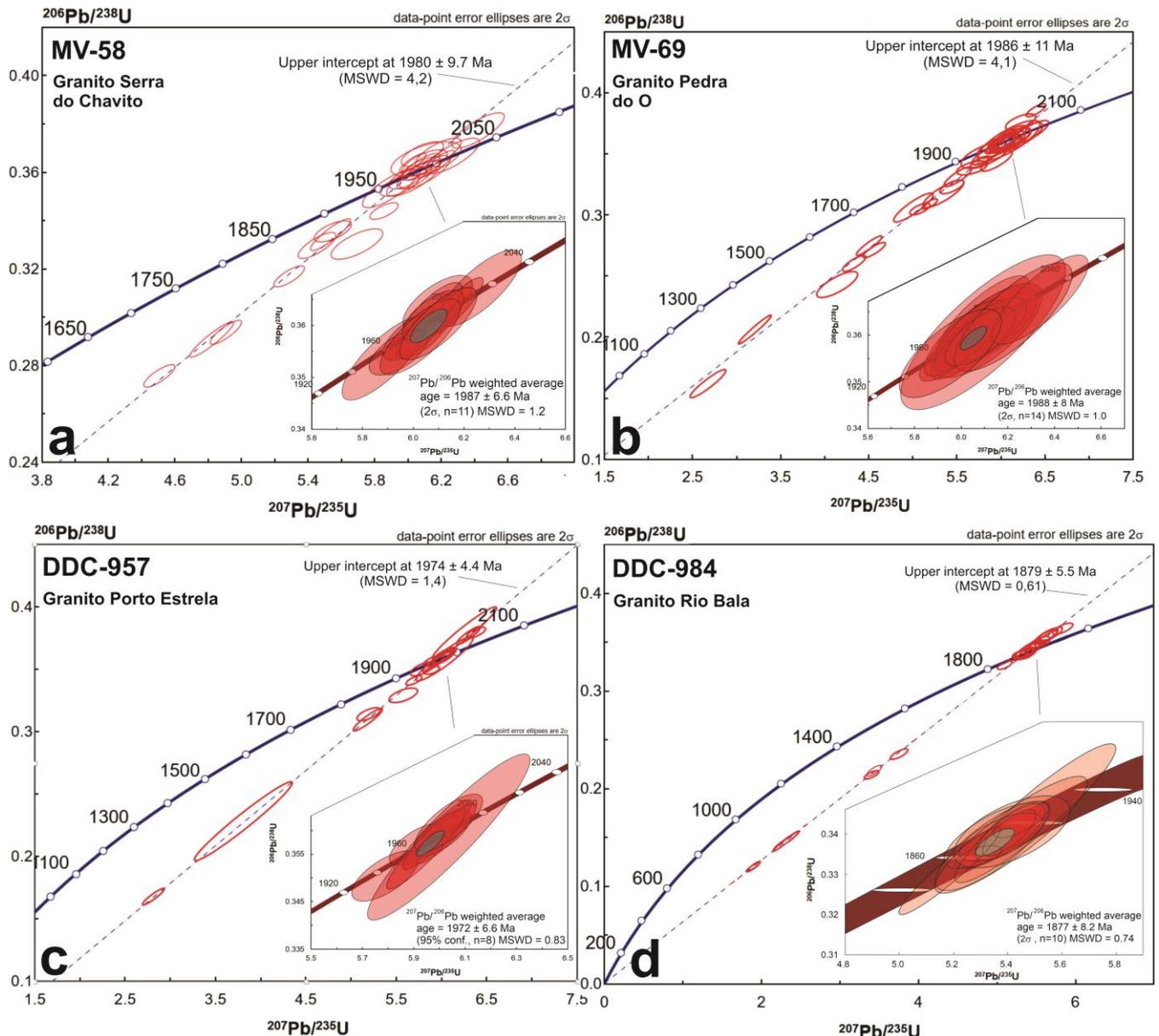


Figura 23 – Diagramas concórdia com dados U-Pb em zircão das amostras datadas: (a) MV-58 (Gr. Serra do Chavito); (b) MV-69 (Gr. Pedra do O); (c) DDC-957 (Granito Porto Estrela) e (d) DDC-984 (Granito Rio Bala).

4.2.3.4 Amostra DDC-984 – Granito Rio Bala

A amostra DDC-984 é representada por um Hb-bt monzogranito. Dos cristais analisados, 22 grãos apresentaram razões e idades com erros, discordância e Pb comum aceitáveis. Esse grupo de resultados forneceram uma idade discórdia com intercepto superior em $1879 \pm 5,5$ Ma (MSWD = 0,61). Os resultados subconcordantes e concordantes provêm de 10 grãos, que apresentaram média ponderada da idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de $1877 \pm 8,2$ Ma. Essa foi considerada a idade de cristalização desse corpo granítico.

4.3 RESULTADOS Sm-Nd

Um total de nove amostras foram analisadas pelo método Sm-Nd em rocha total. Essas amostras representam os granitos tipo A (Jabá, Cabloco, Vila Primavera e São Pedro do Iriri) e tipo I (Rio Bala e Porto Estrela), além da amostra adicional JB-86a, cedida pela CPRM. Os resultados das análises estão listados na Tabela 10 e plotados no diagrama $\epsilon\text{Nd}_{(t)}$ vs. Tempo (Ma) (Fig. 24). A tabela e diagrama incluem dados isotópicos dos granitos Cachoeira do Julião (MV-72a), Serra do Chavito (MV-58) e Pedra do O (MV-69), obtidos da literatura (Semblano *et al.* 2016) e para os quais foram recalculados os parâmetros petrogenéticos e idades modelo Nd- T_{DM} . Idades modelo em estágio duplo foram calculadas para amostras com evidência de fracionamento anômalo ($^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} > 0.125$). O conjunto de amostras apresentou teores de Sm e Nd variando de 5,09 a 8,94 ppm, e 27,00 a 56,47 ppm, respectivamente. As idades modelo Nd- T_{DM} para o conjunto variaram principalmente do Tardi-Sideriano (2,38 Ga) ao Neoarqueano (2,72 Ga), e somente uma amostra apresentou idade modelo Nd- T_{DM} mesoarqueana (2,85 Ga).

A amostra JB-86a representa uma ocorrência restrita de muscovita-gnaïsse na localidade de Morro Grande, porção oeste do DIX (Vasquez *et al.* 2019). Esses autores descrevem nesse ponto a ocorrência de muscovita gnaïsse em conjunto com um ortognaïsse migmatítico (JB-86b). Essas rochas metarmórficas são circundadas por rochas vulcânicas e plutônicas indeformadas associadas ao período de 2,00 a 1,96 Ga. A amostra em questão é interpretada por esses autores como uma rocha vulcânica hidrotermalizada submetida ao metamorfismo de grau anfíbolito. Sua datação pelo método U-Pb (SHRIMP) gerou uma idade concórdia de 1982 ± 7 Ma. Essa idade é concordante com a idade apresentada pelo ortognaïsse migmatítico (amostra JB-86b), cujo leucossoma apresentou idade concórdia de 1979 Ma. A amostra JB-86a apresentou uma idade modelo Nd- T_{DM} neoarqueana de 2,72 Ga e parâmetro $\epsilon\text{Nd}_{(t)}$ de -6,76.

Tabela 10 – Dados isotópicos Sm-Nd em rocha total para as amostras analisadas.

Amostra	Unidade	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	2SE	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$\epsilon\text{Nd}_{(t)}$	$\text{Nd}_{(t)}$	T (U-Pb) (Ma)	T_{DM} (Ga)	$T_{\text{DM}2}$ (Ga)
Granitos tipo A - 1.89 - 1.88 Ga											
A34	Gr. Jabá	8.26	56.47	0.511083	5	0.0884	-30.3	-4.13	1888	2.38	
A55	Gr. Vila Primavera	8.18	30.58	0.511826	8	0.1617	-15.8	-7.45	1880		2.72
CR-27	Gr. São Pedro do Iriri	7.55	27.00	0.512035	3	0.1690	-11.8	-5.08	1894		2.55
CR-24	Gr. Cabloco	8.94	30.33	0.512137	6	0.1781	-9.8	-5.33	1880		2.56
MV-72*	Gr. Cach. Do Julião	6.88	37.51	0.511125	3	0.1109	-29.5	-8.78	1889	2.85	
Granitos tipo I - 1.88 Ga											
CR31	Gr. Rio Bala	5.09	34.68	0.511078	5	0.0887	-30.4	-4.43	1877	2.39	
A23	Gr. Rio Bala	6.32	40.56	0.511158	11	0.0941	-28.9	-4.17	1877	2.40	
Granitos tipo I - 1.98 - 1.97 Ga											
A-60	Gr. Porto Est.	6.13	41.24	0.510873	8	0.0899	-34.4	-7.45	1972	2.67	
CR-01	Gr. Porto Est.	5.80	34.15	0.511081	8	0.1027	-30.4	-6.63	1972	2.70	
MV-58*	Gr. Serra do Chavito	7.44	46.91	0.511051	7	0.0959	-31.0	-5.31	1986	2.58	
MV-69*	Gr. Pedra do O	7.20	44.48	0.511203	5	0.0979	-28.0	-2.84	1986	2.42	
Rochas metamórficas											
JB-86	Musc. Gnaisse	8.72	50.84	0.511081	6	0.1037	-30.4	-6.76	1982	2.72	

A idade $\text{Nd}-T_{\text{DM}}^2$ (estágio duplo) foi calculada através da obtenção da razão isotópica $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ da amostra no tempo t utilizando-se da razão $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ da amostra, e em seguida extrapolada até a curva do Manto Empobrecido (DM) utilizando-se a razão $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ de 0,110.

Os granitos tipo I com idades de cristalização entre 1,98 e 1,97 Ga apresentaram idades modelo $\text{Nd}-T_{\text{DM}}$ principalmente neoarqueanas, com valores entre 2,70 a 2,58 Ga, e valores do parâmetro $\epsilon\text{Nd}_{(t)}$ moderadamente negativos, entre -7,45 a -5,31. Destaca-se, como exceção, o Granito Pedra do O, que apresentou uma idade $\text{Nd}-T_{\text{DM}}$ eo-sideriana (2,42 Ga) e parâmetro $\epsilon\text{Nd}_{(t)}$ levemente negativo de -2,84.

As duas amostras do Granito Rio Bala, 100 Ma mais novo que os granitos cálcio-alcalinos supracitados, apresentaram idades modelos $\text{Nd}-T_{\text{DM}}$ siderianas, entre 2,39 e 2,40 Ga, e parâmetros $\epsilon\text{Nd}_{(t)}$ de -4,43 e -4,17.

Os granitos tipo A relacionados a *Silicic LIP* Uatumã apresentaram idades modelo $\text{Nd}-T_{\text{DM}}$ com valores que variam do sideriano ao mesoarqueano. O Granito Jabá apresentou a menor idade modelo, de 2,38 Ga, e parâmetro $\epsilon\text{Nd}_{(t)}$ de -4,13. Os granitos Vila Primavera, Cabloco e São Pedro do Iriri apresentaram idades modelo $\text{Nd}-T_{\text{DM}}$ neoarqueanas, entre 2,72 e 2,55 Ga, e parâmetros $\epsilon\text{Nd}_{(t)}$ entre -7,45 e -5,08. O Granito Cachoeira do Julião apresentou a maior idade modelo, de 2,85 Ga, e parâmetro $\epsilon\text{Nd}_{(t)}$ fortemente negativo, de -8,78.

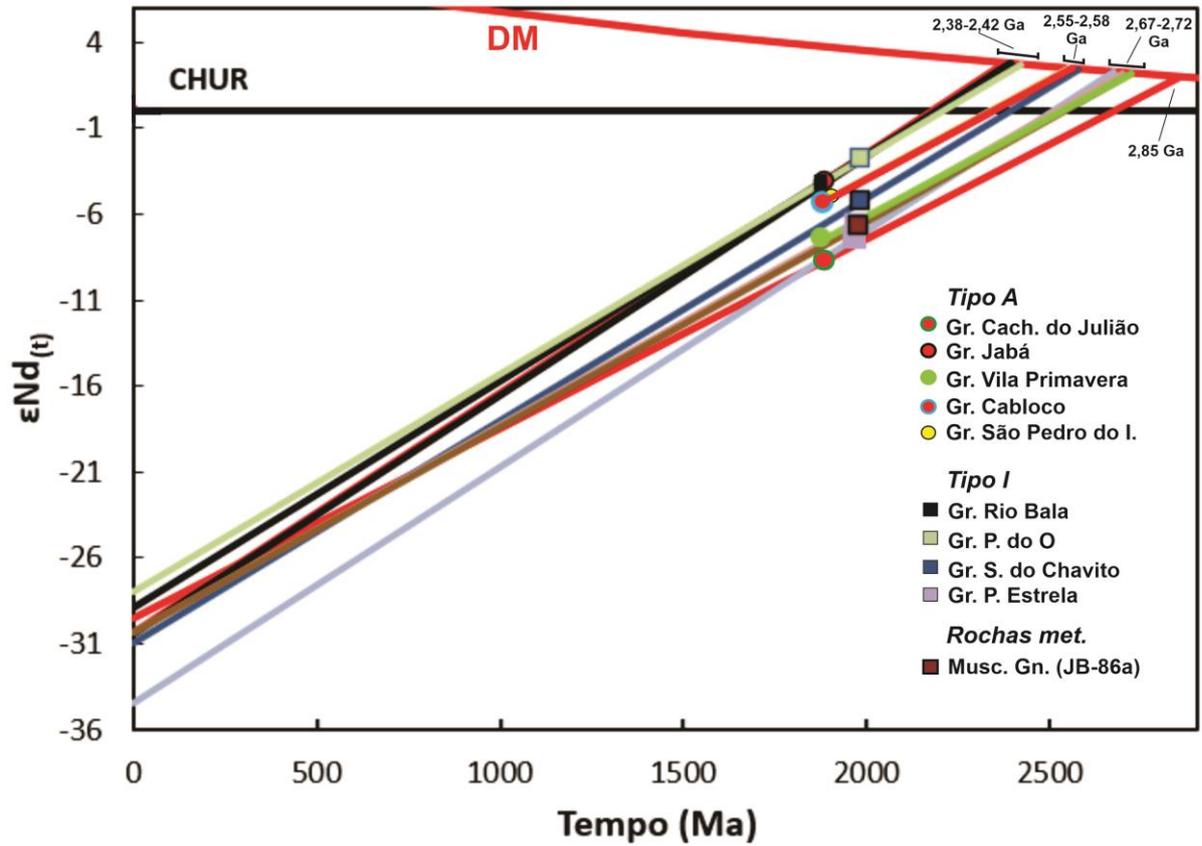


Figura 24 – a) Diagrama $\epsilon Nd(t)$ vs. Tempo (Ma) para amostras estudadas. Curvas dos *trends* isotópicos do reservatório condritico CHUR e do manto empobrecido (DM) segundo o modelo de DePaolo (1981).

