

Petrogênese da Suíte Intrusiva Alvorada, SW do Cráton Amazônico: Magmatismo Calymmiano relacionado à Orogenia Cachoeirinha

Petrogenesis of the Alvorada Intrusive Suite, SW Amazonic Craton: Calymmian Magmatism related to Cachoeirinha Orogeny

Luiz Cláudio Durão FRANCO¹ , Carlos Humberto da SILVA² , Ana Cláudia D. da COSTA² ,
Mauro Cesar Geraldês⁴  & Mara Luiza Barros Pita Rocha Sala² 

¹Universidade Federal de Mato Grosso - UFMT, Faculdade de Geociências - FAGEO, Programa de Pós-Graduação em Geociências Cuiabá, Brasil. E-mail: cadofranco28@gmail.com

²Universidade Federal de Mato Grosso - UFMT, Faculdade de Geociências - FAGEO, Cuiabá, MT, Brasil. E-mail: chsilva2@yahoo.com.br; anacos@gmail.com; marapita1@yahoo.com.br

³Universidade do Estado do Rio de Janeiro - UERJ, Faculdade de Geologia, Departamento de Geologia Regional e Geotectônica, Rio de Janeiro, Brasil. E-mail: geraldês@uerj.br

Resumo: A Suíte Intrusiva Alvorada (SIA) é parte de um arco magmático juvenil de idade Calymmiana e retrata a fase final de um importante evento de acreção, ligada ao desenvolvimento da Província Rondoniana-San Ignácio, no SW do Cráton Amazônico. Dados de campo, petrográficos, geoquímicos e geocronológicos produzidos no presente estudo revelam que a SIA é constituída por rochas graníticas de composição monzo a sienogranítica, isotrópicas, de granulação fina a média, com sutil foliação tectônica nas bordas. Estas rochas foram originadas a partir de magmatismo cálcio-alcálico de alto potássio, de caráter fracamente peraluminoso. Análises U-Pb indicam que a idade de cristalização é de 1575 ± 16 Ma. Análises isotópicas Lu-Hf revelaram idades modelo entre 1,59 e 1,79 Ga e valores positivos de $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$ entre +5,4 e +10,6. Os dados apresentados sugerem que a SIA foi originada em ambiente de limite de placas convergentes a partir de magmas juvenis oriundos da fusão de crosta oceânica contaminados por litosfera continental.

Palavras-chave: Magmatismo cálcio-alcálico de alto potássio; Magmatismo juvenil.

Abstract: The Alvorada Intrusive Suite is part of a juvenile magmatic arc of Calymmian age and represents the final phase of an important accretionary event, linked to the development of the Rondonian-San Ignacio Province, in the SW of the Amazon Craton. Field, petrographic, geochemical and geochronological data produced in this study reveal that the AIS is made up of granitic rocks of monzo to syenogranitic composition, isotropic to slightly foliated, fine to medium grained. These rocks originated from high-potassium calc-alkaline magmatism, with a slightly peraluminous character. U-Pb analyses indicate that the crystallization age is 1575 ± 16 Ma. Lu-Hf isotopic analyses revealed model ages between 1.59 and 1.79 Ga

and positive $\epsilon\text{Hf}(t)$ values between +5.4 and +10.6. The data presented suggest that the SIA originated from a mixture of magmas, juvenile magmas originating from the melting of oceanic crust contaminated by continental lithosphere.

Keywords: High-potassium calc-alkaline magmatism; Juvenile magmatism.

1. Introdução

Orógenos acrecionários são originados a partir da implantação de arcos magmáticos intra-oceânicos gerados pela subducção do tipo B entre placas litosféricas oceânicas. Os registros desses orógenos incluem uma grande proporção de rochas ígneas máficas e félsicas juvenis. Neste contexto são preservados diversos ambientes tectônicos destacando-se arco de ilhas, planaltos oceânicos, complexos acrecionários, suítes ofiolíticas e cinturões de dobras e falhas (Condie, 2005; Cordani & Teixeira, 2007).

Na região compreendida entre Reserva do Cabaçal e Mirassol do Oeste, no SW do Mato Grosso, Brasil, a interação de placas litosféricas no Período Calymmiano (1,6 a 1,4 Ga) produziu o Orógeno Cachoeirinha (Carneiro *et al.*, 1992; Van Schmus *et al.*, 1998; Geraldès *et al.*, 2001). Este orógeno inclui tonalitos, granodioritos, granitos, gnaisses e migmatitos formados durante eventos magmáticos e metamórficos entre 1,56 e 1,52 Ga (Geraldès *et al.*, 2001; De Paulo, 2005; Ruiz, 2005; Araújo, 2008; Fachetti *et al.*, 2016). O Orógeno Cachoeirinha evoluiu através de dois estágios magmáticos principais, o primeiro é marcado pela Suíte Intrusiva Cachoeirinha, que agrupa os ortognaisses Quatro Marcos (Carneiro *et al.*, 1992) e São Domingos (Ruiz, 1992), que assinalam um expressivo evento de acreção de material juvenil (Ruiz, 2005). Após o estágio inicial, o orógeno passou a se desenvolver em um ambiente geodinâmico dominado por subducções do tipo B, que após espessamento litosférico, associado à acreção vertical e encurtamento orogênico, gerou corpos graníticos associados às suítes intrusivas Santa Cruz e Alvorada. Este magmatismo ácido de natureza cálcio-alcálica, de composição granodiorítica à sienogranítica, representa a fase tardia do magmatismo gerador do Orógeno Cachoeirinha. Neste contexto a Suíte Intrusiva Alvorada (SIA) representa as intrusões geradas nos estágios finais de evolução do orógeno, marcada por um conjunto de granitos comumente isotrópicos e equigranulares, de composição dominante monzo a sienogranítica e subordinadamente granodiorítica, com foliação tectônica nas bordas.

Dados geocronológicos da SIA tem sido objeto de controvérsias. Carneiro (1985) estudou as rochas graníticas associadas a SIA e a partir de análise isotópica pelo método Rb-Sr rocha total em seis amostras obteve idade isocrônica de 1472 ± 19 Ma (razão inicial $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86} = 0,703$), interpretam essa idade como a idade de cristalização dessas rochas. Posteriormente Monteiro *et al.* (1986) utilizou a mesma sistemática para analisar duas amostras da SIA e obtiveram uma isócrona de referência com idade de 1440 ± 80 Ma com razão inicial $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86} = 0,705$. A idade da SIA também foi investigada por Ruiz *et al.* (2004) que através da metodologia U-Pb em monocristais de zircão (TIMS) datou vários corpos da SIA. As idades variavam de 1537 ± 15 a 1394 ± 37 Ma, segundo os autores estas idades representam a idade de cristalização dos vários corpos. Araújo *et al.* (2009) apresentaram idade U-Pb de 1530 ± 63 Ma em zircão de granito da SIA pelo método U-Pb idade. Essa idade é interpretada como de cristalização do corpo ígneo. (Tab. 1). Os dados de literatura revelam uma grande discrepância entre a idade mais antigas (1537 Ma) e a mais nova (1389 Ma). Este intervalo de 148 Ma é demasiado extenso para um evento magmático.

O objetivo deste trabalho é apresentar dados de campo, petrografia, geoquímica e, diante do panorama de incerteza expresso acima, contribuir na determinação da idade da SIA utilizando sistemática atual que é a datação pontual em grãos de zircão através do método U-Pb-Th e a obtenção de isótopos de Lu-Hf no mesmo ponto analisado.

Tabela 1. Síntese dos dados isotópicos Rb-Sr, U-Pb (TIMS) e Sm-Nd para a Suíte Intrusiva Alvorada (SIA).

Table 1. Synthesis of Rb-Sr, U-Pb (TIMS) and Sm-Nd isotopic data for the Alvorada Intrusive Suite (AIS).