5. DISCUSSÃO

5.1 GRANITOS JABÁ, SÃO PEDRO DO IRIRI, CABOCLO E VILA PRIMAVERA

5.1.1 Características distintivas e correlações regionais

As características geológicas e geoquímicas apresentadas por esses granitos permitem sua divisão em dois tipos, que são discutidos a seguir. O primeiro tipo, representado pelos granitos Vila Primavera, Caboclo e São Pedro do Iriri, é geologicamente caracterizado por corpos menores e sinal analítico extremamente baixo ou nulo em imagens magnetométricas. Isso evidencia a ausência ou extrema depleção de óxidos de Fe-Ti magnéticos (magnetita). Quimicamente, são distintos do Granito Jabá e apresentam altas razões $FeO_t/(FeO_t+MgO)$ (0,94-0,99), baixas razões K_2O/Na_2O relativamente a esse granito, e maiores teores de SiO_2 e dos traços Rb, Nb, Y, Ga, Sn, U, Th, W, Ta e ETRP. A depleção relativa em ETRL, enriquecimento em ETRP e anomalia negativa expressiva de Eu forma o padrão de “gaviota” no diagrama de ETR normalizado por condrito, típico dos granitos tipo A reduzidos diferenciados.

O segundo tipo é representado pelo Granito Jabá, constituído de um grande corpo que destoa das dimensões reduzidas dos granitos do primeiro tipo. Em imagens aerogeofísicas de sinal analítico, o Granito Jabá se diferencia dos granitos reduzidos pelas maiores intensidades de campo magnético em imagens de sinal analítico, que pode ser correlacionado diretamente à presença de magnetita. Adicionalmente, esse granito é o único a possuir titanita primária em proporções de até 1,5%. Quimicamente, o Granito Jabá é caracterizado pelos teores médios maiores de Al_2O_3 , CaO, MgO, FeO_t , TiO_2 e P_2O_5 entre os granitos tipo A estudados. Também se caracteriza pelos altos teores de K_2O , maiores razões K_2O/Na_2O e menores razões $FeO_t/(FeO_t + MgO)$, diferindo das rochas do primeiro tipo pelo caráter shoshonítico e magnésiano. Os teores de elementos traço evidenciam também enriquecimento relativo de Ba, Sr, Hf e V, altos teores de Zr e Ce em amostras menos evoluídas (69,4-72,3 % de SiO_2) e um ligeiro enriquecimento em ETRL em relação aos granitos do primeiro tipo. O maior fracionamento dos ETR é contrastante com o apresentado pelos outros granitos e se assemelha ao padrão apresentado por granitos cordilheiranos. Adicionalmente, esse granito apresenta, ainda que em menor escala, fracionamento interno de ETRP. As anomalias negativas de Eu das amostras do Granito Jabá são moderadas (0,40-0,52) e contrastam com a anomalia mais expressiva dos outros granitos.

A classificação geoquímica ou tectônica de rochas graníticas é alvo de grande debate, especialmente quando se trata de rochas do tipo I e A (Ex: Whalen *et al.* 1987, King *et al.* 1997). Com o aumento do teor de SiO₂, essas rochas tendem a uma composição semelhante e convergente ao granito mínimo (Luth *et al.* 1964). Os granitos tipo I que sofrem fracionamento significativo podem apresentar razões FeO_v/(FeO_t+MgO) altas, assim como altos teores de álcalis, ETR e HFSE's, se aproximando da composição dos granitos tipo A (Brown *et al.* 1984, Whalen *et al.* 1987, Frost *et al.* 2001). Por outro lado, exemplares graníticos do tipo A, como os granitos da série da magnetita de Laurência (Ex: Anderson & Morrison 2005), podem apresentar composições mais magnesianas, aluminosas e teores de ETR e HFSE's mais baixos, se aproximando dos granitos tipo I fracionados.

Dall'Agnol *et al.* (2005) abordam as variações observadas entre os diferentes granitos tipo A do Domínio Carajás e realizam uma discussão acerca de sua petrogênese. A Suíte Jamon apresenta granitos cristalizados sob condições relativamente oxidantes e são caracterizados por óxidos de Fe-Ti associados a titanita, com predominância de magnetita sobre ilmenita, resultando em uma maior susceptibilidade magnética e valores de sinal analítico mais altos em mapas magnetométricos. Essas rochas apresentam menores razões FeO_v/(FeO_t+MgO), maiores teores de Al₂O₃, CaO, MgO, FeO_t e P₂O₅ e comportamento de ETR que os aproximam dos granitos cordilheiranos (Frost *et al.* 2001). Já os granitos da Suíte Velho Guilherme apresentam similaridade com os granitos tipo A reduzidos, originalmente definidos por Loiselle & Wones (1979). São caracterizados pelo predomínio de ilmenita sobre magnetita, resultando em uma menor susceptibilidade magnética e padrão de baixos valores de sinal analítico em mapas magnetométricos. São quimicamente caracterizados por serem altamente ferroanos, mais pobres em Al₂O₃, CaO, MgO, FeO_t e P₂O₅ que os granitos oxidados, e padrão de ETR característico (empobrecimento em ETRL, enriquecimento em ETRP e anomalia negativa de Eu expressiva).

Os dados aqui apresentados evidenciam características híbridas dos granitos tipo I e A para o Granito Jabá, características essas já apresentadas anteriormente por outras unidades graníticas em demais domínios do Cráton Amazônico (Ex. Domínio Tapajós, Lamarão *et al.* 2002). Algumas feições do Granito Jabá são notáveis, como os valores incomumente baixos da razão FeO_v/(FeO_t+MgO) (0,73 e 0,75) em algumas amostras desse granito. Embora esses valores se situem abaixo da média de 0,83 a 0,94 apresentada para os granitos oxidados da Suíte Jamon (Dall'Agnol *et al.* 1999c, Oliveira 2001, Dall'Agnol *et al.* 2005), são compatíveis com

alguns outros exemplos mundiais de granitos tipo A oxidados, como os granitos de Ambalavayal ($[\text{FeO}_t/(\text{FeO}_t+\text{MgO})] = 0,76$ a $0,90$, Rajesh 2000) e algumas amostras dos plútons dos Granitos Anorogênicos da série da magnetita dos Estados Unidos (Fort Huachuca [0,744], Lawler Peak [0,763], Sierra Estrella [0,781], Ruin [0,778-0,693] e Continental [0,75], Anderson & Bender 1989 e referências). Se por um lado, a composição relativamente mais magnesiânica do Granito Jabá o aproxima dos granitos tipo I, por outro, esse granito apresenta valores significativamente altos de álcalis, ETR e HFSE's, típicos dos granitos tipo A. Uma vez que o número de amostras analisadas foi reduzido e o acesso ao batólito foi relativamente restrito opta-se, neste trabalho, por assumir preliminarmente ao Granito Jabá, uma classificação como granito tipo A, e estabelecer uma afinidade com os granitos tipo A oxidados, como as rochas da Suíte Rio Dourado, no norte do Mato Grosso, e da Suíte Jamon, no Domínio Carajás.

Já os granitos Vila Primavera, Caboclo e São Pedro do Iriri apresentam afinidade com os granitos tipo A reduzidos, como os da Suíte Velho Guilherme na região de São Felix do Xingu. Stocks especializados em estanho da Suíte Velho Guilherme constituem a Província Estanífera do Sul do Pará (Abreu & Ramos 1974). Entre esses, se destacam os granitos Bom Jardim e Mocambo, que juntamente ao Granito São Pedro do Iriri, estudado neste trabalho, são considerados as fontes dos depósitos de cassiterita explorados na década de 80 na região de São Felix do Xingu e no interflúvio Iriri-Xingu. Esses depósitos são marcados por forte alteração hidrotermal pós-magmática dos granitos, greisens com cassiterita primária em pequena quantidade e concentrações econômicas em aluviões associados (Teixeira & Bettencourt 2000). Os granitos Caboclo e Vila Primavera são descritos pela primeira vez neste trabalho e apresentaram grande afinidade aos granitos especializados São Pedro do Iriri e os demais da Província Estanífera do Sul do Pará.

Além disso, apresentam feições químicas típicas dos granitos estaníferos como razões Zr/Rb, K/Rb e Th/U relativamente baixas, razões Rb/Sr e Rb/Ba relativamente altas (Figs. 25, 26), padrão de ETR enriquecido em ETRP e empobrecido em ETRL e anomalias negativas de Eu expressivas (Dall'Agnol *et al.* 1993). Essas características ressaltam o potencial dos granitos Caboclo e Vila Primavera como fontes para depósitos aluvionares de cassiterita.

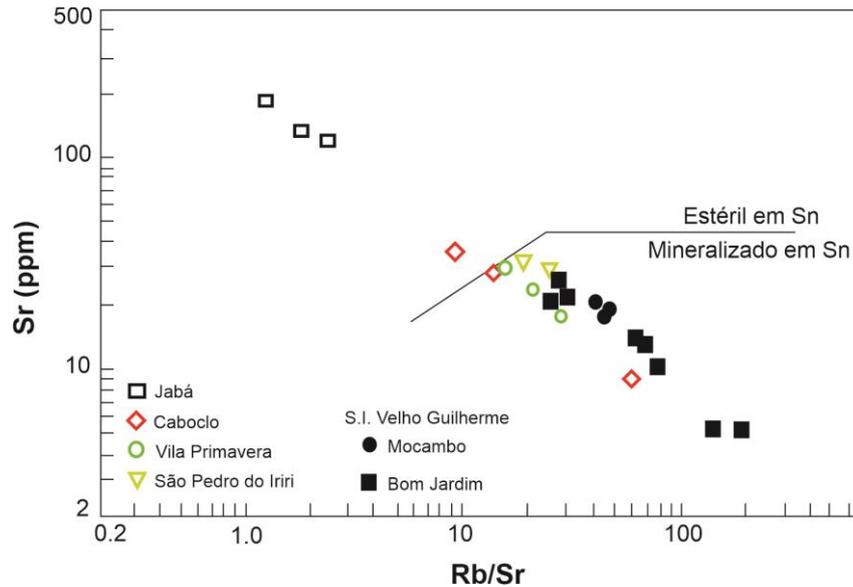


Figura 25 - Diagrama Sr (ppm) vs. Rb/Sr (Lehmann & Mahawat 1989) para os granitos Jabá, Caboclo, Vila Primavera e São Pedro do Iri. Dados do Granito Mocambo (Teixeira *et al.* 2005) e das fácies biotita leucomonzogranito e sienogranito do Granito Bom Jardim (Lamarão *et al.* 2012), ambos especializados em Sn, são plotados para comparação.

5.1.2 Evolução magmática

As amostras do Granito Jabá apresentaram boa dispersão química, mas o número reduzido limita as interpretações acerca de sua evolução magmática. Apesar disso, tentamos descrever alguns aspectos observados. Os teores de FeO_t , Al_2O_3 , P_2O_5 , CaO , MgO e K_2O , e dos traços Zr, Hf e Sr apresentaram decréscimo com o aumento de SiO_2 entre as fácies Quartzo monzonito e Sienogranito. Em um modelo de fracionamento apresentado em gráfico de vetores Ba vs. Rb (Fig. 27a), estima-se que os teores decrescentes de K_2O , CaO e Al_2O_3 a partir da fácies Quartzo monzonito, se deu a partir do fracionamento de feldspato alcalino e plagioclásio em detrimento à biotita. Baseado nos teores desses elementos traço, a evolução da amostra A-34 para a amostra A-35 teria se dado por um fracionamento proporcionalmente maior de feldspato alcalino, e a evolução da amostra A-35 para a A-37 seria dominada pela extração de plagioclásio.

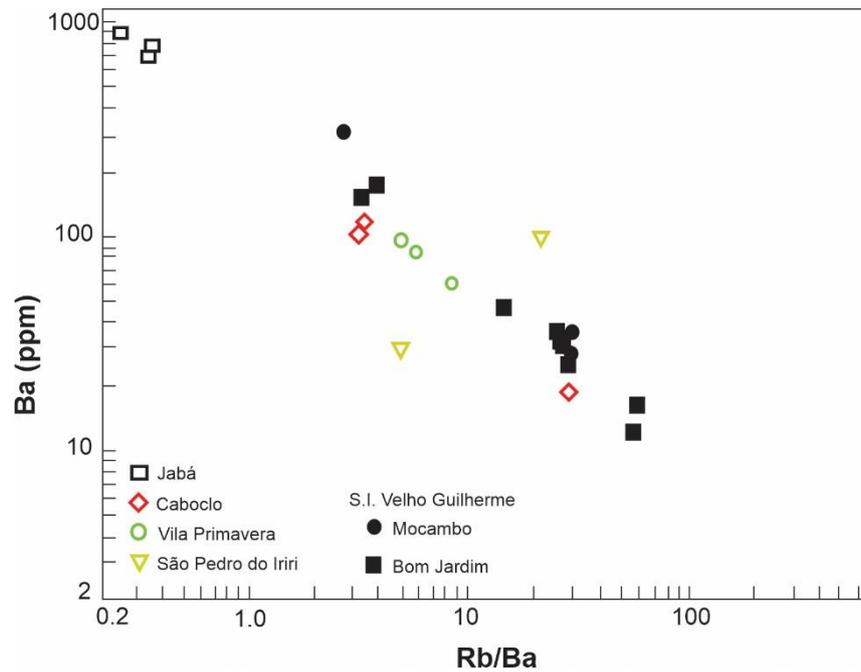


Figura 26 - Diagrama Ba (ppm) vs. Rb/Ba para os granitos Jabá, Caboclo, Vila Primavera e São Pedro do Irii. Dados do Granito Mocambo (Teixeira *et al.* 2005) e das fácies biotita leucomonzogranito e sienogranito do Granito Bom Jardim (Lamarão *et al.* 2012), ambos especializados em Sn, são plotados para comparação.

Essa informação é concordante com os teores de Sr decrescentes e o aumento da anomalia de Eu com o aumento de SiO_2 . Em um diagrama de vetores de fracionamento baseado nos teores de Nb e Th (Fig. 27b), observa-se que as variações desses elementos traço envolveriam a extração de magnetita, plagioclásio e feldspato alcalino em detrimento à biotita e ilmenita. Adicionalmente, a relação negativa de Zr, Hf e P_2O_5 com SiO_2 indicam participação de apatita e zircão como fases fracionadas.

As amostras dos granitos Vila Primavera, Caboclo e São Pedro do Irii são ricas em SiO_2 (>75%w) e apresentam pouca variação composicional. Em diagramas de vetores de fracionamento baseado nos teores de Ba-Rb e Nb-Th (Fig. 27c, d), observou-se que essas variações composicionais poderiam ser correlacionadas ao fracionamento de feldspato alcalino, biotita e ilmenita.

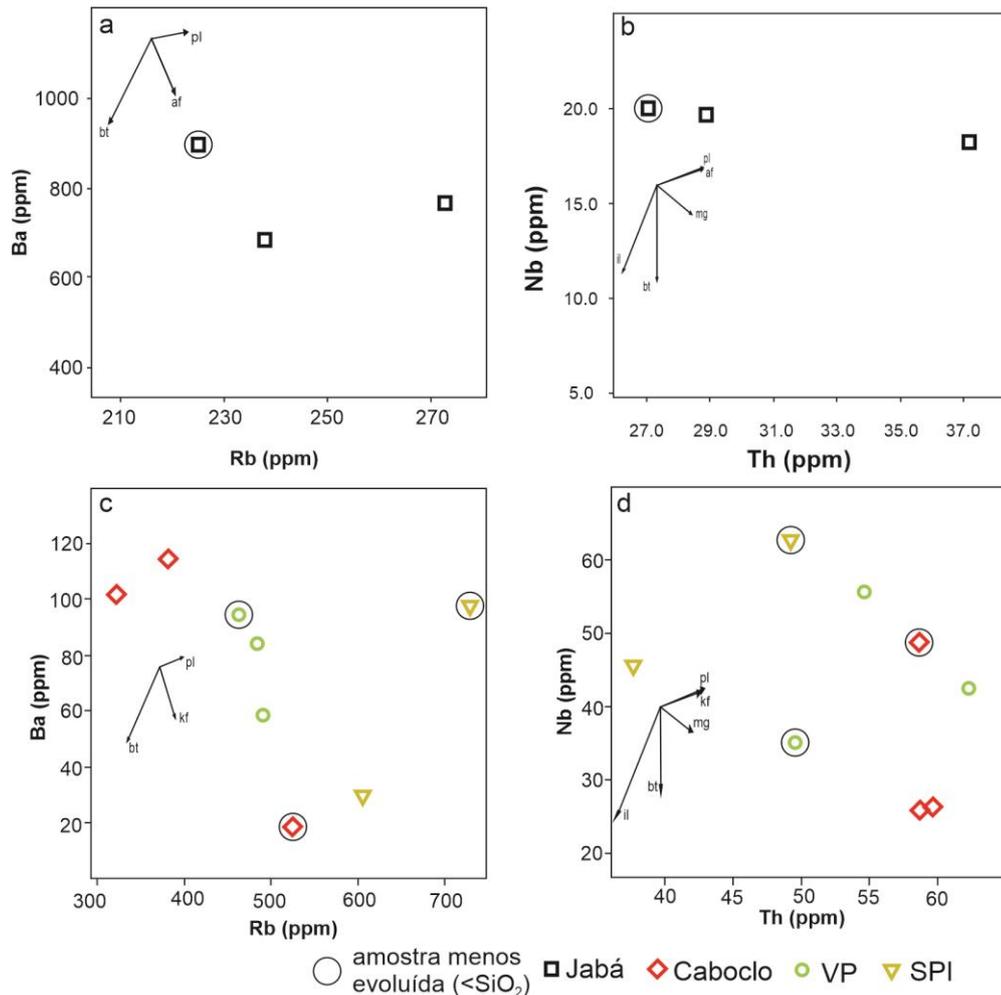


Figura 27 – Diagrama de vetores de cristalização fracionada para as amostras do Granito Jabá: a) Ba vs. Rb (ppm); b) Nb vs. Th (ppm); e amostras dos granitos Caboclo, Vila Primavera e São Pedro do Iriri: c) Ba vs. Rb (ppm); d) Nb vs. Th (ppm). Em todos os diagramas, a amostra menos evoluída é considerada representativa do magma a partir do qual as demais amostras se diferenciaram. Legenda: pl – plagioclásio; af – feldspato alcalino; bt – biotita; mg – magnetita; il – ilmenita.

5.1.3 Dados U-Pb-Hf

Considerando a margem de erro, as idades de cristalização dos granitos São Pedro do Iriri e Jabá evidenciam que eles são cronocorrelatos e que fazem parte, junto aos granitos Caboclo e Vila Primavera, do grande conjunto de rochas graníticas tipo A associadas a SLIP Uatumã. O Granito São Pedro do Iriri apresentou uma idade de cristalização de 1894 Ma, sendo ligeiramente mais velho que os granitos quimicamente afins da Suíte Velho Guilherme (entre 1882 e 1862 Ma, Pb-Pb por evaporação de zircão e U-Pb em zircão por SHIRMP, Teixeira *et al.* 2002a, Teixeira *et al.* 2018a). Já o Granito Jabá apresentou uma idade de cristalização de 1887 Ma, que é tipicamente demonstrada por outros corpos graníticos ao longo do DIX, como o Granito Serra da Queimada (1882±12 Ma, evaporação de Pb em zircão, Pinho *et al.* 2006) na região leste, granitos tipo A localizados nas regiões norte e oeste do domínio (1889±2 Ma,

evaporação de Pb em zircão, Semblano *et al.* 2016a) e granitos da Suíte Rio Dourado (1884 Ma, U-Pb em zircão por ID-TIMS, Barros *et al.* 2006).

Os granitos estudados neste trabalho se apresentaram pouco radiogênicos em relação à composição isotópica de Hf. O Granito São Pedro do Iriri apontou valores dispersos e fortemente negativos de $\epsilon\text{Hf}_{(t)}$ entre -8,22 e -17,44, com idades modelo Hf- T_{DM}^C mesoarqueanas a paleoarqueanas (3,03 a 3,60 Ga). O Granito Jabá apresentou valores de $\epsilon\text{Hf}_{(t)}$ mais homogêneos e radiogênicos, moderados a fortemente negativos, entre -6,43 e -10,21 e idades modelo Hf- T_{DM}^C predominantemente mesoarqueanas (2,91 a 3,15 Ga). Depreende-se dos dados que a presença de fontes ou contribuição mantélica é pouco provável na gênese desses granitos, e apontam para uma fonte ou uma mistura de fontes crustais com assinatura arqueana, como previsto pelos modelos tectono-cronológicos para a Província Amazônia Central (Tassinari & Macambira 1999, 2004, Santos *et al.* 2003).

Os primeiros dados obtidos pelo método isotópico Lu-Hf em zircão no Cráton Amazônico, e em particular na sua porção sudeste, ainda são recentes e escassos (Martins *et al.* 2017, Klein *et al.* 2018, Teixeira *et al.* 2019). Teixeira *et al.* (2019) apresentaram um amplo número de dados isotópicos de Lu-Hf e O em zircão e Sm-Nd em rocha total para as diferentes suítes graníticas do tipo A e granitos associados do Domínio Carajás. Nesse trabalho, os granitos apresentaram em geral razões isotópicas iniciais homogêneas e valores de $\epsilon\text{Hf}_{(t)}$ fortemente negativos, entre -12 e -18,3, com idades modelo Hf- T_{DM}^C paleoarqueanas e, em menor proporção, mesoarqueanas (Fig. 28). A exceção, a amostra ADR-35a da fácies leucomonzogranítica do Plúton Bannach (Suíte Jamon), mostrou valores mais radiogênicos de $\epsilon\text{Hf}_{(t)}$, entre -9,3 e -11, e foi interpretada como um pulso magmático mais jovem, geneticamente distinto e oriundo de uma fonte mais radiogênica e reduzida que os demais granitos da Suíte Jamon (Almeida *et al.* 2006, Mesquita *et al.* 2018, Teixeira *et al.* 2019).

Comparativamente aos dados isotópicos dos granitos tipo A de Carajás, os granitos São Pedro do Iriri e Jabá apresentaram valores de $\epsilon\text{Hf}_{(t)}$ mais radiogênicos, evidenciando a influência de porções crustais relativamente mais jovens. Em especial, destaca-se os valores relativamente pouco dispersos apresentados para os cristais de zircão do Granito Jabá, exibindo uma fonte mais jovem e homogênea que o Granito São Pedro do Iriri mas, diferentemente da fácies leucomonzogranítica do Plúton Bannach, apresenta características litoquímicas que apontam para uma fonte mais oxidada. O Granito São Pedro do Iriri, por sua vez, apresentou uma variação maior que 9 unidades de $\epsilon\text{Hf}_{(t)}$ em uma única amostra. Pode-se interpretar,

portanto, uma única fonte isotópica bastante heterogênea ou, mais provavelmente, uma mistura de fontes isotopicamente distintas. Pelo menos uma isotopicamente semelhante à fonte dos granitos São João e Seringa, de Carajás, e uma isotopicamente mais juvenil, como a apresentada pelo Granito Jabá.

O estudo de isótopos de Hf em zircão tem mostrado ótimo potencial para registrar a mistura de magmas ou evidenciar a participação de diferentes fontes na geração de uma rocha ígnea, especialmente quando sistemas isotópicos em rocha total, como Nd, Sr e Pb, já foram homogeneizados (Griffin *et al.* 2002, Hawksworth & Kemp 2006). Geralmente, rochas oriundas de mistura de fontes apresentam variação dos valores de ϵ_{Hf} que excedem o erro analítico. Grandes variações isotópicas de Hf, da ordem de 10ϵ para uma única amostra, como a apresentada pelo Granito São Pedro do Iriri, ou *ca.* 18ϵ para amostras de uma mesma associação magmática são típicas (Andersen *et al.* 2009 e referências). Dall’Agnol *et al.* (2005) apresentam estudos petrogenéticos para as suítes dos granitos tipo A de Carajás e sugerem uma possível fonte quartzo-diorítica para os granitos oxidados da Suíte Jamon e uma mistura de fontes granitóides quartzo-feldspáticas e rochas sedimentares na gênese da Suíte Velho Guilherme, essa quimicamente afim ao Granito São Pedro do Iriri. Embora a Suíte Velho Guilherme não apresente, até então, evidências de mistura de fontes nos dados isotópicos de Hf, os dados de $\delta^{18}\text{O}$ relativamente mais altos e variáveis para essa suíte poderiam significar assimilação ou influência de supracrustais (Teixeira *et al.* 2019). A grande variação isotópica apresentada pelos zircões do Granito São Pedro do Iriri, correlato à essa suíte, poderia corroborar com a hipótese de mistura de fontes na gênese dos granitos reduzidos, como sugerido pelos autores supracitados.

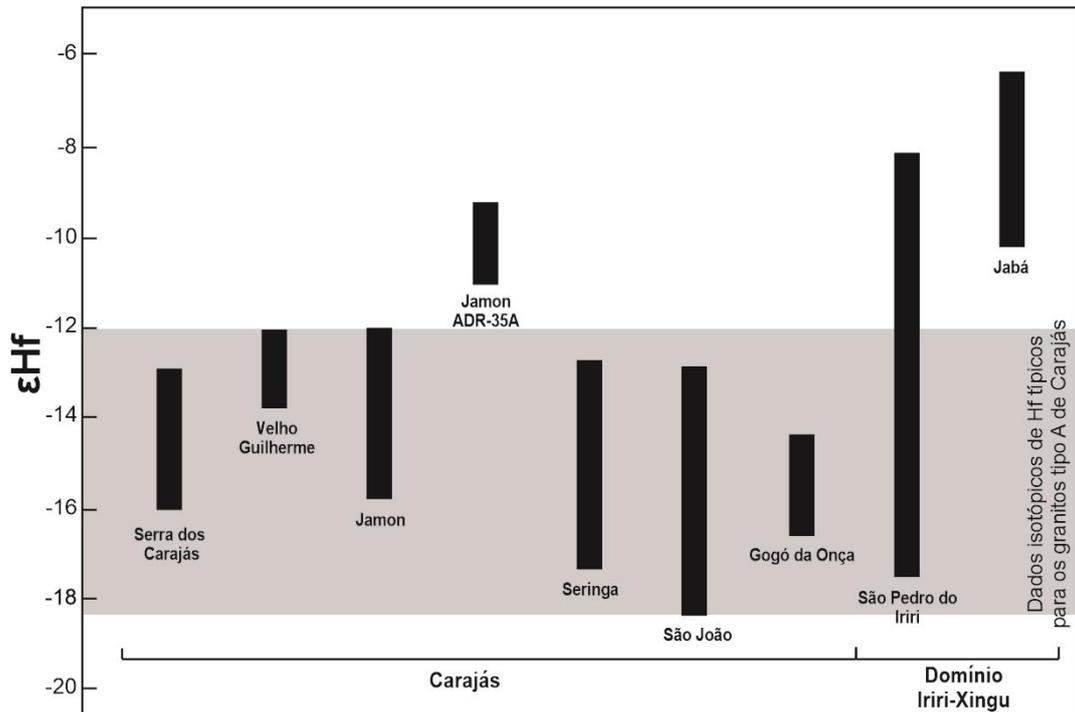


Figura 28 – Intervalos de valores de $\epsilon Hf_{(t)}$ para granitos tipo A do Domínio Carajás (Teixeira *et al.* 2019) e os granitos da região centro-leste do Domínio Iriri-Xingu com idades de cristalização de *ca.* 1,88 Ga.

5.2 GRANITOS RIO BALA, PORTO ESTRELA E GRANITOS DO RIO IRIRI

Os granitos Rio Bala, Porto Estrela e amostras plutônicas do Rio Iriri (MV-58, MV-69 e MV-85) apresentam caráter magnesiano, cálcio-alcálico de alto K a subordinadamente shoshonítico. São rochas metaluminosas e possuem anfibólio e biotita como principais fases máficas. Em termos de elementos traço, apresentam teores típicos de um magmatismo tipo I, mas com teores relativamente altos de ETR e HFSE's. Essas características são afins aos granitos de arco continental maduro (Brown *et al.* 1984) ou granitos tipo I caledonianos ou cálcio-alcálicos de alto K, oriundos de anatexia crustal de rochas ígneas máficas e intermediárias cálcio-alcálicas (Chappel & White 1974, Pitcher 1983, Barbarin 1999, Castro 2020).

5.2.1 Granito Porto Estrela e granitos do Rio Iriri – 1,98 Ga

O Granito Porto Estrela é heterogêneo e composto por fácies tonalíticas a monzograníticas. Nas fácies menos evoluídas, além do clinopiroxênio, o granito apresenta agregados de granulação grossa e média compostos por plagioclásio, ortopiroxênio e clinopiroxênio. A ocorrência de fácies graníticas com clino e ortopiroxênio já havia sido descrita anteriormente no corpo estudado (Macambira & Vale 1997). Embora a relação entre o

granito e os minerais/agregados em si não seja clara, as diferentes fácies desse granito são coerentes com um trend evolutivo cálcio-alkalino único, como observado nos diagramas R1-R2 (De la Roche *et al.* 1980), K_2O vs. SiO_2 (Pecerillo & Taylor 1972) e Harker. A falta de uma tendência química ou a mudança de tendências entre as fácies, transpondo os limites de classificação nos diagramas acima, seria diagnóstica de outros processos que envolvem um componente exótico - como *mixing*, *mingling* ou assimilação de xenólitos - além da cristalização fracionada ou fusão parcial (Robert & Clemens 1993). Modelos petrogenéticos (Gao *et al.* 2020) apresentados para rochas cálcio-alkalinas do Tipo I da região central da China sugerem uma importante participação de minerais residuais e peritéticos para justificar, de maneira complementar à fusão parcial e cristalização fracionada, as variações composicionais apresentadas por essas rochas, hipótese anteriormente sugerida por diversos outros autores (Ex. Chappel *et al.* 1987, Chappel & Stephens 1988, Chappel *et al.* 2001, Clemens *et al.* 2011). Nesse modelo, o plagioclásio faria parte de um componente restítico, e clino e ortopiroxênio comporiam fases peritéticas em uma fusão incongruente em relativa alta temperatura (900°C). Essas fases, uma vez presentes no *melt* cálcio-alkalino que ascende na crosta, auxiliariam a justificar as composições mais ferromagnesianas e cálcicas apresentadas por esse granito em relação a outros análogos do DIX e DTJ.