Referência	Rb-Sr		U-Pb (TIMS)	Sm-Nd		
	Idade	Sr ⁸⁷ /Sr ⁸⁶	Idade	T _{DM}	εNd _[0]	εNd _[t]
Carneiro (1985)	1472 ± 19	0,703				
Monteiro (1986)	1440 ± 80	0,705				
Ruiz <i>et al.</i> (2004)			1537 ± 6 Ma	1,78	-22,2	+0,9
			1522 ± 12 Ma.	1,75	-19,6	+0,5
			1440 ± 6 Ma	1,74	-20,2	-0,2
			1389 ± 3 Ma	1,77	-20,3	-1,3
Araújo <i>et al.</i> (2009)			1530 ± 63 Ma	1,93	-8,13	-1,20
				1,78	-19,68	+2,25

2. Contexto Geológico Regional

A área de estudo situa-se no Cráton Amazônico uma das principais entidades geotectônicas pré-cambrianas da América do Sul. Diversos estudos, como por exemplo Tassinari & Macambira (1999) e Santos *et al.* (2000), tem afirmado que o Cráton Amazônico se desenvolveu a partir de sucessivas acreções de cinturões móveis a um núcleo de idade arqueana, estes vários cinturões tem sido denominadas de províncias geocronológicas-tectônicas, segundo Tassinari & Macambira (1999) o Cráton é dividido nas províncias (Fig. 1A): Amazônia Central (>2,6Ga), Maroni-Itacaiunas (2,2 a 2,0 Ga), Ventuari-Tapajós (2,1 e 1,9 Ga), Rio Negro-Juruena (1,7 e 1,55 Ga), Rondoniano-San-Ignácio (1,5 e 1,3 Ga) e Sunsás-Aguapeí (1,0 e 0,9 Ga,).

A Província Rondoniana-San Ignácio, onde situa-se a área de estudo, localiza-se na porção sudoeste do Cráton Amazônico. Segundo Bettencourt *et al.* (2010) compreende os terrenos: Jauru, Paraguá, Rio Alegre e o Cinturão do Alto Guaporé, a área de estudo situa-se no Terreno Jauru (Fig. 1B). O Terreno Jauru foi proposto por Saes & Fragoso Cesar (1996) para agrupar complexos metamórficos de idade paleoproterozoica. Posteriormente Bettencourt *et al.* (2010) utilizaram este termo para reunir as rochas do embasamento paleoproterozoico constituído pelo Grupo Alto Jauru, Complexo Metamórfico Alto Guaporé e Tonalito Cabaçal, além das rochas dos orógenos acrescionários Cachoeirinha e Santa Helena (Fig. 2).

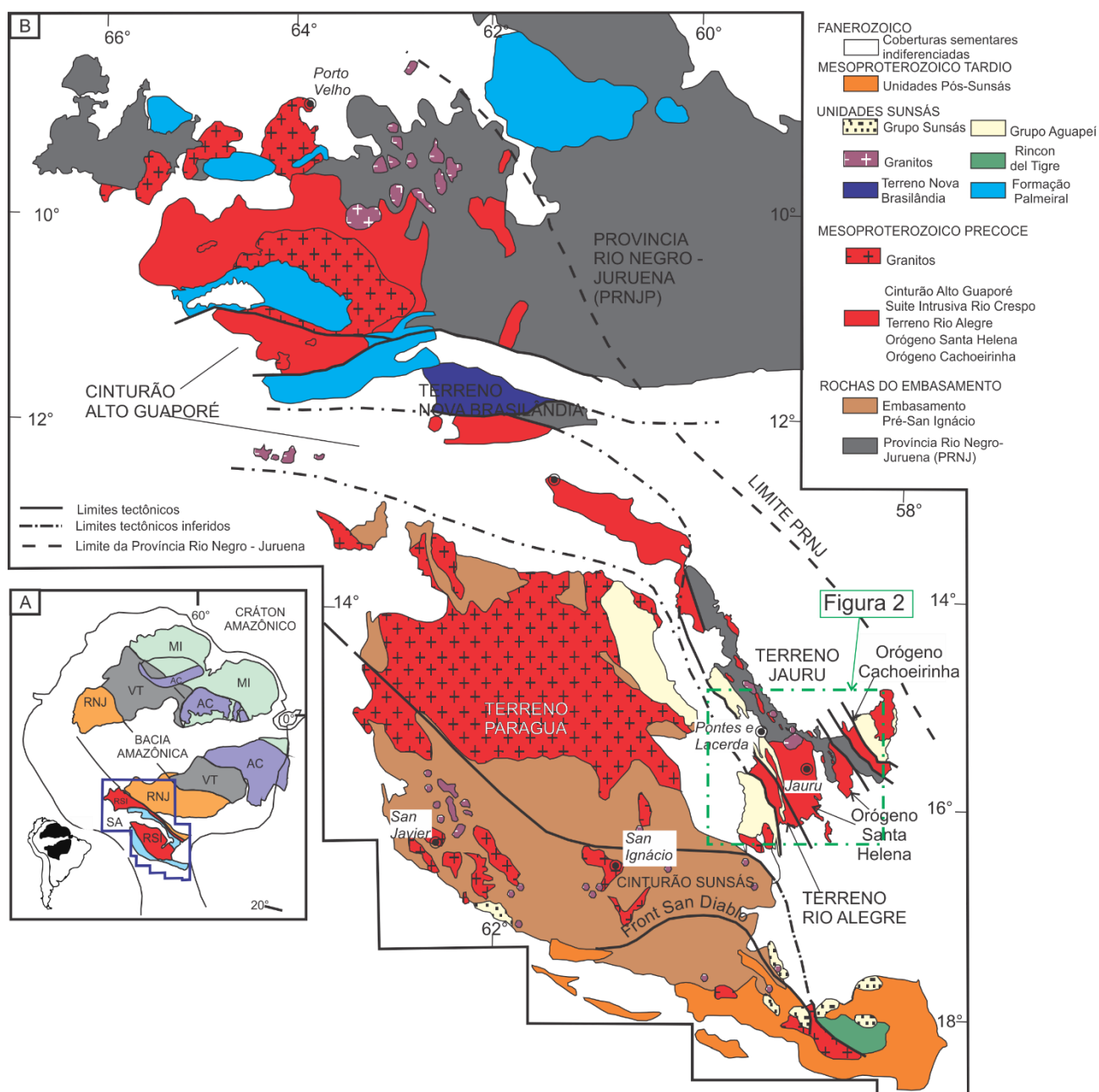


Figura 1. (A) Principais províncias geocronológicas do Cráton Amazônico (segundo Cordani & Teixeira, 2007). MI, Província Maroni-Itacaiunas; VT, Província Ventuari-Tapajós; RNJ, Província Rio Negro-Juruena; RO, Província Rondoniana-San Ignacio; SS, Província Sunsá-Aguapeí. (B) Mapa simplificado do SW do Cráton Amazônico mostrando os limites aproximados dos principais orógenos, terrenos e cinturões, elementos tectônicos e unidades litológicas (segundo Bettencourt *et al.*, 2010). É apresentada a localização da Figura 2.

Figure 1 (A) Major geochronological provinces of the Amazonian Craton (after Cordani and Teixeira, 2007). MI, Maroni- Itacaiunas Province; VT, Ventuari- Tapajós Province; RNJ, Rio Negro-Juruena Province; RO, Rondonian-San Ignacio Province; SS, Sunsá-Aguapeí Province. (B) Simplified map of the SW Amazonian Craton showing the approximate boundaries of the main provinces, major orogens, terranes and belts, tectonic elements, and lithologic units (after Bettencourt *et al.*, 2010). The location of Figure 2 is shown.