Quimicamente, as fácies do Granito Porto Estrela seguem um trend mais próximo ao cálcio-alkalino, que difere, no diagrama R1-R2, da afinidade ao trend subalkalino do Granito Rio Bala. As amostras do Granito Porto Estrela apresentaram correlação linear negativa de CaO, MgO, TiO_2 e FeO_t com os teores de SiO_2 , indicando fracionamento de plagioclásio, silicatos ferromagnesianos e óxidos de Fe-Ti e/ou a variação da proporção de minerais peritéticos/restíticos. Os teores de Al_2O_3 constantes, o intenso decréscimo de CaO e o leve aumento dos teores de Na_2O sugerem fracionamento da associação plagioclásio + clinopiroxênio/anfibólio com predominância dos minerais ferromagnesianos. O fracionamento de feldspatos, em particular o plagioclásio, é corroborado pelas anomalias negativas de Eu e Sr. Embora a correlação positiva entre Eu/Eu^* e Ba também evidencie algum fracionamento de feldspato alcalino ou biotita + plagioclásio, esse não é tão intenso de modo a justificar os teores altamente crescentes de K_2O com SiO_2 . Teores decrescentes de P_2O_5 com o aumento de SiO_2 evidenciam o fracionamento adicional de apatita, mas não é substanciado pelos teores crescentes de ETR, evidenciando o fraco ou ausente fracionamento de outras fases acessórias ricas em terras raras. Os teores de Zr são crescentes com o aumento de SiO_2 até o teor de *ca.* 67% e posteriormente decrescem, indicando o início do fracionamento de zircão. Isso sugere

um magma de alta temperatura, relativamente pobre em voláteis e inicialmente insaturado em Zr (Chapell *et al.* 1998, Chapell *et al.* 2001, Miller *et al.* 2003). Os altos teores de Ce, Ga, V, Y e ETR observados nesse granito são semelhantes aos apresentados pelos granitos do Rio Iriri e o Granito Rio Bala.

As idades de cristalização aqui apresentadas para o Granito Porto Estrela (1972 Ma) e as amostras graníticas do Rio Iriri (~1987-1988 Ma) as correlacionam à associação vulcano-plutônica com idade entre 2,00 e 1,96 Ga aflorante nos domínios Tapajós e Iriri-Xingu. Essas rochas são cronocorrelatas à Suíte Vila Rica e a Formação Jarinã no DIX. No Domínio Tapajós, elas são cronocorrelatas à Suíte Creporizão e rochas contemporâneas, como o Granito São Jorge Velho e os vulcanitos da Formação Vila Riozinho.

Comparativamente aos demais granitos cálcio-alcálicos dos domínios Iriri-Xingu e Tapajós supracitados, o Granito Porto Estrela e granitos do Rio Iriri apresentaram maiores teores de TiO_2 e P_2O_5 . Em relação às demais rochas, o Granito Porto Estrela apresentou teores menores de Al_2O_3 e Na_2O e maiores de MgO , CaO e FeO_t . Em relação ao conteúdo de elementos traço, o Granito Porto Estrela apresenta teores maiores de Th e U e os granitos do Rio Iriri apresentaram teores maiores de Th e Nb. Em relação aos ETR, os granitos analisados apresentaram teores sistematicamente maiores que a Suíte Vila Rica e Granito São Jorge Velho e semelhantes à Suíte Creporizão.

5.2.2 Granito Rio Bala – 1,88 Ga

As amostras do Granito Rio Bala apresentaram um *trend* típico das rochas subalcalinas. As fácies desse granito apresentam decréscimo dos teores de Al_2O_3 , CaO , TiO_2 , MgO e FeO_t , e leve decréscimo de Na_2O com o aumento de SiO_2 . Os teores de K_2O apresentam aumento com o teor de SiO_2 . Isso implica o envolvimento do fracionamento de feldspatos + silicatos ferromagnesianos + óxidos de Fe-Ti na evolução do Granito Rio Bala. Os anfibólios predominantemente idiomorfos a subdiomorfos indicam sua estabilidade durante a cristalização e viabilizam seu possível fracionamento. A correlação positiva de Ba e Sr com Eu/Eu^* corroboram com o fracionamento de feldspato alcalino + plagioclásio. O teor decrescente de Al_2O_3 , diferentemente dos teores constantes apresentados pelo Granito Porto Estrela, evidencia o predomínio do fracionamento de feldspatos em detrimento a silicatos ferromagnesianos. Os teores decrescentes de P_2O_5 , Zr e Hf indicam o fracionamento de apatita e zircão, embora os teores de ETR sejam aproximadamente constantes.

O Granito Rio Bala apresentou idade de cristalização de 1877 ± 8 Ma e, portanto, pode ser correlacionado à associação magmática com idade entre 1,90 e 1,86 Ga. Esse granito corresponde ao primeiro registro do plutonismo cálcio-alcálico de alto K cronocorrelato ao Grupo Iriri (riolitos e dacitos cálcio-alcálicos de *ca.* 1,88 Ga) no DIX (Alves *et al.* 2010, Rocha *et al.* 2012) e às suítes Tropas, Parauari e ao Granito São Jorge Novo, além das rochas vulcânicas cronocorrelatas, no Domínio Tapajós.

Comparativamente às demais suítes cálcio-alcálicas cronocorrelatas, o Granito Rio Bala mostra caráter mais evoluído, com afinidade à unidade Parauari Granítica. As amostras desse granito mostraram teores menores de Al_2O_3 , MgO, TiO_2 , CaO e P_2O_5 e maiores de K_2O relativamente às rochas da Suíte Parauari Granodiorítica e Granito São Jorge Novo. Em relação aos elementos traço, o Granito Rio Bala apresentou teores mais baixos de Ba e Sr e mais altos de Rb, Y, Zr e ETR relativamente ao Granito São Jorge Novo e Parauri Granodiorítico, e compatíveis com o Parauari Granítico. Em particular, o Granito Rio Bala apresentou maiores teores de Nb, Th, U, Hf e Sn que as demais suítes.

5.2.3 Granitos Tipo A e Tipo I adakítico

A amostra MV-72a, do Granito Cachoeira do Julião, apresenta características típicas de um granito tipo A. Petrograficamente, apresenta uma assembléia mineral e conteúdo modal consistente com uma rocha de afinidade alcalina pouco evoluída (Cpx-hb-bt quartzo-sienito). Quimicamente, apresenta altos teores de álcalis e caráter ferroano a um teor de SiO_2 relativamente baixo, que diverge do caráter magnésiano apresentado pelos granitos Porto Estrela e Rio Bala a teores de SiO_2 semelhantes. Adicionalmente, apresenta altos teores de ETR, Zr, Ce, Ga, Y e W, típicos de granitos tipo A (Collins *et al.* 1982, Whalen *et al.* 1987, Eby 1992). Observa-se teor extremamente alto de Ba, que é incomum nos granitos tipo A, mas pode ser explicado pela composição rica em feldspatos, possivelmente cumulática, confirmada pelo alto Sr e anomalia positiva de Eu. A idade de cristalização obtida por evaporação de Pb em zircão de 1889 ± 3 Ma (Semblano *et al.* 2016a) e os dados litoquímicos aqui apresentados coloca esse corpo em correlação com a Suíte Rio Dourado no extremo sul do DIX, e às demais suítes graníticas tipo A, aflorantes nos domínios Tapajós e Carajás (Lamarão *et al.* 2002, Teixeira *et al.* 2002, Dall'Agnol *et al.* 2005).

A amostra MV-84, do Granito Igarapé Limão, constitui um biotita monzogranito com alto teor de SiO_2 , de caráter fracamente peraluminoso, magnésiano e cálcio alcalino de

médio/alto potássio. Essa amostra se difere das demais pelo caráter sódico ($K_2O/Na_2O = 0,76$), baixo teor de elementos terras raras, altos teores de LILE's e baixos teores de HFSE's incluindo Nb, Y e Yb. Essa amostra também apresenta baixo MgO (0,35%), teor relativamente alto de Al_2O_3 (14,7%), enriquecimento em Sr e Ba, altas razões Sr/Y (95,6) e La/Yb_N (ca. 21) e anomalia negativa de Eu negligenciável. De acordo com essas características, é possível não só a associação dessa amostra com os granitos tipo I, como é possível sugerir uma afinidade dessa amostra granítica com as rochas adakíticas (Defant & Drummond 1980, Martin *et al.* 2005, Moyen 2009). Adicionalmente ao padrão concavo para cima no diagrama de ETR normalizado, essa amostra apresentou razão relativamente baixa de Dy/Yb (1,04), sugerindo que sua afinidade adakítica (alto Sr/Y e La/Yb) seja oriunda de anfibólio residual ou fracionamento desse mineral em relativamente alta P com granada ausente (Mcphearson *et al.* 2006, Davidson *et al.* 2007a, Moyen 2009). Os baixos teores de MgO, #Mg, Yb e Ni e alto FeO_t/MgO indicariam uma afinidade dessa amostra com os adakitos de fusão de crosta inferior espessada (Long *et al.* 2015 e referências, Zhu *et al.* 2019 e referências). A falta de dados adicionais dificulta a formulação de uma hipótese mais precisa sobre a gênese dessa rocha e como se relaciona com as demais rochas no Domínio Iriri-Xingu. Uma análise superficial sugere que esse não seja um caso isolado, uma vez que certas amostras do Granito São Jorge Novo e da Suíte Vila Rica também apresentam alto Sr/Y e La/Yb_N (Lamarão *et al.* 2002, Alves *et al.* 2010, Vasquez *et al.* 2017). Tal fato merece maior atenção nas futuras pesquisas do sudeste do Cráton Amazônico. Uma hipótese especulativa sobre sua origem passa necessariamente por um processo de espessamento crustal seguido de fusão parcial. Tais condições seriam satisfeitas se consideramos que a crosta do DIX tenha sofrido deformação e espessamento crustal durante o Ciclo Transamazônico e posteriormente sofresse extensão, como a registrada no Orosiriano (ex. Orógeno Qilian Norte, Li *et al.* 2019).

5.3 CONSIDERAÇÕES SOBRE O MAGMATISMO DO TIPO I

As rochas estudadas nesta tese se mostraram compatíveis com os eventos magmáticos orosirianos sustentados pela bibliografia. Os granitos abordados são representantes dos dois eventos mais jovens: o magmatismo cálcio-alcálico de 2,00 a 1,96 Ga, e os magmatismos cálcio-alcálico e do tipo A de 1,90 a 1,86 Ga.

Nota-se que os magmatismos cálcio-alcálicos dos dois períodos se restringem aos domínios Tapajós e Iriri-Xingu, fato que contrasta com as dimensões expressivas do magmatismo Uatumã. Deduz-se, então, que o processo e/ou as fontes para a produção de tais

rochas se concentraram nessas regiões, possivelmente mais proximais à borda continental daquela época.

Ainda que apresente menores proporções em relação à SLIP Uatumã, são notáveis, entretanto, as dimensões espaciais e temporais desse magmatismo. Tomemos como exemplo a associação cálcio-alcálica do intervalo entre 2,00 e 1,96 Ga: as rochas da Suíte Creporizão, na região do Domínio Tapajós, distam de cerca de ~425 km do batólito Porto Estrela, ~350 km dos granitos cálcio-alcálicos do Rio Iri e ~370 km dos corpos graníticos da Suíte Vila Rica. Se uma origem do tipo cordilheirana ligada à subducção for adotada genericamente para essas rochas, isso implicaria em rochas de arco que se estendem por uma área de pelo menos 190.000 km² (total sem considerar as áreas à norte da Bacia do Amazonas) e que possuem idades de cristalização concentradas em um relativo curto período, de aproximadamente 40 Ma. Esse padrão espaço-temporal é, em suma, incompatível com um modelo de ambiente de arco em que suas rochas sejam explicadas restritamente pelo processo de subducção.

Em bordas continentais ativas modernas, o magmatismo estritamente ligado à subducção configura uma faixa de 20 a 30 km de extensão afastada paralelamente à trincheira em determinado tempo (Ducea *et al.* 2015 e referências). Devido a esse padrão de ocorrência, o que faz com que margens continentais atinjam grandes áreas de magmatismo é a migração do arco ao longo do tempo, seja uma migração contínua (máx. 5mm/ano) ou migração catastrófica, ou o magmatismo de margem convergente, mas não diretamente ligado à subducção (ex. magmatismo de *back-arc* ou intra-arco). Na hipótese da extrapolação das condições geodinâmicas sugeridas pelos autores acima para o Paleoproterozoico, se um arco NW-SE (Santos *et al.* 2001) é assumido na borda oeste do Domínio Tapajós entre 2000 e 1960 Ma, com velocidade de migração relativamente alta de 5mm/ano, é de se esperar que o padrão espacial-temporal desse magmatismo seria de uma faixa de largura de aproximadamente 200 km, temporalmente zonada na direção NE-SW. De acordo com essa hipótese, uma origem ligada a subducção para as rochas da Suíte Creporizão e correlatas (Ex. Fm. Vila Riozinho, São Jorge Velho) e da Suíte Vila Rica poderia ser justificada pela configuração espacial-temporal supracitada. Entretanto, as demais ocorrências de granitos cálcio-alcálicos como o Granito Porto Estrela e demais vulcano-plutônicas do Rio Iri não poderiam ser explicadas pelo mesmo mecanismo de subducção. Adicionalmente, as idades de cristalização para essas rochas não exibem uma zonação típica de migração contínua. Uma migração catastrófica tampouco é um processo provável, uma vez que o início do fluxo de material mantélico oriundo da subducção

em determinado local diverso do local inicial, cessaria o processo na localidade anterior, fato que não é observado.

Uma alternativa viável para a gênese dessas rochas poderia ser um magmatismo de *foreland* estendido simultâneo à subducção. Outra hipótese seria a de que as rochas cálcio-alcalinas que ocorrem nos dois domínios durante o período de 2000 a 1960 Ma seriam oriundas de fusão crustal pós-orogênica (Vasquez *et al.* 2002, Lamarão *et al.* 2002), o que explicaria a compatibilidade química, grande extensão em área e curto período compatíveis com esse tipo de magmatismo. Toda a problemática abordada acima pode ser extrapolada para o magmatismo cálcio-alcalino, 100 Ma mais jovem nos domínios Tapajós e Iriri-Xingu. Toma-se como exemplo as rochas da Formação Sobreiro: se uma origem por meio de uma *flat subduction* for assumida para essa unidade, certamente a geração de algumas das demais rochas cálcio-alcalinas contemporâneas não seria possível pelo mecanismo de subducção (Ex. Grupo Iriri na região norte do estado do Mato Grosso, Rocha *et al.* 2012, Fm. Salustiano, granitos Parauari e São Jorge Jovem no Domínio Tapajós).

5.4 ISÓTOPOS Sm-Nd e Lu-Hf

As idades modelo Nd- T_{DM} siderianas a arqueanas, assim como os parâmetros petrogenéticos $\epsilon Nd(t)$ predominantemente negativos, sugerem que, de forma geral, os granitos tipo I e A orosirianos do DIX sejam oriundos principalmente de fusão crustal. Processos de contribuição mantélica são prováveis em algum momento na crosta desse domínio e são discutidos adiante.

Os granitos tipo A do subtipo A₂ são produtos diretos de anatexia e por isso refletem isotopicamente o domínio crustal ao qual possuem ligação genética. Ao investigar a evolução crustal de um terreno complexo e policíclico, eles são particularmente úteis para se estabelecer a existência de uma crosta com determinada composição isotópica no seu tempo de formação. O Granito Cachoeira do Julião (1889 Ma), que aflora na porção NW do DIX, apresentou uma idade modelo Nd- T_{DM} mesoarqueana que dá suporte a presença, pelo menos parcial, de uma crosta afim à de Carajás ao longo desse domínio, concordante com dados de outros trabalhos (Teixeira *et al.* 2002a, Fernandes *et al.* 2011) e também previsto pelos modelos geocronológicos (Tassinari & Macambira 1999, 2004, Santos *et al.* 2000).

Já os granitos tipo A Cabloco, Vila Primavera e São Pedro do Iriri, da região central do DIX, apresentaram idades modelo com valores entre 2,72 e 2,55 Ga. Esses valores são

concordantes com as idades modelo neoarqueanas (2,72 a 2,58 Ga) apresentadas pelo muscovita gnaiss JB-86a e os granitos tipo I Serra do Chavito e Porto Estrela nas regiões oeste, norte e leste desse domínio, respectivamente.

O Granito Pedra do O (*ca.* 1,98 Ga), na região norte do DIX, apresentou uma idade modelo Nd- T_{DM} sideriana que destoa dos demais granitos tipo I cronocorrelatos. Os granitos Rio Bala e Jabá, cristalizados entre 1,88 e 1,87 Ga, também apresentaram idades modelo siderianas em um trend isotópico compatível com o apresentado pelo Granito Pedra do O.

No Domínio Carajás, a formação de crosta foi limitada ao Paleo e Mesoarqueano enquanto o processo de retrabalhamento predominou no Mesoarqueano a Neoarqueano (Feio *et al.* 2013). Nesse caso, somente a reciclagem de uma crosta afim à de Carajás não explicaria o padrão isotópico do Nd do DIX. Partindo desse ponto, é possível considerar as hipóteses: que as idades modelo Nd- T_{DM} mais jovens (neoarqueanas e/ou siderianas) são idades reais (sem mistura de fontes), e portanto marcam eventos de formação de crosta/fontes juvenis; que essas idades são resultado de mistura entre crosta meso e paleoarqueana e *input* juvenil proveniente de magmatismo posterior (pela escala, provavelmente Riáciano ou Orosiriano), e portanto não teriam significado geológico; ou, ainda, que ambos os processos pudessem ter acontecido.

Ao explorar-se a primeira hipótese, algumas ocorrências de rochas juvenis neoarqueanas e siderianas de fato são reconhecidas em províncias afetadas pelo ciclo Transamazônico ao longo do sudeste do Cráton Amazônico. No Domínio Bacajá, por exemplo, são registradas ocorrências restritas de rochas neoarqueanas juvenis. Vasquez (2006) apresenta dados de um ortognaiss neoarqueano, com idade U-Pb de 2503 Ma, e idade modelo Nd- T_{DM} de 2,64 Ga ($\epsilon Nd_{(t)} = +0,46$); Ocorrência semelhante é descrita por Macambira *et al.* (2009), que estudaram uma ocorrência de ortognaiss da mina de ouro Manelão com idade Pb-Pb de 2671 Ma e idade modelo Nd- T_{DM} de 2,65 Ga ($\epsilon Nd_{(t)} = +2,66$). Essas rochas são interpretadas como remanescentes de arco de ilha ou suítes TTG's aprisionados durante os arcos acrescionários no Transamazônico (Macambira *et al.* 2009). Esses dados permitem sugerir que o Neoarqueano do cráton teria abrigado, ainda que isoladamente, episódios reais de formação de crosta, assim como em outros crátons no entorno do globo (ex. Província Karelian [Finlândia], Nd- T_{DM} entre 2,83 e 2,68 Ga, Käpyaho *et al.* 2006).

De modo geral, os dados isotópicos U-Pb e Nd do SE do Cráton Amazônico não associam o Eo-Sideriano à uma época de formação de crosta. As rochas dessa idade tipicamente

apresentam assinatura isotópica de retrabalhamento de crosta mesoarqueana. Cita-se a exemplo, dados de Vasquez (2006) sobre duas amostras eo-siderianas com idades U-Pb de 2487 e 2440 Ma e idades modelo Nd-T_{DM} de 2,83 e 2,98 Ga, respectivamente. Adicionalmente, Macambira *et al.* (2009) apresentam dados de uma amostra de ortognaisse com idade U-Pb de 2,44 Ga e idade modelo Nd-T_{DM} de 2,89 Ga.

Contrariamente às rochas eo-siderianas, algumas rochas tardi-siderianas abrigam evidências químicas e isotópicas de eventos reais de acreção nesse período. A Sequência *greenstone belt* Três Palmeiras, na região centro-leste do Domínio Bacajá, hospeda rochas metavulcânicas com afinidade química a toleítos de arco de ilha e MORB. Essas rochas apresentam idade de cristalização de *ca.* 2360 Ma com idades modelo Nd-T_{DM} que variam entre o Neoarqueano tardio e o Sideriano (2,71 a 2,47 Ga) (Vasquez 2006, Macambira *et al.* 2009). Contudo, essas ocorrências são pouco expressivas em área e geograficamente restritas ao longo do cráton.

É importante considerar que ambos os conjuntos de rochas juvenis abordados acima (ortognaisses neoarqueanos e sequências *greenstone belt* siderianas) são volumetricamente pouco expressivos e contrastam com o amplo registro desse intervalo de idades modelo ao longo do cráton (domínios Bacajá, Tapajós, Erepecuru-Trombetas, Irixi-Xingu etc.). Se pela escala em que essas rochas ocorrem, não contrapõem totalmente o modelo de mistura para as idades Nd-T_{DM} neoarqueanas e siderianas, pelo menos admitem sua viabilidade como fontes juvenis pontuais para os magmatismos riacianos e orosirianos.

Considerando a segunda hipótese (mistura), os dois eventos mais expressivos de que se tem registro no Domínio Irixi-Xingu e domínios vizinhos são o Ciclo Transamazônico e o magmatismo orosiriano. No que diz respeito ao Ciclo Transamazônico, na Província Maroni-Itacaiúnas a geocronologia em zircão e os isótopos de Nd (idades Nd-T_{DM} riacianas a mesoarqueanas) sugerem que os granitos gerados nesse ciclo foram resultado de ambos acreção e retrabalhamento crustal (Ex. Vasquez 2006, Rosa-Costa *et al.* 2006, Macambira *et al.* 2009). Nessa província, granitóides transamazônicos com idades modelo neoarqueanas e siderianas ocorrem com determinada frequência e geralmente são interpretados como produtos de retrabalhamento de crosta paleo a mesoarqueana com alguma mistura de material juvenil desse ciclo (Avelar *et al.* 2003, Rosa-Costa *et al.* 2006).

Considerando-se o magmatismo Orosiriano, é observado que assinatura tipicamente juvenil e/ou indícios de contribuição mantélica mais significativa são encontradas somente em rochas do Domínio Tapajós (Vasquez *et al.* 2017). Com idades U-Pb variando de 2,03 a 1,87 Ga, e idades modelo riacianas a neoarqueanas (2,09 a 2,58 Ga), essas rochas são interpretadas como o registro de uma margem continental ativa que se transiciona ao final do período para um contexto anorogênico. Em uma posição distal (*foreland?*) mas ainda sobre influência da margem convergente, o Domínio Iriri-Xingu poderia ter sofrido alguma contribuição de material juvenil, ainda que em menor escala e de maneira heterogênea. Diante disso, é importante notar que a composição isotópica do Nd das rochas do tipo I e A do último evento magmático orosiriano (1,90 a 1,87 Ga) são compatíveis com o *trend* isotópico da crosta que gerou as rochas do magmatismo 100 M.a. mais antigo (2,0 a 1,96 Ga). Logo, infere-se que, se a crosta do Domínio Iriri-Xingu sofreu influência de *input* mantélico, essa certamente ocorreu antes do período entre 1900 e 1870 Ma. No caso da margem ativa presente no Domínio Tapajós, no primeiro (2033 a 2005 Ma) ou no segundo (2000 a 1960 Ma) período magmático orosiriano, não excluindo ainda, a possibilidade de ter acontecido no Ciclo Transamazônico. Isso reforça, pelo menos no Orosiriano Tardio, o predomínio do processo de retrabalhamento crustal no Domínio Iriri-Xingu.

O recobrimento do embasamento pela extensa cobertura de rochas orosirianas torna difícil a adoção de qualquer uma das hipóteses supracitadas. Se por um lado não existem registros de um embasamento neoarqueano juvenil ou de qualquer idade arqueana, ou ainda de rochas siderianas, por outro, rochas riacianas ligadas ao ciclo Transamazônico também são raras. A única ocorrência de rocha riaciana no DIX se limita a um *basement inlier* no extremo NE desse domínio, próximo ao limite com o Domínio Bacajá. Nesse local, Vasquez *et al.* (2019) descrevem uma amostra de ortognaisse, cuja idade do protólito é de 2155 M.a., e uma amostra de paragnaisse, cuja idade estimada é entre 2005 Ma (fim do Transamazônico) e 2160 Ma (Idade máxima de deposição).

E o que os isótopos de Hf em zircão dizem a respeito das duas hipóteses? Pela abundância desse mineral e por sua capacidade de registrar as condições químicas e assinaturas isotópicas ao longo da evolução magmática (Griffin *et al.* 2002, Hawkesworth & Kemp 2006, Andersen *et al.* 2009 e referências), eles são ótimos meios para investigar a evolução de um magma e rastrear misturas de materiais. Em magmas inicialmente saturados em Zr (Miller *et al.* 2003) (comuns em fusão crustal), além de registrarem as condições e assinaturas isotópicas

do *melt* em neocristais, também podem preservar características das fontes das quais se originaram.

No subcapítulo 5.1.3, uma discussão a respeito dos dados isotópicos de Hf é feita para os granitos tipo A Jabá e São Pedro do Iriri. O Granito São Pedro do Iriri apresentou razões isotópicas de Hf dispersas com $\epsilon\text{Hf}_{(t)}$ variando em mais de 9 unidades em uma única amostra. Esse padrão pode ser tipificado como um padrão de mistura (Andersen *et al.* 2009 e referências), porém, ao se considerar a tipologia do granito (tipo A do subtipo A₂) e ausência de evidências de contribuição mantélica, ele provavelmente representaria a variação composicional de suas fontes. A hipótese de múltiplas fontes para os granitos reduzidos não é somente apoiada pelos isótopos de Hf. A análise petrogenética (Dall’Agnol *et al.* 2005) e dados de $\delta^{18}\text{O}$ (Teixeira *et al.* 2019) para granitos tipo A reduzidos de Carajás sugerem, além de uma fonte ígnea pré-existente quartzo-feldspática, a participação em menor escala de supracrustais/sedimentos em sua gênese. A união das informações acima sugere que as idades modelo Nd-T_{DM} neoarqueanas apresentadas pelo Granito São Pedro do Iriri, e por associação os demais granitos reduzidos, são idades aparentes obtidas através de mistura de fontes crustais, e portanto, habilita também a possibilidade de que as assinaturas neoarqueanas e siderianas sejam resultado da fusão de diferentes componentes crustais.

5.5 PROPOSTA DE REDISTRIBUIÇÃO LITOESTRATIGRÁFICA

A compilação de dados da bibliografia e a apresentação de novos dados permitiram estabelecer uma melhor relação entre as unidades vulcano-plutônicas do DIX. Desse modo, apresentamos uma proposta de redistribuição para as unidades litoestratigráficas desse domínio.

Sugerimos que o termo Iriri, anteriormente utilizado em hierarquia de grupo indiviso para caracterizar rochas vulcânicas ácidas cálcio-alcálicas e do tipo A, de ambas as associações magmáticas de 2,00 a 1,96 Ga e 1,90 a 1,87 Ga, deve ser mantido em hierarquia de Grupo, que se subdivide em duas formações: A Formação Santa Rosa (~1,88 Ga), caracterizada na região de São Felix do Xingu por Juliani & Fernandes (2010), passaria a representar as rochas vulcânicas ácidas e intermediárias que possuem afinidade com as rochas do Tipo A ao longo do Domínio Iriri-Xingu; e a Formação Confresa, sugerida neste trabalho e nomeada em virtude da grande exposição dessa unidade na região do município homônimo (Alves *et al.* 2010), passaria a representar as rochas vulcânicas ácidas e intermediárias cálcio-alcálicas do tipo I com idade entre 1,90 a 1,86 Ga presentes no DIX (Tabela 11).

Sugerimos também que as rochas vulcânicas do tipo I com idades entre 2,00 e 1,96 Ga, definidas inicialmente na área-tipo como Formação Iriri (Forman *et al.* 1972) e posteriormente datadas por Semblano *et al.* (2016a), passem a ser denominadas de Formação Jarinã. Esse termo, definido por Alves *et al.* (2010) já com o apoio da geocronologia, caracterizou essa litologia na região sul do DIX e poderia ser utilizado para representa-la ao longo de todo o domínio. A quebra de padrão de nomenclatura conforme o critério de pioneirismo para o termo Iriri, nesse caso torna-se viável. A limitação tecnológica e a tendência à supercorrelação de unidades, inerentes à pesquisa geológica na época, provocaram a proliferação do termo ‘Iriri’, assim que proposto, para caracterizar diversas ocorrências de vulcanismo ao longo do Cráton Amazônico, independentemente de dados geocronológicos ou litoquímicos. Entendemos que posteriormente o termo passou a ser utilizado na bibliografia para descrever principalmente o vulcanismo ácido de 1,88 Ga, se consolidando como uma referência ligada ao magmatismo Uatumã. Dessa forma, optamos pela manutenção do termo Grupo Iriri para referir-se às rochas vulcânicas desse intervalo temporal.

Tabela 11 – Tabela de proposta de redistribuição de unidades vulcânicas para o Domínio Iriri-Xingu. HKCA – Cálculo alcalina de alto K.

Unidades vulcânicas anteriores				Nova Redistribuição			
	Unidade	Afinidade química	Idade	Autor	Unidade	Afinidade química	Idade
1,90-1,87 Ga	Gr. Iriri	HKCA	1,87 Ga	Rocha <i>et al.</i> (2012)	Fm. Confresa	HKCA	1,89 - 1,87
	Gr. Iriri	Tipo A	1,87 Ga	Lima <i>et al.</i> (2021)	Gr. Iriri	Fm. Santa Rosa	Tipo A
	Fm. Santa Rosa	Tipo A	1,88 - 1,87	Juliani & Fernandes (2010)			
2,0-1,96 Ga	Fm. Iriri	-	1,98 Ga (Semblano <i>et al.</i> 2016a)	Forman <i>et al.</i> (1972)	Fm. Jarinã	HKCA	1,98 Ga
	Fm. Jarinã	HKCA	1,98 Ga	Alves <i>et al.</i> (2010)			

As unidades representativas do plutonismo tipo A no DIX eram compostas pelas unidades “Granitos Tipo A indivisos”, interinamente definida por Vasquez *et al.* (2008), e pela Suíte Rio Dourado. O presente estudo, adicionado da compilação de dados anteriores, aprofundou o conhecimento nos corpos graníticos da região central do DIX e permitiu estabelecer pelo menos duas tipologias associadas a esses granitos: um grupo é caracterizado pela alta sílica, altas razões $FeO_t/(FeO_t+MgO)$ e altos teores de HFSE’s e ETR. São granitos afins aos granitos tipo A reduzidos da Suíte Velho Guilherme e comumente são especializados em Sn. A esse grupo específico de rochas, composto na região central do domínio pelos granitos

São Pedro do Iriri, Caboclo e Vila Primavera, sugerimos o agrupamento na unidade proposta Suíte São Pedro do Iriri. O segundo grupo seria composto por granitos tipo A com teores mais altos de Al_2O_3 , CaO , MgO e TiO_2 , e razões $\text{FeO}_t/(\text{FeO}_t + \text{MgO})$ mais baixas, se assemelhando aos granitos tipo A oxidados de Carajás. A esse grupo, composto pelas rochas da Suíte Rio Dourado e o Granito Jabá, assim como os demais plútons indivisos afins quimicamente do Domínio Iriri-Xingu, sugerimos o agrupamento na Suíte Rio Dourado (Tabela 12).