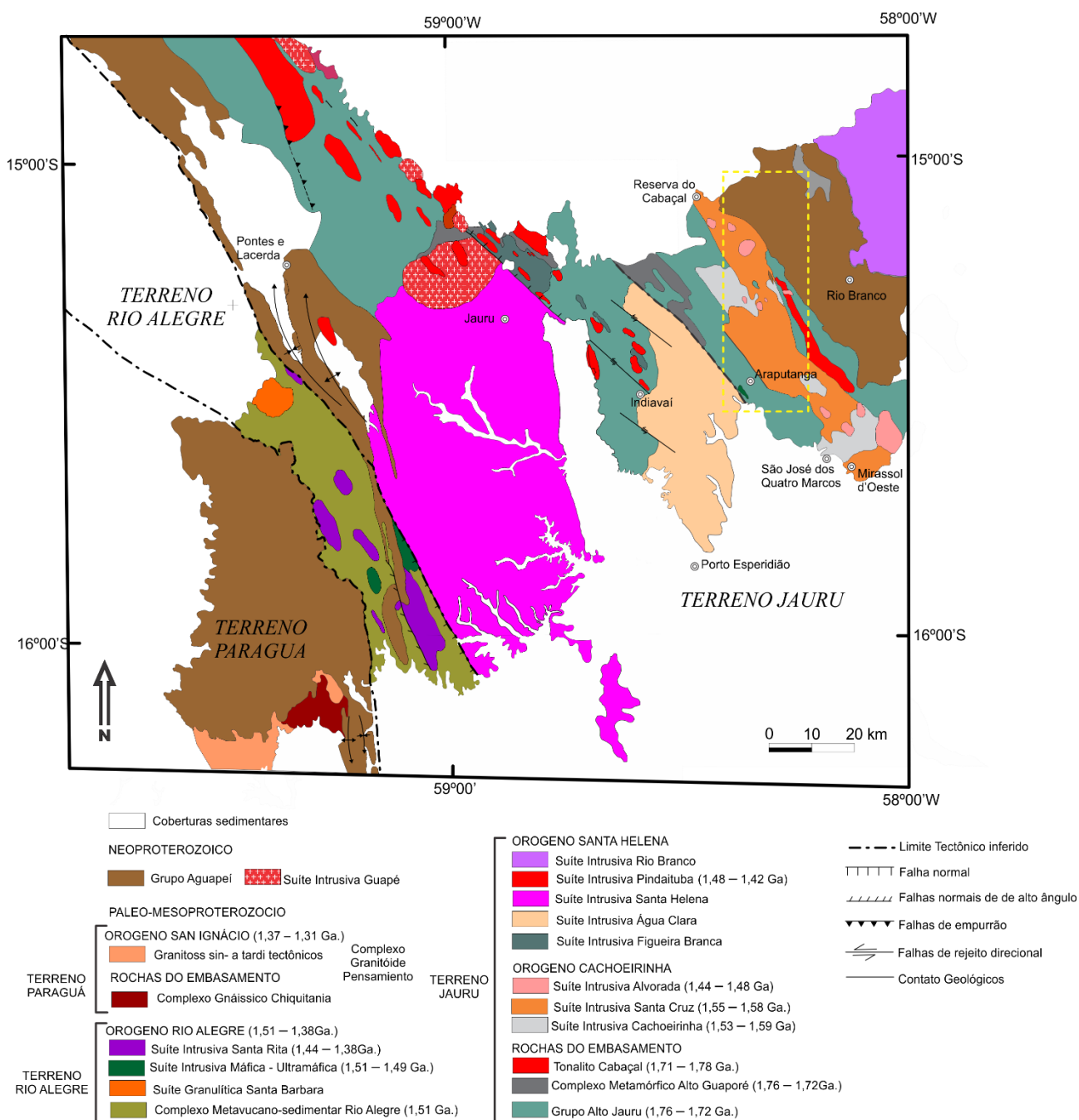


Figura 2. Mapa geológico da porção Sudoeste de Mato Grosso, SW do Cráton Amazônico (modificado de Ruiz, 2005 e Bettencourt *et al.*, 2010). A área em amarelo delimita a área detalhada na Figura 3.

Figure 2. Geological map SW Amazon Craton, in Mato Grosso State (modified from Ruiz, 2005 and Bettencourt *et al.*, 2010). The area in yellow delimits the area detailed in Figure 3.

As rochas do Grupo Alto Jauru foram inicialmente estudadas por Saes *et al.* (1984), que denominaram a associação de rochas metavulcânicas e metassedimentares como Sequência Vulcanossedimentar Quatro Meninas. A individualização dessa unidade deve-se a Monteiro *et al.* (1986) que reconheceu três formações, denominadas: Mata Preta, Manuel Leme e Rancho Grande, compostas por metabasaltos, lavas e tufos dacíticos e riodacíticos, rochas vulcânicas ácidas e intermediárias e sedimentos respectivamente. Posteriormente Ruiz (1992, 2005) estudou as rochas do Grupo Alto Jauru tendo sido denominado de Complexo Metavulcanossedimentar Cabaçal. Associou esse complexo a

rochas metassedimentares clásticas e, em menor proporção, metavulcânicas básicas com subordinada participação de manifestações ácidas. Sousa *et al.* (2017) delimitam orientações preferenciais dessas rochas, e reconhecem os contatos de natureza tectônica e intrusiva com as rochas do Complexo Metamórfico Alto Guaporé, Tonalito Cabaçal, Suítes Intrusivas Santa Cruz e Alvorada. Santos *et al.* (2016) estudou o Grupo Alto Jauru, na região de Reserva do Cabaçal tendo reconhecido xistos, oriundos do metamorfismo de rochas sedimentares clásticas e químicas, anfíbolitos, biotita gnaiss e metagranitos. Estes autores dataram biotita gnaiss pelo método U-Pb (SHRIMP) em zircão que forneceu valor de 1819 ± 6 Ma interpretada como a idade de cristalização do protólito ígneo dessa rocha.

De acordo com Menezes *et al.* (1993) o Complexo Metamórfico Alto Guaporé consiste em ortognaisses granodioríticos a tonalíticos que intrudiram as rochas do Grupo Alto Jauru. Na região de Reserva de Cabaçal Ruiz (2005) associou este complexo a ortognaisses, meso a leucocráticas, de cor cinza escura a cinza rosado, granulação média a grossa, cuja estrutura marcante é bandamento gnáissico, definido pela intercalação de níveis descontínuos e irregulares ou bandas contínuas e paralelas de agregados máficos (biotita $\pm$ hornblenda) e félsicos (quartzo-feldspático). Souza *et al.* (2017) efetuaram caracterização geoquímica das rochas dessa suíte tendo definido que os magmas parentais do gnaiss como de natureza subalcalina, cálcio-alcalina, peraluminosa, gerados em ambiente de arcos vulcânicos. A idade dessas rochas foi definida por Pinho & Van Schmus (2001) pelo método U/Pb (TIMS). Foram obtidas duas isócronas que forneceram idades de intercepto superior sendo a primeira de 1712 ± 9 Ma (MSWD = 0,31) e a segunda 1666 ± 8 (MSWD = 0,14).

O Tonalito Cabaçal foi individualizado por Monteiro *et al.* (1986), que reconheceram rochas mesocráticas, cinza escuras, de granulação média a grossa, inequigranulares, com foliação proeminente. Souza *et al.* (2017) com base em geoquímica caracterizou o Tonalito Cabaçal como geradas em um ambiente tectônico de arcos vulcânicos. Lima *et al.* (2009) determinou a idade dessas rochas através do método U-Pb em cristais de zircão (ICP-MS-LA) apresentam uma idade de 1708 ± 49 Ma com elevado erro e com superposição com as idades dos gnaisses do Complexo Metamórfico Alto Guaporé o que demonstra a necessidade de estudos isotópicos mais robustos do Tonalito Cabaçal.

As rochas estudadas são parte do Orógeno Cachoeirinha, que é composto por rochas Mesoproterozoicas que afloram entre as cidades de Reserva do Cabaçal e Mirassol D'oeste, compreende as rochas das suítes intrusivas Cachoeirinha, Santa Cruz e Alvorada, e intrudem as rochas do Grupo Alto Jauru, Complexo Metamórfico Alto Guaporé e Tonalito Cabaçal (Fig. 3).

Os gnaisses Quatro Marcos, Santa Fé, São Domingos e Aliança foram reunidos por Ruiz *et al.* (2004) como Suíte Intrusiva Cachoeirinha. Essa suíte é constituída por ortognaisses, leuco a mesocráticos, branco a cinza-escuro, apresentando textura equigranular média a grossa, localmente porfirítica em matriz média a grossa. A principal estrutura é bandamento composicional. A idade dos gnaisses Quatro Marcos, Cachoeirinha e São Domingos foi obtida pelo método U-Pb (TIMS) em cristais de zircão. Mostram variação entre 1587 ± 04 e 1536 ± 36 Ma, e idades modelo TDM de 1,77 a 2,05 Ga com ϵ_{Ndt} entre -0,8 e +1,0. Essas rochas foram interpretadas como originadas a partir de acreção de material juvenil (Geraldes *et al.*, 2001 e Ruiz *et al.*, 2004).