Os granitos cálcio-alcálicos relacionados ao segundo período magmático orosiriano (2,00 a 1,96 Ga) são compostos no DIX pela Suíte Vila Rica (Lacerda Filho *et al.* 2004), plútons não individualizados da unidade “Granitos tipo I indiferenciados” e o Granito Porto Estrela. A área que abrange o Rio Iriri foi objeto de pesquisa de diversas campanhas. Entre elas, o levantamento geológico de Forman *et al.* (1972), no âmbito do projeto SUDAM, e os estudos dos projetos de doutorado do pesquisador Marcelo Lacerda Vasquez (CPRM) e de mestrado do geólogo Flávio Semblano. Opta-se, neste projeto, pela adoção das toponímias levantadas por esses trabalhos anteriores para designar os plútons ou batólitos correspondentes. Logo, configura-se a seguinte nomenclatura: aos granitos cálcio-alcálicos tipo I, anteriormente indivisos na unidade “Granitos tipo I indiferenciados”, representados pelas amostras MV-58, MV-69 e MV-84 denominam-se, respectivamente, Granito Serra do Chavito, Granito Pedra do O e Granito Igarapé Limão. Devido às características petrográficas e químicas comuns, além da cronocorrelação, sugerimos o uso do termo Suíte Vila Rica para representar esse grupo de rochas. Ao granito tipo A, representado pela amostra MV-72a, estabelece-se o nome de Granito Cachoeira do Julião, que se insere na Suíte Rio Dourado.

Em síntese, sugerimos que a litoestratigrafia do Domínio Iriri-Xingu seja representada conforme a seguinte definição:

- Fm. Jarinã - Rochas vulcânicas e vulcanoclásticas de afinidade cálcio-alcálica do tipo I, com idades entre 2,00 e 1,96 Ga;
- Suíte Vila Rica – Rochas plutônicas de afinidade cálcio-alcálica do tipo I, com idades entre 2,00 e 1,96 Ga;
- Suíte Rio Dourado – Rochas graníticas do tipo A, com afinidade aos granitos tipo A oxidados, com idades de cristalização entre 1,90 a 1,86 Ga;

- Suíte São Pedro do Iriri - Rochas graníticas do tipo A com afinidade aos granitos tipo A reduzidos, potencialmente especializados em Sn, com idades de cristalização entre 1,90 a 1,86 Ga;

- Grupo Iriri – Associação vulcânica com idades de cristalização entre 1,90 a 1,86 Ga, composta pelas formações Confresa e Santa Rosa.

Tabela 12 – Tabela de proposta de redistribuição de unidades plutônicas para o Domínio Iriri-Xingu.

Unidades graníticas anteriores				Nova Redistribuição				
Unidade	Afinidade química	Idade	Autor	Unidade	Afinidade química	Idade		
1,90-1,87 Ga	Granitos São Pedro do Iriri, Caboclo e Vila Primavera	Tipo A	1,89 Ga	Este trabalho	Suíte São Pedro do Iriri	Granito São Pedro do Iriri, Caboclo e Vila Primavera	Tipo A reduzidos, potencialmente especializados em Sn	1,89 - 1,87 Ga
	Granito Jabá	Tipo A	1,88 Ga	Este trabalho	Suíte Rio Dourado	Granito Jabá	Tipo A oxidados?	1,88 Ga
	Granitos tipo A indivisos	Tipo A	1,87 Ga	Vasquez <i>et al.</i> (2008)		Granito Cachoeira do Julião (MV-72)	Tipo A oxidados?	1,88 Ga
	Suíte Rio Dourado	Tipo A	1,88 - 1,87 Ga	Cunha <i>et al.</i> (1981)		plútons não individualizados	Tipo A oxidados	1,89 - 1,87 Ga
Granito Rio Bala	HKCA	1,87 Ga	Este trabalho	Granito Rio Bala	HKCA	1,87 Ga		
2,0-1,96 Ga	Granitos tipo I indivisos	HKCA	1,98 Ga	Vasquez <i>et al.</i> (2008)	Suíte Vila Rica	Granito Porto Estrela	HKCA	1,97 Ga
	Suíte Vila Rica	HKCA	1,97-1,96 Ga	Lacerda Filho <i>et al.</i> (2004)		Granitos Serra do Chavito (MV-58), Pedra do O (MV-69) e Igarapé Limão (MV-84)	HKCA	1,98 Ga
	Granito Porto Estrela	HKCA	1,97 Ga	Este trabalho		plútons não individualizados	HKCA	1,98-1,96 Ga

6. CONCLUSÕES

Os granitos São Pedro do Iriri, Vila Primavera e Caboclo podem ser classificados como granitos tipo A do subtipo A₂. O Granito São Pedro do Iriri apresentou idade de cristalização de 1897 ± 8 Ma e pode ser correlacionável, juntamente aos granitos Vila Primavera e Caboclo, com a Suíte Velho Guilherme, da região de São Felix do Xingu. Os granitos Caboclo e Vila Primavera, descritos neste trabalho, apresentaram características petrográficas e litoquímicas compatíveis com os granitos especializados em Sn São Pedro do Iriri e os demais plutons da Província Estanífera do Sul do Pará.

O Granito Jabá apresentou caráter metaluminoso, magnesiano, e teores significativamente altos de álcalis, ETR e HFSE's. Os dados U-Pb em zircão permitiram estabelecer uma idade de cristalização de 1887 ± 6 Ma para esse corpo. Neste trabalho, optou-se pela classificação desse granito como do tipo A, com afinidade aos granitos tipo A oxidados da Suíte Rio Dourado, no norte do Mato Grosso, e granitos oxidados de Carajás.

A composição isotópica do Hf em zircão foi determinada para os granitos tipo A São Pedro do Iriri e Jabá. O Granito São Pedro do Iriri apontou valores dispersos e fortemente negativos de $\epsilon\text{Hf}_{(t)}$, com idades modelo Hf- T_{DM}^C mesoarqueanas a paleoarqueanas. O Granito Jabá apresentou valores de $\epsilon\text{Hf}_{(t)}$ mais homogêneos e radiogênicos, moderados a fortemente negativos e idades modelo Hf- T_{DM}^C predominantemente mesoarqueanas. Uma contribuição mantélica é pouco provável na gênese desses granitos e os dados sugerem uma fonte ou uma mistura de fontes crustais.

Os granitos Rio Bala, Porto Estrela e amostras graníticas do Rio Iriri (MV-58, MV-69 e MV-85) podem ser classificados como granitos do tipo I. As idades de cristalização apresentadas pelos granitos Porto Estrela, Serra do Chavito e Pedra do O os correlacionam à associação vulcano-plutônica com idade entre 2,00 e 1,96 Ga (Suíte Vila Rica e as vulcânicas da Formação Jarinã no DIX).

O Granito Rio Bala apresentou idade de cristalização de $1877 \pm 8,2$ Ma. Esse granito pode ser correlacionado à associação magmática do tipo I com idade entre 1,90 e 1,86 Ga, sendo cronocorrelato às rochas vulcânicas do Grupo Iriri (DIX, Alves *et al.* 2010, Rocha *et al.* 2012) e às suítes Tropas, Parauari e ao Granito São Jorge Novo, além das rochas vulcânicas cronocorrelatas, no Domínio Tapajós. Comparativamente às demais suítes cálcio-alcalinas de

mesma idade, o Granito Rio Bala mostra caráter mais evoluído que se assemelha à unidade Parauari Granítica.

A amostra MV-72a, do Granito Cachoeira do Julião, apresenta características químicas típicas de um granito tipo A, sendo petrologicamente pouco evoluído. De acordo com os dados geocronológicos de Semblano *et al.* (2016a), esse plúton pode ser cronocorrelacionado aos granitos tipo A da região central do DIX e à Suíte Rio Dourado, no extremo sul do DIX. A amostra MV-84, do Granito Igarapé Limão, apresentou caráter fracamente peraluminoso, magnesiano e cálcio alcalino de médio/alto potássio. O caráter sódico, baixo teor de ETR, HFSE's e MgO e altos teores de LILE's, Sr e Ba, além de altas razões Sr/Y e La/Yb_N e anomalia negativa de Eu negligenciável, permitem sugerir uma classificação como granito tipo I e uma possível afinidade com as rochas adakíticas. Os baixos teores de MgO, #Mg, Yb e Ni e alto FeO_t/MgO indicariam uma afinidade com os adakitos de fusão de crosta inferior espessada. Uma possível gênese para essa amostra incluiria necessariamente um episódio de espessamento crustal seguindo de fusão parcial no DIX. Tais condições são satisfeitas se considerarmos que a crosta desse domínio foi deformada e espessada no Ciclo Transamazônico e posteriormente estirada no Orosiriano.

A análise conjunta dos dados novos e da bibliografia sugerem que o magmatismo do tipo I com idades entre 2,00 e 1,96 Ga corresponde a um evento magmático relativamente breve (*ca.* 40 Ma), mas se estende por uma área expressiva, de no mínimo 190.000 km². Se condições geodinâmicas modernas forem extrapoladas ao Paleoproterozoico, esse padrão espacial-temporal não pode ser explicado unicamente por processos de subducção. Conclui-se, portanto, que, parte desse magmatismo foi oriundo de processo diverso da subducção em um ambiente de margem convergente, ou esse magmatismo resulta de um processo pós-orogênico que acometeu os domínios Tapajós e Iriri-Xingu. A mesma dinâmica pode ser apropriadamente extrapolada para as rochas cálcio-alcálicas 100 Ma mais jovens.

As análises isotópicas de Nd em rocha total para os granitos tipo A (São Pedro do Iriri, Cabloco, Vila Primavera e Jabá), tipo I (Porto Estrela e Rio Bala) e de rochas metamórficas (JB-86a) indicaram valores de $\epsilon\text{Nd}(t)$ moderadamente a fortemente negativos (-2,84 a -8,78) e idades modelo Nd-T_{DM} siderianas a neoarqueanas, e subordinadamente mesoarqueanas. Considerando os dados apresentados, juntamente aos dados da literatura, é possível constatar que a crosta do Domínio Iriri-Xingu é heterogênea e, pelo menos em parte, é formada por segmentos de uma crosta similar à de Carajás – inalterada por eventos juvenis posteriores ao

Mesoarqueano. As assinaturas isotópicas neoarqueanas e siderianas poderiam representar, de modo não mutuamente excludente: a presença de segmentos crustais juvenis, como registrado em pequena escala na Província Maroni-Itacaiúnas; mistura entre crosta antiga arqueana e material mantélico (provavelmente do Riaciano ou Orosiriano); ou mistura de componentes crustais variados (ex. supracrustais). De modo geral, a crosta do Domínio Iriri-Xingu poderia ser interpretada como núcleos preservados paleo a mesoarqueanos margeados por crosta retrabalhada e possivelmente afetada por *inputs* juvenis no Riaciano e/ou Eo-Orosiriano, além de apresentar blocos/segmentos isolados de rochas juvenis neoarqueanas e riacianas. O Orosiriano Tardio desse domínio seria dominado pelo retrabalhamento crustal.

Finalmente, apresentamos uma proposta de nova redistribuição estratigráfica. Sugerimos que o Grupo Iriri, no DIX, passe a ser composto por duas formações: a Formação Santa Rosa, composta por vulcânicas ácidas do tipo A, e a Formação Confresa, composta por vulcânicas ácidas cálcio-alcalinas do tipo I, ambas com idades de cristalização entre 1,90 e 1,86 Ga. Propomos adicionalmente que as rochas vulcânicas cálcio-alcalinas com idades entre 2,00 e 1,96 Ga, anteriormente atribuídas ao Grupo Iriri, sejam redesignadas como Formação Jarinã, seguindo a nomenclatura desenvolvida pela CPRM no estado do Mato Grosso. Também recomendamos a adoção do termo Suíte Vila Rica para nomear as ocorrências de granitos do tipo I cronocorrelatos à Formação Jarinã. Em relação aos granitos Tipo A, propomos que os granitos reduzidos potencialmente relacionados às mineralizações de Sn do DIX sejam agrupados na Suíte São Pedro do Iriri. Complementarmente, sugerimos que os demais granitos tipo A com afinidade aos granitos oxidados de Carajás sejam agrupados na Suíte Rio Dourado.

REFERÊNCIAS

- Abreu E.A.M. & Ramos C.R. 1974. Estanho do Sul do Pará. *In: SBO, 28º Congr. Bras. Geol., Porto Alegre. Atas[...]*, p. 11-23.
- Almeida J.A.C., Dall’Agnol R., Oliveira D.C. 2006. Geologia, petrografia e geoquímica do granito anorogênico Bannach, Terreno granito-greenstone de Rio Maria, Pará. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, **36** (2):282-295.
- Alves C. L., Sabóia A. M., Martins E.G., Stropper J.L. 2010. Folhas São José do Xingu e Rio Comandante Fontoura. Escala 1:250.000. Goiânia: CPRM. il.+mapas (Convênio CPRM/SICME-MT).
- Andersen T., Anderson U.B., Graham S., Åberg G., Simonsen S.L. 2009. Granitic magmatism by melting of juvenile continental crust: new constraints on the source of Paleoproterozoic granitoids in Fennoscandia from Hf isotopes in zircon. *Journal of the Geological Society*, **166**:233-248.
- Anderson J.L. & Morrison J. 2005. Ilmenite, magnetite, and peraluminous Mesoproterozoic anorogenic granites of Laurentia and Baltica. *Lithos*, **80**:45-60.
- Anderson, J.L. 1983. Proterozoic anorogenic granite plutonism of North America. *In: Medaris, L.G., Mickelson, D.M., Byers, C.W., Shanks, W.C. (eds.), Proterozoic Geology*. Geol. Soc. Am. Mem. **161**, p. 133-154.
- Anderson J.L. & Bender E.E. 1989. Nature and origin of Proterozoic A-type granitic magmatism in the southwestern United States. *Lithos*, **23**:19–52.
- Andrade A.F. de, Santiago A.F., Melo C.F., Bizinella G.A., Moreira H.L., Santos J.O.S., Oliveira J.R., Moura P.A., Lopes R. da C, Rosa Filho S.F., Neves S.A.V. 1978. *Projeto Tapajós-Sucunduri: relatório de integração Geológica*. Manaus: DNPM/CPRM. 3v. (relatório inédito).
- Avelar V.G., Lafon J.M., Delor C., Guerrot C., Lahondère D., 2003. Archean crustal remnants in the easternmost part of the Guiana Shield: Pb–Pb and Sm–Nd geochronological evidence for Mesoarchean versus Neoproterozoic signatures. *Géologie de la France* 2–3–4, p. 83–100.
- Bahia R.B.C., Quadros M.L do E.S, Vasquez M.L, Ricci P.S.F., Ferreira A.L. 2001. Grupo Iriri - Descrição das unidades litoestratigráficas e litodêmicas. *In: Klein, E.L. et al. (org.). Geologia e Recursos Minerais da Província Mineral do Tapajós: Folhas Vila Mamãe Anã (SB.21- V-D), Jacareacanga (SB.21-Y-B), Caracol (SB.21-X-C), Vila Riozinho (SB.21-Z-A) e Rio Novo (SB.21-Z-C), Estados do Pará e Amazonas, Escala 1:500.000*. Brasília: CPRM. 1 CD-ROM. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PLGB). Projeto Especial Província Mineral do Tapajós (Promin Tapajós).

- Barros M. A. S., Pimentel M. M., Rocha M. L. B. P., Silva F. R., Padilha R.A, Dantas E.L, Moura E. 2011. A Suíte Intrusiva Rio Dourado - Um Granito Tipo A de 1,88 Ga - Sudeste do Craton Amazônico - Mato Grosso - Brasil. *Geologia USP. Série Científica*, **11**:75-93.
- 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. *In: PRONEX-UFGA/SBG-NO, Symposium on Magmatism, crustal evolution, and metallogenesis of the Amazonian Craton, IGCP 510: Workshop on a-type granites and related rocks through time, Belém. Abstract volume and Field Trips Guide*, 39.
- Belousova E.A., Kostitsyn Y.A., Griffin W.L., Begg G.C., O'Reilly S.Y., Pearson N.J. 2010. The growth of the continental crust: Constraints from zircon Hf-isotope data. *Lithos*, **119**:457–466.
- Bettencourt J.S., Juliani C., Xavier R.P., Monteiro L.V.S., Bastos Neto A.C., Klein E.L., Assis R.R., Leite W.B., Moreto C.P.N., Dias Fernandes C.M., Pereira V.P. 2016. Metallogenetic systems associated with granitoid magmatism in the Amazonian Craton: An overview of the present level of understanding and exploration significance. *Journal of South American Earth Sciences*, **68**:22-49.
- Bonin B. 2007. A-Type Granites and Related Rocks: Evolution of Concept, Problems and Prospects. *Lithos*, **97**:1-29.
- Bouvier A., Vervoort J. D., Patchett J. 2008. The Lu–Hf and Sm–Nd isotopic composition of CHUR: constraints from unequilibrated chondrites and implications for the bulk composition of the terrestrial planets. *Earth Planet. Sci. Lett.* doi:10.1016/j.epsl.2008.06.010.
- Brown G.C., Thorpe R.S., Webb P.C. 1984. The geochemical characteristics of granitoids in contrasting arcs and comments on magma sources. *J. Geol. Soc. Lond.*, **141**:413-426.
- Chemale Jr F., Kawashita K., Dussin I.V., Ávila J.N., Justino D., Bertotti A. 2012. U-Pb zircon in situ dating with LA-MC-ICP-MS using a mixed detector configuration. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **84**(2):275-295.
- Collins W.J., Beam S.D., White J.R., Chappell B.W. 1982. Nature and origin of A-type granites with particular reference to south-eastern Australia. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **80**:189–200.
- Cordani U.G., Tassinari C.C.G., Teixeira W., Basei M.A.S., Kawashita K. 1979. Evolução tectônica da Amazônia com base nos dados geocronológicos. *In: Congresso Geológico Chileno, Arica. Actas[...]*, p. 137-148
- Cordani U. G. & Brito Neves B. B. 1982. The geologic evolution of South America during the Archean and Early Proterozoic. *Revista Brasileira de Geociências*, **12**:78-88.

Cordani U. G. & Sato K. 1999. Crustal evolution of the South American Platform, based on Nd isotopic systematics on granitoid rocks. *Episodes*, **22**:167-173.

Cunha B.C.C., Potiguar L.A.T., Ianhez A.C., Bezerra P.E.L., Pitthan J.H.L., Junior J.J.S., Montalvão R.M.G de, Sousa A.M.S de, Hildred P.R., Tassinari C.C.G. 1981. Geologia. In: BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mineral. *Projeto Radambrasil. Folha SC. Tocantins: geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra*. Rio de Janeiro: DNPM. p. 21-196. (Levantamento de Recursos Naturais, 22).

D'Souza M.J., Keshava Prasad A. V., Ravindra R. 2006. Genesis of Ferropotassic A-Type Granitoids of Mühlig-Hofmannfjella, Central Dronning Maud Land, East Antarctica. In: Futterer, D.K, Damaske, D., Kleinschmidt, G., Miller, H., Tessensohn, F (eds.), *Antartica: contributions to global earth sciences*. Berlin, Springer, New York, Heidelberg. p. 45-54.

Dall'Agnol R., Lafon J.M., Macambira M.J.B. 1994. Proterozoic anorogenic magmatism in the Central Amazonian province: geochronological, petrological and geochemical aspects. *Mineralogy and Petrology*, **50**:113-138.

Dall'Agnol R. & Oliveira D.C. 2007. Oxidized, magnetite-series, rapakivi-type granites of Carajás, Brazil: implications for classification and petrogenesis of A-type granites. *Lithos*, **93**:215-233.

Dall'Agnol R., Teixeira N.P., Magalhães M.S. 1993. Diagnostic features of the Tin-specialized anorogenic granites of the Eastern Amazonian Region. *Anais Acad. Bras. Ciências*, **65**:33-50.

Dall'Agnol R., Teixeira N.P., Rämö O.T., Moura C.A.V., Macambira M.J.B., Bettencourt J.S. 2005. Petrogenesis of the Paleoproterozoic, Rapakivi, A-Type Granites of the Carajás Mining Province. *Lithos*, **80**:101-129.

Dall'Agnol R., Ramo O.T., Magalhães M.S., Macambira M.J.B. 1999. Petrology of the anorogenic, oxidised Jamon and Musa granites, Amazonian craton: implications for the genesis of Proterozoic A-type granites. *Lithos*, **46**:431-462.

De La Roche H., 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**:183-210.

Deer A.W., Howie A. W., Zussman J. 1992. *An introduction to rock forming minerals*. London, 2a Ed. Longmans (eds.), p. 696.

DePaolo D.J., 1981. Nd isotopic studies: some new perspectives on Earth structure and evolution. *EOS*, **62**:137-145.

Eby G.N. 1992. Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenesis and tectonic implications. *Geology*, **20**:641-644.

- 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.
- 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.
- Fernandes C.M.D. 2005. *Geologia, geoquímica e geocronologia das rochas vulcânicas do Grupo Uatumã, região de São Félix do Xingu (PA), Província Mineral de Carajás*. MS Dissertation, Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, vi, p. 132.
- Ferreira A.T.R. & Lamarão C.N. 2013. Geologia, petrografia e geoquímica das rochas vulcânicas Uatumã na área sul de São Felix do Xingu (PA), Província Carajás. *Brazilian Journal of Geology*, **43**:152–159.
- Fisher R.V. 1966. Mechanism of deposition from pyroclastic flows. *American Journal of Science*, **264**:350-363.
- 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.
- 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. *J. Petrology*, **42**:2033-2048.
- Frost B.R., Frost C.D., Hulsebosch T.P., Swapp S.M. 2000. Origin of the charnockites of the Louis Lake batholith, Wind River Range, Wyoming. *Journal of Petrology*, **41**:1759–1776.
- Frost C.D. & Frost B.R. 2010. On Ferroan (A-type) Granitoids: their Compositional Variability and Modes of Origin, *Journal of Petrology*, **52**:39–53,
- Frost C.D., Frost B.R., Chamberlain K.R., Edwards B.R. 1999. Petrogenesis of the 1.43 Ga Sherman batholith, SE Wyoming: a reduced rapakivi-type anorogenic granite. *Journal of Petrology*, **40**:1771–1802.
- Frost R.B. & Frost C.D. 2008. On charnockites. *Gondwana Research*, **13**(1):30-44.
- Gerdes A. & Zeh A. 2006. Combined U-Pb and Hf isotope LA-(MC)-ICP-MS analyses of detrital zircons: comparison with SHRIMP and new constraints for the provenance and age of an Armorican metasediment in Central Germany. *Earth Planet Sc Lett*, **249**:47–61.
- Gioia S.M.C.L. & Pimentel M.M. 2000. The Sm-Nd isotopic method in the geochronology laboratory of the University of Brasilia. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **72**:220-245.

- Griffin W.L., Belousova E.A., Shee S.R., Pearson N.J., O'Reilly S.Y. 2004. Archean crustal evolution in the northern Yilgarn Craton: U-Pb and Hf-isotope evidence from detrital zircons. *Precambrian Research*, **131**:231-282.
- Hawkesworth C. & Kemp A. 2006. Evolution of the continental crust. *Nature*, **443**:811-7.
- Holness M.B., Clemens J.D., Vernon R.H. 2018. How deceptive are microstructures in granitic rocks? Answers from integrated physical theory, phase equilibrium, and direct observations. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **173**:62.
- Hooper P.R., Bailey D.G., McCarley Holdeft G.A. 1995. Tertiary calc-alkaline magmatism associated with lithospheric extension in the Pacific Northwest. *Journal of geophysical research*, **100**:10,303-10,319.
- Jackson S.E., Pearson N.J., Griffin W.L., Belousova E.A. 2004. The application of laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometry to in situ U-Pb zircon geochronology. *Chem Geol*, **211**:47–69.
- Javier Rios F., Villas R.N.N., Dall'Agnol R. 1995. O Granito Serra dos Carajás: 1. Fácies petrográficas e avaliação do potencial metalogenético para estanho no setor norte. *Revista Brasileira de Geociências*, **25**:174-182.
- 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.
- Juliani C., Vasquez M.L., Klein E.L., Villas R.N.N., Echeverri-Misas C.M., Santiago E.S.B., Monteiro L.V.S., Carneiro C. de C., Fernandes C.M.D., User G. 2014. Metalogênese da Província Tapajós. In: Silva M.G., Rocha Neto M.B., Jost H., Kuyumjian R.M. (eds.), *Metalogênese das Províncias Tectônicas Brasileiras, Programa Geologia do Brasil, Recursos Minerais*. Brasil: Serviço Geológico do Brasil - CPRM, p. 229-263.
- Käpyaho A., Mänttari I., Huhma H., 2006. Growth of Archean crust in the Kuhmo district Eastern Finland: U–Pb and Sm–Nd isotope constraints on plutonic rocks. *Precambrian Research*, **146**:95–119.
- King P.L., White A.J.R., Chappell B.W., Allen C.M. 1997. Characterization and origin of aluminous A-type granites from the Lachlan Fold Belt, southeastern Australia. *Journal of Petrology*, **38**:371–391.
- Klein E., Almeida M., Rosa-Costa L.T. 2012. The 1.89-1.87 Ga Uatumã Silicic Large Igneous Province, northern South America. Large Igneous Provinces Commission. <http://www.largeigneousprovinces.org> (November 2012 LIP of the Month).

Klein E., Guimarães S. B., Rodrigues J. B., Chaves C. L., Souza-Gaia S. M., Lopes E. C. dos S., Castro J. M. R. 2018. The Novo Progresso Formation, Tapajós Gold Province, Amazonian Craton: Zircon U-Pb and Lu-Hf Constraints on the Maximum Depositional Age, Reconnaissance Provenance Study, and Tectonic Implications. *Journal of the Geological Survey of Brazil*, **1(1)**:31-42.

Lacerda Filho J.V. de *et al.* (org.) 2004. Geologia e recursos minerais do Estado de Mato Grosso: Sistema de informações Geográficas – SIG: Texto explicativo dos mapas geológicos e de recursos minerais do Estado de Mato Grosso: Escala 1:1.000.000. Goiânia: CPRM. CPRM/SICME-MT, 225 p. il. 1 CD-ROM. Programa Geologia do Brasil (PGB).

Lafon J.M., Rodrigues E., Macambira E.M.B., Pereira E.D. 1995. Magmatisme anarogenique du Proterozoique Inferieur dans la region de Sao Felix do Xingu-Tucumã (Amazonie Orientale, Brésil). *Nouvelles données geochronologiques. C. R. Acad. Sci., Paris*, **320**:937-944.

Lagler B. 2011. *Geologia e geoquímica das sequências vulcânicas paleoproterozóicas do Grupo Uatumã na região de São Félix do Xingu (PA) – Cráton Amazônico*. MS Dissertation, Instituto de Geociências - Universidade de São Paulo.

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., Pinho S.C.C., Paiva Junior A.L., Toro M.A.G. 2012. Mineralogy and geochemistry of the Paleoproterozoic, tin mineralized Bom Jardim Granite of the Velho Guilherme Suite, eastern Amazonian Craton. *J. S. Am. Earth Sci.*, **38**:159-173.

Laurent O., Rapopo M., Stevens G., Moyon J.F., Martin, H., Doucelance R., Bosq, C. 2014. Contrasting petrogenesis of Mg–K and Fe–K granitoids and implications for post-collisional magmatism: Case study from the Late-Archean Matok pluton (Pietersburg block, South Africa). *Lithos*, **196–197**:131-149.

Le Maitre R.W. (ed), Bateman P., Dudek A., Keller J., Lameyre J., Le Bas M.J., Sabine P.A., Schmid R., Sorensen H., Streckeisen A., Woolley A.R., Zanettin B. 1989. *A Classification of Igneous Rocks and Glossary of terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks*. Oxford, Blackwell Scientific Publications, 254 p.

Lehmann B. & Mahawat C. 1989. Metallogeny of tin in central Thailand: a genetic concept. *Geology*, **17**:426-429.

Li Y., Xu L., Yu S., Zhang J., Guo J., Peng Y., Zhou G. 2019. Partial melting of thickened lower crust in post-collisional setting: Evidence from high silicon adakitic granites in the North Qilian orogen. *Geological Journal*, **55**:3990-4007.

- Liégeois J.P., Navez J., Hertogen J., Black R. 1998. Contrasting origin of post-collisional high-K calc-alkaline and shoshonitic versus alkaline and peralkaline granitoids. The use of sliding normalization. *Lithos*, **45**:1–28.
- Lima I.F., Pierosan R., Barros M.A.S., Rubert R.R., Sommer C.A., Okuno D.I.A. 2021. The 1.88 Ga Uatumã Magmatism in the Serra dos Magalhães region: petrology and implications to the extension of the south-eastern edge of the Amazonian Craton. *Brazilian Journal of Geology*, **51**(1): e20200046.
- Loiselle M.C & Wones D.R. 1979. Characteristics and origin of anorogenic granites. *Geol. Soc. Am. Abst*, **11**:468.
- Ludwig K.R. 2003. Isoplot 3.00: A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley, Berkeley Geochronology Center, 70.
- Lugmair G.W. & Marti K. 1978. Lunar initial $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$: Differential Evolution of the lunar crust and mantle. *Earth Planetary Science Letters*, **39**:2249-3357.
- Luth W.C., Jahns R.H., Tuttle O.F. 1964. The granite system at pressures of 4 to 10 kilobars, *J. Geophys. Res.*, **69**:759–773.
- 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).
- Macambira M.J.B., Vasquez M.L., Silva D.C.C., Galarza M.A., Barros C.E.M., Camelo J.F. 2009. Crustal growth of the central-eastern Paleoproterozoic domain, SE Amazonian craton: Juvenile accretion vs. reworking. *Journal of South American Earth Sciences*, **27**:235-246.
- Maniar P.D. & Piccoli P.M. 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **101**:635-643.
- Martins P.L.G., Toledo C.L.B., Silva A.M., Chemale Jr. F., Santos J.O.S., Assis L.M. 2017. Neoproterozoic magmatism in the southeastern Amazonian Craton, Brazil: Petrography, geochemistry and tectonic significance of basalts from the Carajás Basin. *Precambrian Research*, **302**:340–357.
- McPhie J., Doyle M., Allen R. 1993. *Volcanic Textures: A Guide to the Interpretation of Textures in Volcanic Rocks*. Hobart: Centre for Ore Deposit and Exploration Studies, University of Tasmania. 198 p.
- Mesquita C.J., Dall'Agnol R., Almeida J.A.C. 2018. Mineral chemistry and crystallization parameters of the A-type Paleoproterozoic Bannach Granite, Carajás Province – Pará. *Brazilian Journal of Geology*, **48**:575–601.
- Milhomem Neto J. M. & Lafon J. 2019. Zircon U-Pb and Lu-Hf isotope constraints on Archean crustal evolution in Southeastern Guyana Shield. *Geoscience Frontiers*, **10**(4):1477-1506.