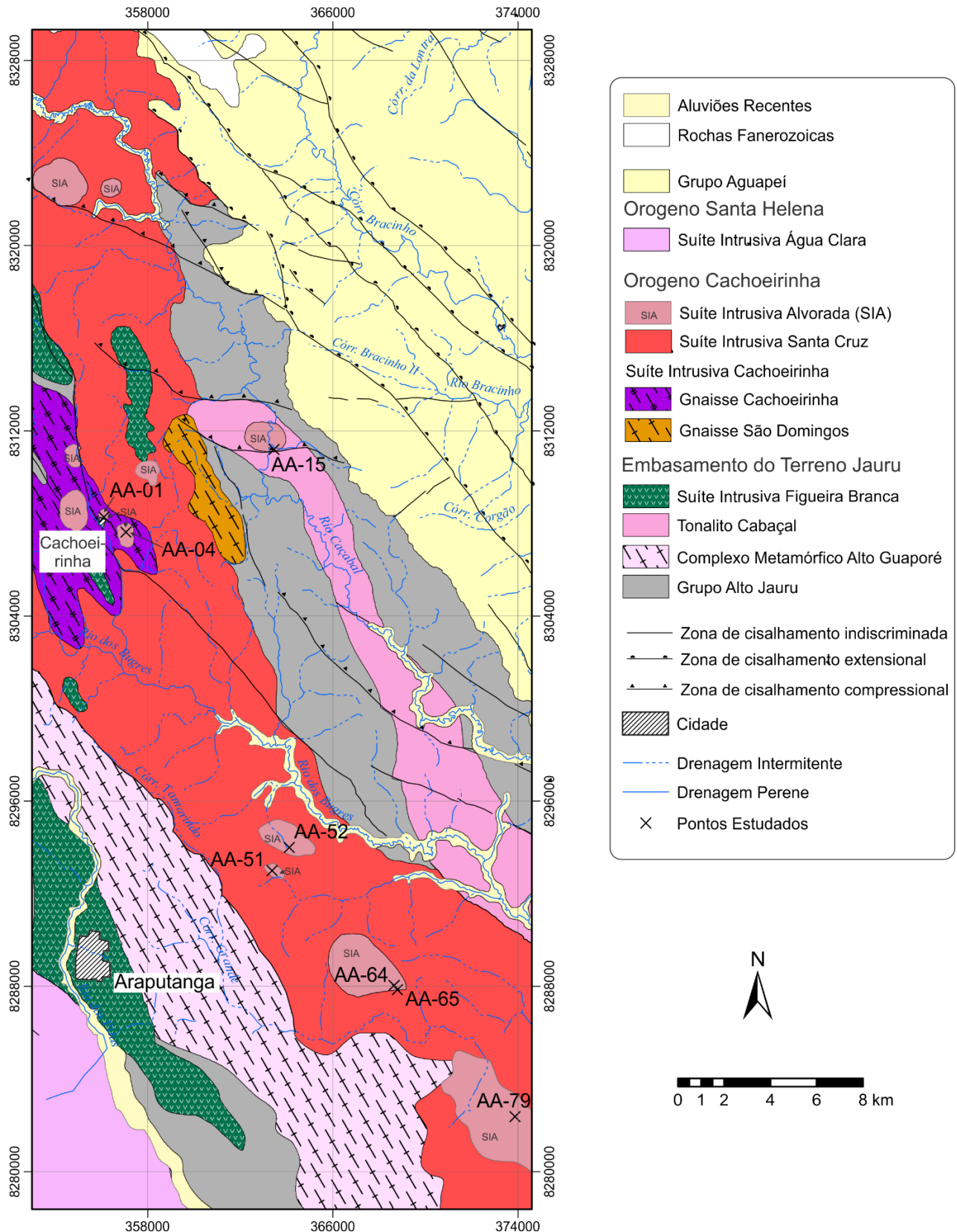


Figura 3. Mapa geológico do Terreno Jauru na região compreendida entre Araputanga e Reserva do Cabaçal, no SW do estado do Mato Grosso, onde afloram as rochas da Suíte intrusiva Alvorada (SIA). Modificado de Souza et al. (2017).

Figure 3. Geological map of the Jauru Terrain in the region between Araputanga and Reserva do Cabaçal, in the SW of the state of Mato Grosso, where the rocks of the Alvorada Intrusive Suite (SIA) outcrops. Modified from Souza et al. (2017).

A Suíte Intrusiva Santa Cruz foi definida por Ruiz (1992) para descrever um corpo batolítico de direção NNW, com duas fácies petrográficas distintas uma monzogranítica a sienogranítica de granulação média a grossa orientada e a outra, de ocorrência restrita, granodiorítica de granulação grossa orientada. Geraldles (2000) apresentam idades U-Pb em zircões entre 1587 ± 04 e 1549 ± 10 Ma, às quais indicam a idade da cristalização dessas rochas. De acordo com Araújo (2008), o Batólito Santa Cruz corresponde a um corpo com direção NNW, apresentando pelo menos três fácies petrográficas, compostas por quartzo monzodiorito e biotita monzo a sienogranito inequigranulares e biotita monzogranitos porfirítico, todos fortemente anisotrópicos.

A Suíte Intrusiva Alvorada (SIA) foi inicialmente definida como Suíte Intrusiva Guapé por Barros *et al.* (1982). Coube a Monteiro *et al.* (1986), com base na idade de referência de 1440 ± 80 Ma (Rb/Sr), individualizar estas intrusões como uma unidade mais antiga empregando o termo Granito Alvorada. Posteriormente Ruiz (1992) designou como Suíte Intrusiva Alvorada um conjunto de granitos comumente equigranulares, de granulação média a fina, cor cinza clara a rósea, isotrópicos a levemente orientadas e de composição dominante monzogranítica, que ocorrem como pequenos corpos (plugs e stocks) irregulares a subelípticos ou como plútons subarredondados a elípticos. Ruiz *et al.* (2004) datou as rochas da SIA através do método U-Pb (TIMS) tendo obtido idades entre 1483 ± 10 e 1440 ± 06 Ma interpretadas como idade de cristalização desses corpos. Apresentaram dados Sm-Nd com idades modelo T_{DM} 1,74 e 1,77 Ga e valores $\epsilon_{Nd(t)}$ de -0,2 e -1,3, tendo sido interpretadas como rochas de origem juvenil com contaminação crustal. Araújo *et al.* (2009) caracterizaram a SIA como uma suíte granítica a granodiorítica com tendência cálcio-alcalina, de alto potássio, peraluminosa a metaluminosa, geradas em ambiente de arco magmático em estágio sin-colisional. Souza *et al.* (2017) caracterizam a SIA como uma suíte granítica de composição sienogranítica a granodiorítica, sendo o magmatismo classificado como subalcalino, do tipo cálcio-alcalino, metaluminoso a peraluminoso, gerado em um ambiente tectônico de arcos vulcânicos. Ruiz (2005) associa as rochas da SIA aos estágios finais da Orogenia Cachoeirinha, interpretado por esse autor como um arco magmático continental.

A SIA foi inicialmente definida como Suíte Intrusiva Guapé por Barros *et al.* (1982) e coube a Monteiro *et al.* (1986), com base na idade de referência de 1440 ± 80 Ma (Rb/Sr), individualizarem estas intrusões como uma unidade mais antiga, empregando o termo Granito Alvorada. Posteriormente Ruiz (1992) designou como Suíte Intrusiva Alvorada um conjunto de granitos comumente equigranulares, granulação média a fina, cor cinza clara a rósea, isotrópicos a levemente orientadas e de composição dominante monzogranítica, que ocorrem como pequenos corpos irregulares a subelípticos ou como plútons subarredondados a elípticos. Ruiz *et al.* (2004) datou as rochas da SIA através do método U-Pb (TIMS) tendo obtido idades entre 1483 ± 10 e 1440 ± 06 Ma interpretadas como idade de cristalização desses corpos. Apresentaram dados Sm-Nd com idades modelo T_{DM} 1,74 e 1,77 Ga e valores $\epsilon_{Nd(t)}$ de -0,2 e -1,3, tendo sido interpretadas como rochas de origem juvenil com contaminação crustal. Araújo *et al.* (2009) caracterizaram a SIA como uma suíte granítica a granodiorítica com tendência cálcio-alcalina, de alto potássio, peraluminosa a metaluminosa, geradas em ambiente de arco magmático em estágio sin-colisional. Souza *et al.* (2017) caracterizam a SIA como uma suíte granítica de composição entre sienogranítica a granodiorítica, sendo o magmatismo classificado como subalcalino, do tipo cálcio-alcalino, metaluminoso a peraluminoso, gerado em um ambiente tectônico de arcos vulcânicos. Ruiz (2005) associa as rochas da SIA aos estágios finais da Orogenia Cachoeirinha, interpretada por esse autor como um arco magmático continental.

Segundo Ruiz (2005) a Orogenia Cachoeirinha evoluiu em dois estágios, o primeiro, 1590 – 1560 Ma, é dominado por ilhas vulcânicas intra-oceânicas e o segundo, 1560 – 1520 Ma, é caracterizado por expressivo magmatismo granítico (batólito Santa Cruz) de arco magmático continental. Os dados geocronológicos $\text{Ar}^{40}\text{-Ar}^{39}$ apontam para um resfriamento regional do domínio em torno de 1500 – 1450 Ma com implantação de um longo período de quiescência tectônica. Os dados estruturais apontam uma compressão regional com transporte principal de SW para NE.

3. Materiais e Métodos

Para o desenvolvimento deste trabalho foram adotadas as seguintes etapas: Revisão bibliográfica, etapa de campo, análises petrográfica, geoquímica e geocronológica. Essas etapas acham-se descritas abaixo.

A fase inicial da pesquisa envolveu a revisão bibliográfica do material disponível sobre a SIA: Geologia, análises geoquímicas e geocronológicas e mapas geológicos da região. Na etapa de campo foram visitados 90 afloramentos, sendo 12 relacionados à SIA. Nessa etapa foi realizada coleta de rochas para etapas subsequentes.

Em laboratório as amostras coletadas foram descritas macroscopicamente, dessas vinte amostras foram selecionadas e encaminhadas para o Laboratório de Laminação da Faculdade de Geociências (FAGEO) da Universidade Federal de Mato Grosso (UFMT) para confecção de lâminas delgadas. Oito amostras representativas foram selecionadas para análise geoquímica. Preparadas no Laboratório de Preparação de Amostras da FAGEO/UFMT e posteriormente enviadas para análise geoquímica de elementos maiores, traços e terras raras no Laboratório ACMELAB, em Vancouver, no Canadá. O tratamento dos dados e a confecção dos diagramas discriminantes e classificatórios foram realizados através do *software* GCDkit versão 5.0 (Janousek *et al.*, 2006).

Os grãos de zircão foram preparados em um *mount* redondo de resina epóxi de uma polegada. Este *mount* foi polido com pasta de diamante e limpo com água deionizada. Posteriormente, no Laboratório Multilab da Universidade do Estado do Rio de Janeiro, os grãos de zircão foram estudados por imagem de catodoluminescência e em seguida analisados isotopicamente utilizando um LA-ICP-MS *Neptune Thermo Scientific*. O local das análises (*spots*) foi definido evitando-se áreas dos grãos com inclusões, fraturas e setores metamíticos. As idades isotópicas foram calculadas com a utilização do suplemento do Excel denominado Isoplot 4.15 de Ludwig (2008). As razões estão apresentadas com incertezas de um sigma e as idades com dois sigmas, em porcentagem.

4. Resultados

A SIA é composta por um conjunto de plútons graníticos subcirculares a elípticos com área de exposição restrita ao trecho entre as cidades de Mirassol D'Oeste e Reserva do Cabaçal, conforme pode ser observado na Figura 3. A definição aqui utilizada é similar à utilizada por Monteiro *et al.* (1986) e Ruiz (1992, 2005) que sugere designar de SIA os corpos graníticos isotrópicos de composição monzo- a sienogranítica, em contraposição as intrusões graníticas marcadamente foliadas pertencentes a Suíte Intrusiva Santa Cruz.

4.1 Aspectos de campo

As rochas da SIA na área de estudos afloram como lajedos e blocos arredondados de pequeno a médio porte (Fig. 4A), que ocorrem na forma de *stocks*, *plugs* e diques que cortam as rochas do embasamento paleoproterozoico e da Suíte Intrusiva Cachoeirinha. Os granitoides variam de equigranulares (Fig. 4B e 4C) a inequigranulares porfíricos (Fig. 4D), exibem granulação média a fina e são isotrópicos a levemente foliados.

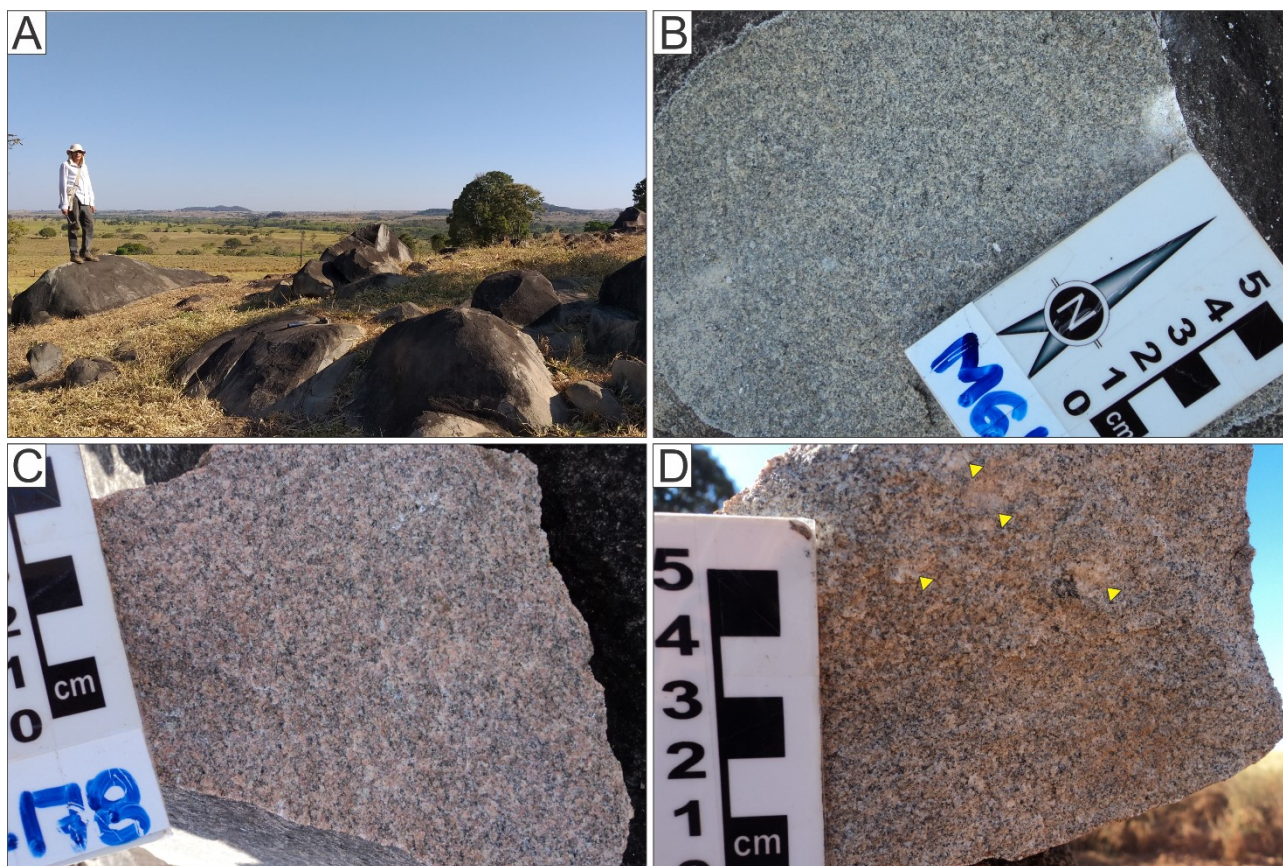


Figura 4. Fotografias dos granitoides da SIA: (A) Afloramento sob a forma de blocos subarredondados a alongados. (B) Detalhe do granitoide de composição monzogranítica, coloração cinza, com foliação incipiente. (C) Detalhe do granitoide de composição sienogranítica com coloração rósea. As rochas de ambas as composições apresentam textura equi- a inequigranular e granulação fina, nas rochas de composição monzogranítica predomina plagioclásio e nas de composição sienogranítica feldspato alcalino. (D) Detalhe dos granitoides de composição sienogranítica com textura inequigranular com fenocristais de feldspato potássico (indicados pelas setas). A matriz de granulação fina é constituída por quartzo, feldspato potássico, plagioclásio e biotita.