- Morimoto N. 1988. The Nomenclature of Pyroxenes. *Mineralogical Magazine*, **52**:425-433.
- Motta J. G., Betts P.G., Meira V.T., Trevisan V.G., Souza Filho C.R. 2022. Unwrapping reworked crust at the Columbia supercontinent margin within central southern Amazon Craton using multi-source geophysics and geochronology data synergy. *Geoscience Frontiers*, **13(3)**:101348.
- Oliveira D. C. 2006. *Modelos de evolução e colocação dos granitos paleoproterozóicos da Suíte Jamon, SE do Cráton Amazônico*. Phd Thesis, Centro de Geociências - Universidade Federal do Pará, Belém.
- Oliveira D.C. 2001. *Geologia, geoquímica e petrologia magnética do granito paleoproterozóico Redenção, SE do Cráton Amazônico*. MS Dissertation, Centro de Geociências - Universidade Federal do Pará, Belém.
- 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. In: SBG, 9º Simpósio de Geologia da Amazônia, Manaus. *Resumos expandidos*, CD-ROM.
- Pastana J.M.N. & Silva Neto C. S. 1980. *Projeto Rio Chiché: relatório final. Texto*. Belém, DNPM/CPRM. v. 1, p. 125 p., il.
- Pearce J.A. & Wyman D.A. 1996. A user's guide to basalt discrimination diagrams. In: Wyman D.A. (ed.) *Trace Element Geochemistry of Volcanic Rocks: Applications for Massive Sulphide Exploration*. [S.l.], Geological Association of Canada, p. 79-113. (Short Course Notes, 12)
- 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**:956–983.
- Peccerillo A. & Taylor S.R. 1976. Geochemistry of eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contr. Mineral. and Petrol.*, **58**:63–81.
- Percival J.A. & Mortensen J.K. 2002. Water-deficient calc-alkaline plutonic rocks of northeastern Superior Province, Canada: significance of charnockitic magma. *Journal of Petrology*, **43**:1617–1630.
- Pessoa M. R., Santiago A. F., Andrade A. F., Santos J. O. S., Prazeres W. V. 1977. *Projeto Jamanxim. Relatório Inédito*, v. 8. Brasília: Ministério das Minas e Energia (Convênio DNPM/CPRM).

- 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. *In: SBG, 9º Simpósio de Geologia da Amazônia, Manaus. Resumos expandidos.*
- Pinho S.C.C., Fernandes C.M.D., Teixeira N.P., Paiva Jr. A.L., Cruz V.L., Lamarao C.N., Moura C.A.V. 2006. O magmatismo paleoproterozoico da região de São Felix do Xingu, Provincia Estanífera do Sul do Para: Petrografia e Geocronologia. *Revista Brasileira de Geociencias*, **36**:793–802.
- Queiroz J.D.S., Klein E.L., Rodrigues J.B. 2015. Rochas intrusivas na Formação Castelo dos Sonhos, Cráton Amazônico: Petrografia, geocronologia, geoquímica e implicações para as idades de sedimentação e da mineralização no depósito aurífero Castelo de Sonhos. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi*, **10**:341–380.
- Rajesh H.M. 2000. Characterization and origin of a compositionally zoned aluminous A-type granite from South India. *Geological Magazine*, **137**:291–318.
- Rämö O.T., Dall'Agnol R., Macambira M.J.B., Leite A.A.S., Oliveira D.C. 2002. 1.88 Ga oxidized A-type granites of the Rio Maria region, eastern Amazonian craton, Brazil: positively anorogenic! *Journal of Geology*, **110**:603–610.
- Reis N.J. *et al.* (org.) 2006. Geologia e recursos minerais do Estado do Amazonas: Sistema de informações Geográficas – SIG: Texto explicativo dos mapas geológicos e de recursos minerais do Estado do Amazonas: Escala 1:1.000.000. Programa Geologia do Brasil. Manaus: CPRM/CIAMA-AM, p. 142, il. 1 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.
- Rosa-Costa L.T., Lafon J.M., Delor C., 2006. Zircon geochronology and Sm–Nd isotopic study: further constraints for Archean and Paleoproterozoic geodynamical evolution of the southeastern Guiana shield, north of Amazonian craton, Brazil. *Gondwana Research*, **10**:277–300.
- Roverato M., Giordano D., Giovanardi T., Juliani C., Polo L. 2019. The 2.0–1.88 Ga Paleoproterozoic evolution of the southern Amazonian Craton (Brazil): an interpretation inferred by lithofaciological, geochemical and geochronological data. *Gondwana Res.*, **70**:1–24.
- Roverato M., Juliani C., Marcelo Dias-Fernandes C., Capra L. 2017. Paleoproterozoic andesitic volcanism in the southern Amazonian craton, the Sobreiro Formation: new insights from lithofacies analysis of the volcanoclastic sequences. *Precambrian Research*, **289**:18–30.

Santos J.O.S., Hartmann L.A., Gaudette I I.E., Groves D.I., McNaughton N.J., Fletcher 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. 2003. Geotectônica do Escudo das Guianas e Brasil-Central. In: Bizzi, L.A. et al. (ed.). *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil: texto, mapas e SIG*. Brasília, CPRM-Serviço Geológico do Brasil, p. 169-226.

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 Tapajós Domain, Amazon Craton: Constraints from SHRIMP and TIMS zircon, baddeleyite and titanite U-Pb geochronology. *Precambrian Research*, **131**:73-109.

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: Costa M. L., Angélica R. S.(coords.), *Contribuições à Geologia da Amazônia*. Belém, SBG, p. 91-142.

Semblano F.R.D., Pereira N.C.S, Vasquez M.L, Macambira M.J.B. 2016a. Novos dados geológicos e isotópicos para o Domínio Iriri-Xingu, Província Amazônia Central: implicações para a idade do Grupo Iriri. *Geologia USP, Série Científica*, **16(3)**:19-38.

Semblano F.R.D., Macambira M.J.B., Vasquez M.L. 2016b. Petrography, geochemistry and Sm-Nd isotopes of the granites from Eastern of the Tapajós Domain, Pará state. *Brazilian Journal of Geology*, **46(4)**:509-529.

Sheth H.C., Torres-Alvarado I.S., Verma S.P. 2002. What is the “Calc-alkaline Rock Series”? *International Geology Review*, **44(8)**:686-701.

Silva F.F., Oliveira D. C., Antônio P.Y.J., D'Agrella M.S., Lamarão C.N. 2016. Bimodal magmatism of the Tucumã area, Carajás province: U-Pb geochronology, classification and processes. *Journal of South American Earth Sciences*, **72**:95-114.

Silva G.G., Lima M.I.C de, Andrade A.R.F., Issler R.S., Guimarães G. 1974. Geologia. In: BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mineral. *Projeto Radam. Folha SB. 22 - Araguaia e parte da folha SC. 22 - Tocantins: geologia, geomorfologia, solos, vegetação e uso potencial da terra*. Rio de Janeiro, DNPM. il. p. I/3-I/143. (Levantamentos de recursos naturais, 4).

Silva G.H., Leal J. W. L., Salum O.A.L., Dall'Agnol R., Basei M.A.S. 1974. Esboço geológico de parte da Folha SC.21 Juruena. In: SBG, 29º Congresso Brasileiro de Geologia, Porto Alegre. *Anais[...]* v. 4, p. 309-320.

Slama J., Kosler J., Condon D.J., Crowley J.L., Gerdes A., Hanchar J.M., Horstwood M.S.A., Morris G.A., Nasdala L., Norberg N., Schaltegger U., Schoene B., Tubrett M.N., Whitehouse M.J. 2008. Plesovice zircon—a new natural reference material for U-Pb and Hf isotopic microanalysis. *Chem. Geol.*, **249**:1–35.

Stacey J.S. & Kramers J.D. 1975. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth Planet Sc Lett*, **26**:207–221.

Stockwell C.H. 1975. Canada-canadian shield. In: Fairbridge R.W. (ed.). *World Regional Geology. Encyclopedia of Earth Science*. Berlin, Heidelberg, Springer.

Streckeisen A.L. 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth Science Reviews*, **12**:1-33.

Sun S.S., McDonough W.F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D., Norry, M.J. (eds.), *Magmaism in the Ocean Basins. Geological Society of London Special Publication*, **42**, p. 313-345.

Tassinari C.C.G. 1996. *O mapa geocronológico do Cráton Amazônico no Brasil: revisão dos dados isotópicos*. Phd Thesis (Livre-Docência). Instituto de Geociências – Universidade de São Paulo -USP.

Tassinari C.C.G., Bettencourt J.S., Geraldés M.C., Macambira M.J.B., Lafon J.M. 2000. The Amazonian Craton. In: Cordani U. G., Milani E. J., Thomaz Filho A., Campos D. A. (eds.), *Tectonic evolution of South America*. Rio de Janeiro, SBG, p. 41-95.

Tassinari C.C.G. & Macambira M.J.B. 1999. Geochronological Provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, **22(3)**, p. 174-182.

Tassinari C.C.G. & Macambira M.J.B. 2004. A evolução tectônica do Cráton Amazônico. In: Matesso-Neto, V., Bartorelli, A., Carneiro, C.D.R., Britto-Neves, B.B. (eds.), *Geologia do Continente Sul-Americano*. São Paulo, Beca, p. 471–485.

Teixeira M.F.B., Dall'Agnol R., Santos J.O.S., Sousa L.A.M., Lafon J.M. 2017. Geochemistry, geochronology and Nd isotopes of the Gogó da Onça Granite: a new Paleoproterozoic A-type granite of Carajás Province, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **80**:47–65.

Teixeira M.F.B., Dall'Agnol R., Santos J.O.S., Oliveira D.C., Lamarão C.N., McNaughton N.J., 2018a. Crystallization ages of Paleoproterozoic A-type Granite Suites and Related Granites of Carajás Province, Amazon Craton: constraints from U-Pb geochronology of zircon and titanite. *Journal of South American Earth Sciences*, **88**:312–331.

Teixeira M.F.B., Dall'Agnol R., Santos J. O. S., Kemp A., Evan N. 2019. Petrogenesis of the Paleoproterozoic (Orosirian) A-type granites of Carajás Province, Amazon Craton, Brazil: Combined in situ Hf-O isotopes of zircon. *Lithos*, **332–333**:1-22.

Teixeira N.P. 1999. *Contribuição ao estudo das rochas granitóides e mineralizações associadas da Suíte Intrusiva Velho Guilherme, Província Estanífera do Sul do Para*. Phd Thesis, Instituto de Geociências - Universidade Estadual de Campinas.

Teixeira N.P. & Bettencourt J.S. 2000. Velho Guilherme Intrusive Suite. Pará, Brazil: petrogenetic aspects and associated mineralization. *In: IGCP-426, IAGC/IMA, 31° Intern. Geol. Congr. Granite Systems and Proterozoic Lithospheric Processes, Rio de Janeiro. Abstract.*

Teixeira N.P., Bettencourt J.S., Moura C.A.V., Dall'Agnol R., Macambira E.M.B. 2002a. Archean crustal sources for paleoproterozoic tin granites in the Carajás Province, SSE Pará, Brazil: Pb-Pb geochronology and Nd isotope geochemistry. *Prec. Res.*, **119**:2257-2275.

Teixeira N.P., Fernandes C.M.D., Moura C.A.Y., Pinho S.C.C., Bettencourt L.S. 2002b. Geologia, Geoquímica, Geocronologia e isótopos de Sm-Nd de rochas vulcânicas paleoproterozoicas do Grupo Uatumã ocorrentes na região de São Felix do Xingu, Província Mineral de Carajás, Craton Amazônico, Brasil. *In: SBG, 2° Simpósio sobre Vulcanismo e Ambientes Associados, Belém.* p. 28.

Teixeira N.P., Bettencourt J.S., Dall'Agnol R., Moura C.A.V., Fernandes C.M.D., Pinho S.C.C. 2005. Geoquímica dos granitos paleoproterozoicos da Suíte Granítica Velho Guilherme, Província Estanífera do Sul do Pará. *Rev. Bras. Geociências*, **35 (2)**:217-226.

Teixeira W., Tassinari C.C.G., Cordani U.G., Kawashita K. 1989. A review of the geochronology of the Amazonian Craton: tectonic implications. *Precambrian Research*, **42**:213-227.

Teixeira W., Hamilton M.A., Girardi V.A.V., Faleiros F. M., Ernst R. E. 2018b. U-Pb baddeleyite ages of key dyke swarms in the Amazonian Craton (Carajás/Rio Maria and Rio Apá areas): Tectonic implications for events at 1880, 1110 Ma, 535 Ma and 200 Ma. *Precambrian Research*, **329**:138-155.

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*. PhD Thesis, Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, 212 p.

Vasquez M.L., Rosa-Costa L.T., Silva C.M.G., Klein E.L. 2008a. Compartimentação Tectônica. *In: Vasquez M.L., Rosa-Costa L.T. (orgs.). 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. 2008b. Unidades litoestratigráficas. *In: Vasquez M.L., Rosa-Costa L.T. (orgs.). 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., Chaves C.L., Moura E.M., Oliveira J.K.M de. 2017. *Geologia e Recursos Minerais das Folhas São Domingos - SB.21-Z-A-II e Jardim do Ouro - SB.21-Z-A-III, Estado do Pará, Escala 1:100.000*. Belém, CPRM.

Vasquez M.L., Cordani U.G., Sato K., Barbosa J.P.O., Faraco M.T.L., Maurer V.C. 2019. U-Pb SHRIMP dating of basement rocks of the Irixi-Xingu domain, Central Amazonian province, Amazonian craton, Brazil. *Brazilian Journal of Geology*, **49(3)**:e20190067.

Whalen J.B., Curie K.L., Chappel B.W. 1987. A-type granites: Geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contrib. Mineral Petrol.*, **95**:407-419.

Windley B.F. 1983. A tectonic review of the Proterozoic. *Geol. Soc. Am. Mem.*, **161**:1-10.

Yokoi Y.O., Oliveira A.L.A.M., Tachibana J. 2001. General economic geology of the High Tapajós Basin (The “Cachimbo” Graben) and its boundaries: A regional geological survey with exploratory purpose. In: SBG, 7º Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém. *Resumos expandidos*, 1 CD-ROM.