Figure 4. Photographs of the AIS granitoids: (A) Outcrop in the form of sub-rounded to elongated blocks. (B) Detail of the granitoid with monzogranitic composition, gray color, with incipient foliation. (C) Detail of the granitoid with syenogranitic composition and pinkish color. The rocks of both compositions have an inequigranular and fine-grained texture; in rocks with a monzogranite composition, plagioclase predominates and in those with a syenogranitic composition, alkaline feldspar. (D) Detail of granitoids of syenogranitic composition with inequigranular texture with potassium feldspar phenocrysts (indicated by arrows). The fine-grained matrix consists of quartz, potassium feldspar, plagioclase and biotite.

4.2 Petrografia

A contagem modal realizada em oito amostras, com uma média de 400 a 500 pontos, revela que a SIA apresenta composição entre sienito a monzogranito, com a maior parte das amostras estudadas situando-se no campo dos sienogranitos (Fig. 5).

Microscopicamente foi observada textura hipidiomórfica a localmente xenomórfica, equigranular (Fig. 6A). Algumas amostras exibem arranjos inequigranulares com fenocristais de feldspato alcalino (Fig. 6B). Apresenta granulação média a fina, estrutura maciça, às vezes apresenta clivagem disjuntiva (tectônica) marcada por quartzo e biotita. As rochas da SIA são leucocráticas ($M = 15$), composta por: quartzo, plagioclásio, feldspato alcalino, sendo os principais minerais máficos biotita e hornblenda. Os minerais acessórios são representados pela apatita, zircão, titanita, monazita, allanita e opacos. Como minerais de alteração foram observados: sericita, muscovita, epidoto/clinozoizita, opacos e clorita.

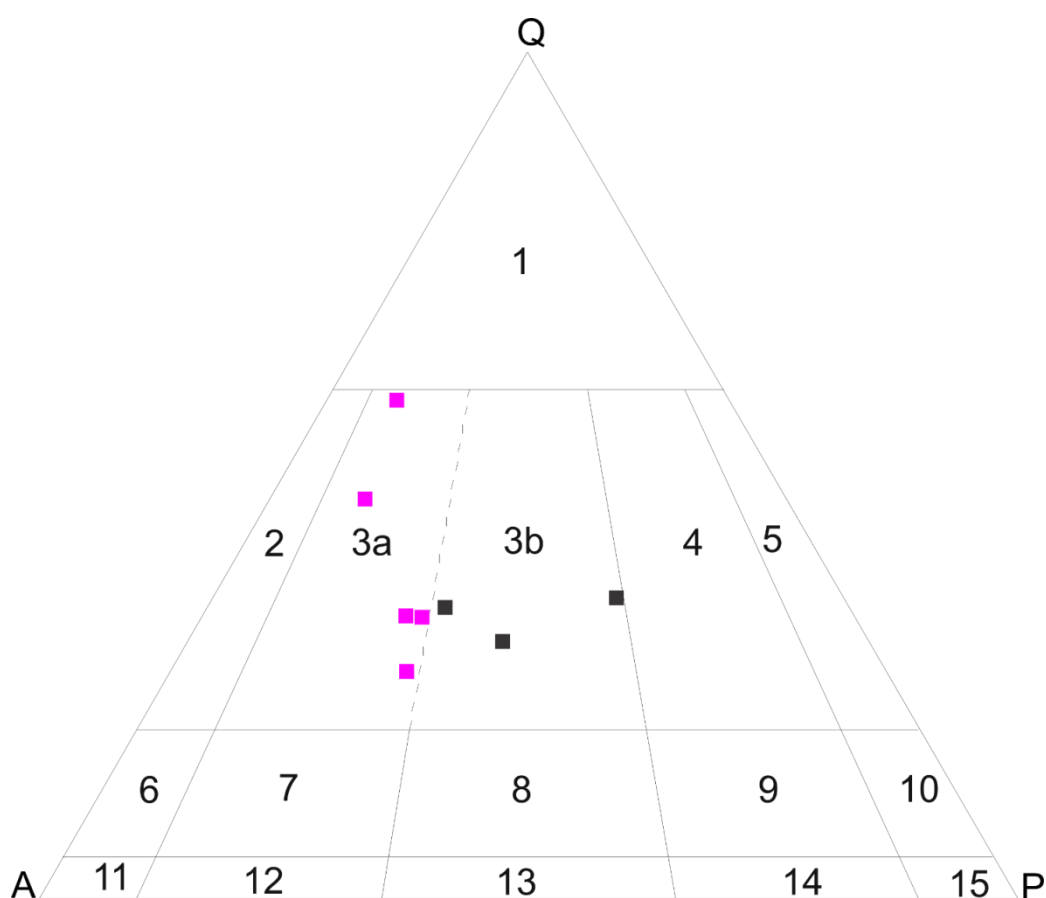


Figura 5. Diagrama classificatório QAP para as rochas da SIA. Legenda: 1. Granitoides ricos em quartzo; 2. Álcali feldspato granito; 3. Granitos (3a. Sienogranito; 3b. Monzogranito); 4. Granodiorito; 5. Tonalito; 6. Quartzo álcali feldspato sienito; 7. Quartzo-sienito; 8. Quartzo-monzonito; 9. Quartzo monzodiorito; 10. Quartzo diorito; 11. Álcali feldspato sienito; 12. Sienito; 13. Monzonito; 14. Monzogabro; 15. Gabro, diorito.

Figure 5. QAP classification diagram for AIS rocks. Caption: 1. Quartz-rich granitoids; 2. Alkali feldspar granite; 3. Granites (3a. Syenogranite; 3b. Monzogranite); 4. Granodiorite; 5. Tonalite; 6. Alkali quartz feldspar syenite; 7. Quartz-syenite; 8. Quartz-monzonite; 9. Quartz monzodiorite; 10. Quartz diorite; 11. Alkali feldspar syenite; 12. Syenite; 13. Monzonite; 14. Monzogabro; 15. Gabbro, diorite.

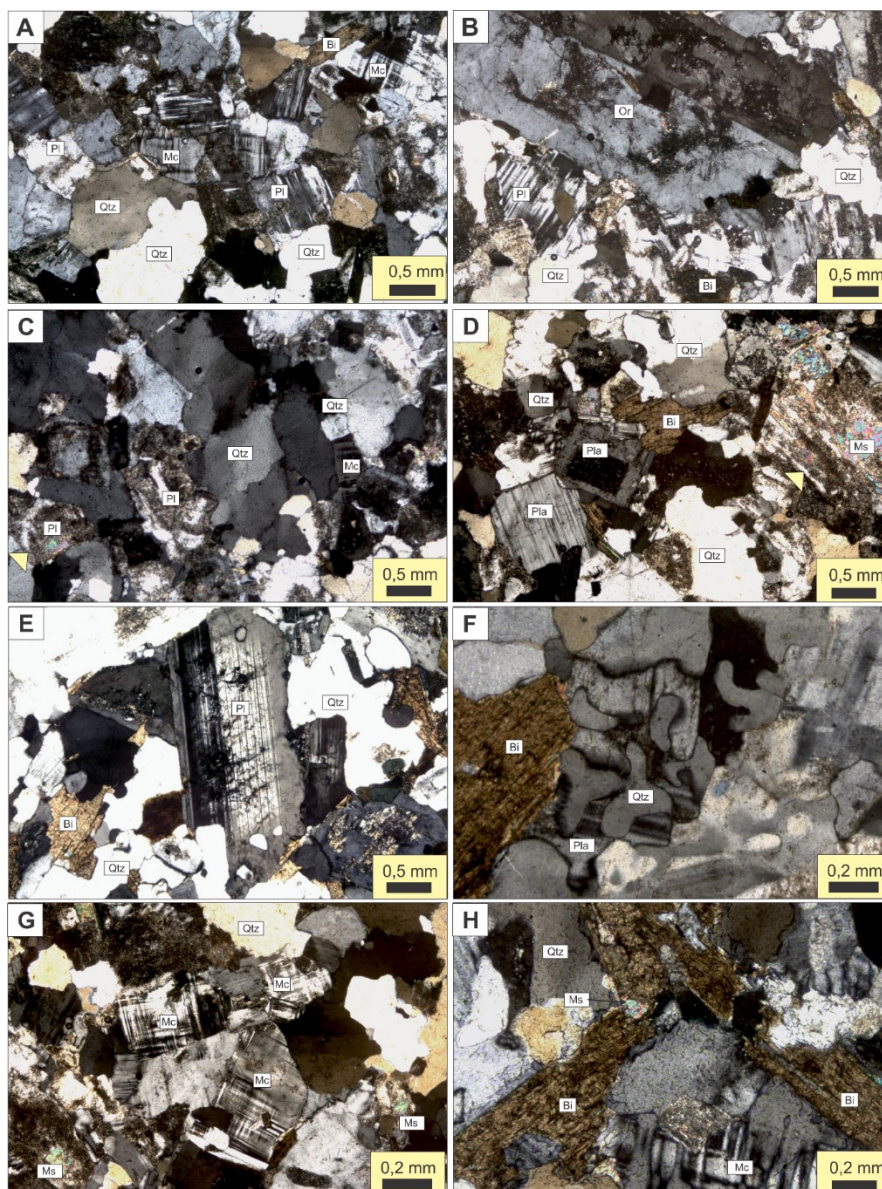


Figura 6. Fotomicrografias das rochas da SIA. Em (A) aspecto geral da rocha marcado por textura hipidiomórfica predominantemente equigranular; (B) Textura hipidiomórfica inequigranular porfírica definida por fenocristais de ortoclásio disperso em matriz com quartzo, plagioclásio e biotita; (C) Grãos de quartzo anédricos intersticiais aos cristais de microclina, plagioclásio e biotita; (D) Cristais euédricos a subédricos de plagioclásio, alguns dos quais alterados para sericita e muscovita, um caso de completa alteração de cristal de plagioclásio para muscovita é indicada pela seta amarela; (E) Cristal de plagioclásio euédrico de hábito tabular zonado com geminação polissintética e Carlsbad; (F) Textura mirmequítica marcada pelo intercrescimento de quartzo e plagioclásio, na parte esquerda da foto ocorre palheta subédrica de biotita; (G) Cristais subédricos a anédricos de microclina, com geminação em grade, em contato por cristais anédricos de quartzo; (H) Palhetas de biotita, algumas das quais parcialmente alteradas para muscovita. Abreviação dos minerais segundo Kretz (1983).

Figure 6. Photomicrographs of AIS rocks. In (A) general appearance of the rock marked by a predominantly equigranular hypidiomorphic texture; (B) Inequigranular porphyritic hypidiomorphic texture defined by orthoclase phenocrysts dispersed in a matrix with quartz, plagioclase and biotite; (C) Anhydrous quartz grains interstitial to microcline, plagioclase and biotite crystals; (D) Euhedral to subhedral crystals of plagioclase, some of which altered to sericite and muscovite, a case of complete crystal alteration from plagioclase to muscovite is indicated by the yellow arrow; (E) Euhedral plagioclase crystal with tabular habit zoned with polysynthetic twinning and Carlsbad; (F) Myrmekite texture marked by the intergrowth of quartz and plagioclase, on the left part of the photo there is a subhedral biotite reed; (G) Subhedral to anhydrous microcline crystals, with grid twinning, in contact with anhydrous quartz crystals; (H) Biotite reeds, some of which are partially altered to muscovite. Abbreviation for minerals according to Kretz (1983).

O quartzo apresenta-se em grãos anédricos, entre 1,0 e 2,5 mm, intersticial entre cristais de feldspato alcalino, plagioclásio e biotita (Fig. 6C e 6D). Exibe extinção ondulante e lamelas de deformação, em algumas porções são observados grãos ígneos com extinção ondulante alongados, com subgrãos, que lateralmente passam para domínios com grãos menores neoformados gerados por recristalização dinâmica.

O plagioclásio apresenta-se em cristais euédricos a subédricos, alguns alongados de forma tabular, com maclas polissintética e Carlsbad, e zonação normal com núcleos cálcicos e bordas sódicas (Fig. 6D). Esta feição é acentuada pela alteração proeminente no núcleo, de composições mais cálcicas, quando comparada com as bordas mais sódicas (Fig. 6E). A composição dos núcleos dos cristais de plagioclásio foi estimada, a partir do método estatístico Michel-Levy, como oligoclásio (An_{15-20}). Grande parte dos cristais está parcialmente alterado para muscovita e sericita, sendo que alguns exemplares são completamente substituídos por esses minerais (Fig. 6C e 6D). Nas bordas de alguns cristais de ortoclásio são observadas mirmerquitas, marcados por intercrescimento vermicular entre plagioclásio e quartzo (Fig. 6F).

O feldspato alcalino é representado pelo ortoclásio e/ou microclina com dimensões entre 0,2 – 2,5 mm. Apresentam-se em cristais subédricos a anédricos (Fig. 6G), por vezes, com inclusões de quartzo. Os cristais de microclina exibem geminação em grade, enquanto os de ortoclásio exibem geminação Carlsbad (Fig. 6B). Alguns cristais apresentam textura pertítica.

A biotita é o principal mineral máfico primário presente nas rochas da SIA. Ocorre em lamelas e palhetas euédricas a subédricas com dimensões entre 0,2 e 1 mm, tamanho similar aos demais minerais primários (Fig. 6D e 6H). Apresenta pleocroísmo castanho a marrom-escuro. Por vezes é parcial ou totalmente alterada para muscovita ou sericita, em outras situações apresenta bordas alteradas para clorita. Outro mineral máfico observado, em menor proporção, é a hornblenda de cor verde que ocorre em cristais euédricos a subédricos prismáticos. Por vezes é parcialmente substituída por biotita, clorita e epidoto (Fig. 7A).

A titanita é um dos minerais acessórios mais comuns podendo representar fase primária em cristais losangulares (Fig. 7B), ou secundária em grãos subédricos a anédricos associados à muscovita e minerais opacos (Fig. 7C), possivelmente oriunda da desestabilização do plagioclásio e biotita. A allanita ocorre em cristais euédricos a subédricos exibindo, em alguns exemplares, metamictizada com textura coronítica formada por epidoto e clorita (Fig. 7D). Monazita, apatita e zircão ocorrem em grãos minúsculos dispersos na matriz ou inclusos na biotita. Os minerais de alteração mais comuns são muscovita, sericita, epidoto/clinozoizita, clorita e argilo-minerais (Fig. 7C).

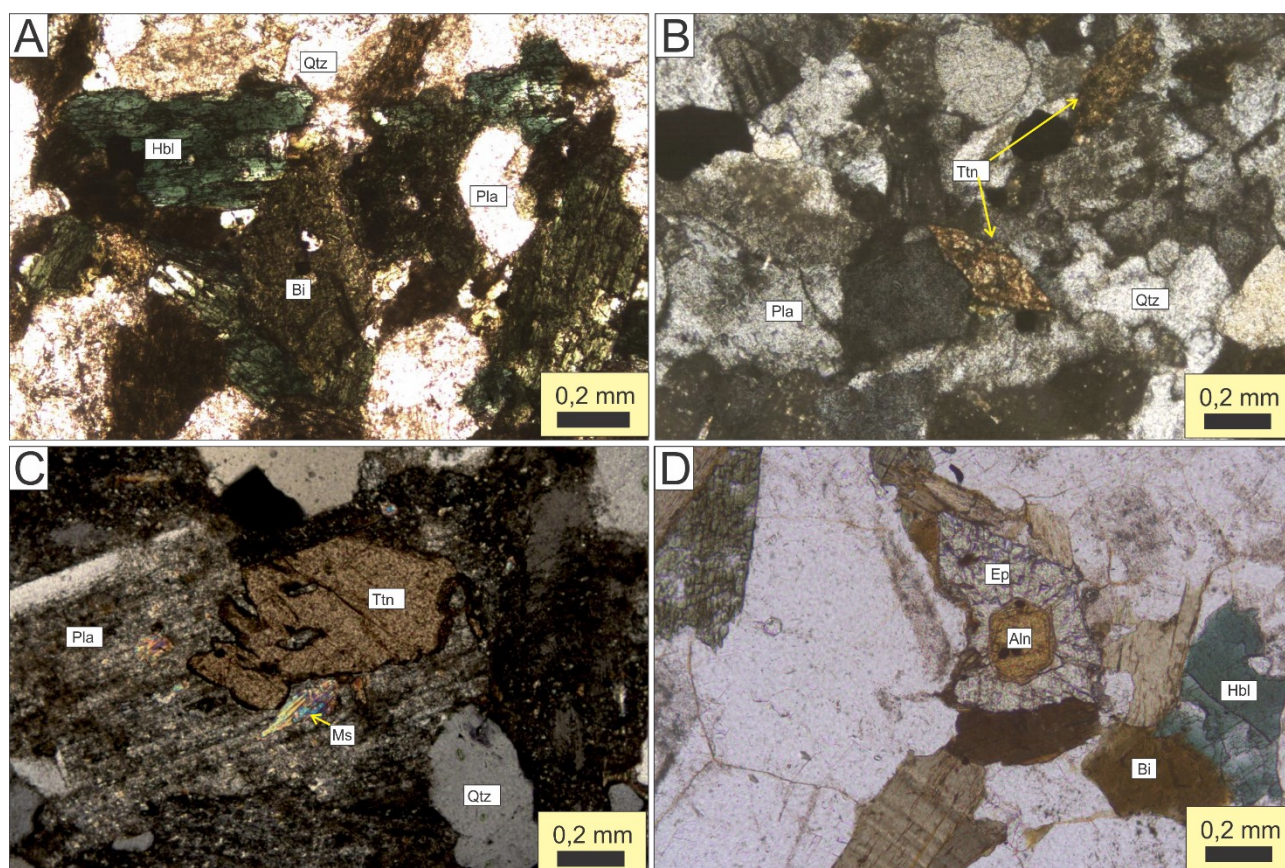


Figura 7. Fotomicrografia das rochas da SIA. Em (A) Agregado de hornblenda e biotita em contato com quartzo e plagioclásio. (B) Cristais euédricos de titanita presumidamente primários. (C) Cristal de plagioclásio parcialmente alterado para muscovita, sericita e titanita. (D) Textura coronítica com allanita no núcleo, epidoto na coroa interna e biotita e hornblenda na coroa externa. Abreviação dos minerais segundo Kretz (1983).

Figure 7. Photomicrograph of AIS rocks. In (A) Aggregate of hornblende and biotite in contact with quartz and plagioclase. (B) Presumably primary euhedral titanite crystals. (C) Plagioclase crystal partially altered to muscovite, sericite and titanite. (D) Coronitic texture with allanite in the core, epidote in the inner crown and biotite and hornblende in the outer crown. Abbreviation for minerals according to Kretz (1983)

4.3 Geoquímica

A caracterização geoquímica das rochas da SIA foi realizada com base em oito amostras, cuja localização é apresentada no mapa geológico (Fig. 3). Para comparação e correlação foram utilizados os dados da SIA publicados nos estudos de Araújo *et al.* (2009) e Souza *et al.* (2017). As composições das rochas em termos de elementos maiores (%) e traços (ppm), incluindo terras raras são apresentados na Tabela 2.

O comportamento dos elementos maiores pode ser visualizado nos diagramas de Harker (1909; Fig. 8). Nestes diagramas observa-se que os teores de sílica distribuem-se entre 71,1 e 75,4%. Correlações lineares negativas com a sílica são observadas para os elementos maiores: Al_2O_3 , Fe_2O_3 , CaO , MgO , TiO_2 , P_2O_5 , além dos elementos traços: Sr, Zr e Ba (Fig. 9). As concentrações de Na_2O variam entre 3,5 e 4,0% e não apresentam clara correlações com SiO_2 . K_2O apresenta uma variação entre 2,9 e 4,28% e correlação positiva com SiO_2 .

Tabela 2. Resultado de análises litogeoquímicas para rochas da SIA. Dados de elementos maiores (%), traços (p.p.m.) e terras raras (p.p.m.).

Table 2. Result of lithogeochemical analyzes for AIS rocks. Major (%), trace (p.p.m.) and rare element earth (p.p.m.).

Amostra	AA01	AA65	AA15	AA04b	AA64	AA52	AA79a	AA51b
Compos.	Monzo	Monzo	Sieno	Sieno	Sieno	Monzo	Sieno	Sieno
SiO ₂	71,10	72,70	73,30	73,40	74,20	74,70	74,90	75,40
TiO ₂	0,34	0,28	0,30	0,21	0,28	0,13	0,22	0,11
Al ₂ O ₃	14,80	13,90	13,60	13,75	13,70	14,05	14,05	13,30
Fe ₂ O ₃	3,54	2,93	3,55	2,61	2,84	1,96	2,59	1,87
MnO	0,04	0,04	0,04	0,04	0,05	0,05	0,06	0,04
MgO	0,72	0,43	0,67	0,54	0,53	0,34	0,39	0,20
CaO	2,69	1,73	2,25	1,85	1,98	1,64	1,82	1,22
Na ₂ O	3,79	3,74	3,86	3,57	3,75	4,01	3,73	3,58
K ₂ O	3,04	3,61	2,90	3,83	3,49	3,45	3,56	4,28
P ₂ O ₅	0,10	0,05	0,04	0,04	0,05	0,02	0,06	0,01
LOI	0,56	0,45	0,87	1,04	0,70	0,74	0,40	0,60
TOTAL	100,99	100,08	101,57	101,09	101,78	101,23	101,96	100,72
Ba	1795	1605	1375	1450	1485	1010	1295	795
Rb	69,80	86,80	45,20	114,00	93,80	102,50	119,50	133,50
Sr	595	374	373	342	366	256	338	215
Y	19,90	22,50	11,90	18,50	0,00	19,10	40,50	21,30
Zr	165	92	182	173	0	155	82	162
Nb	6,60	8,30	7,10	9,10	8,00	8,30	14,00	7,80
Ta	0,50	0,50	0,50	0,50	0,60	0,90	1,40	0,70
Th	17,40	16,40	9,78	22,10	16,60	11,65	24,10	19,05
Pb	21,00	23,00	5,00	30,00	24,00	34,00	26,00	36,00
Ga	17,20	18,20	14,00	16,20	17,40	17,30	17,00	17,30
Zn	50,00	37,00	13,00	36,00	43,00	24,00	50,00	18,00
Cu	5,00	4,00	1,00	2,00	6,00	1,00	1,00	6,00
Ni	<1	<1	1,00	2,00	1,00	<1	4,00	2,00
V	28,00	21,00	23,00	11,00	25,00	7,00	18,00	<5
Hf	4,70	5,30	4,60	4,80	5,20	3,50	5,00	3,40
Cs	0,62	0,61	0,17	1,12	0,67	0,87	0,91	0,91
Co	4,00	3,00	3,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
U	2,75	2,80	2,98	3,67	3,58	8,66	7,29	14,10
W	1,00	<1	1,00	1,00	1,00	1,00	<1	1,00
La	48,90	53,20	35,00	59,20	53,50	20,10	53,90	41,10
Ce	85,60	102,50	67,30	109,50	94,60	37,00	93,90	51,40
Pr	7,61	9,43	6,79	10,65	9,62	3,67	8,99	8,17
Nd	26,40	33,80	24,70	34,90	33,30	13,50	29,90	32,00
Sm	4,26	5,79	4,62	6,17	5,90	3,08	5,43	6,48
Eu	0,97	1,09	0,88	0,85	0,98	0,55	0,76	1,41
Gd	2,87	3,88	3,23	4,31	4,25	2,78	4,26	7,10
Tb	0,39	0,55	0,53	0,62	0,53	0,50	0,66	1,09
Dy	2,04	2,88	3,19	3,65	2,99	3,29	3,67	6,16
Ho	0,37	0,63	0,69	0,72	0,66	0,75	0,63	1,29
Er	1,21	1,62	2,04	2,36	1,76	2,16	1,93	3,77
Tm	0,22	0,31	0,36	0,40	0,28	0,42	0,33	0,63
Yb	1,36	1,48	2,04	2,71	1,62	2,25	2,20	3,58
Lu	0,21	0,33	0,39	0,38	0,31	0,40	0,34	0,64
Eu/Eu*	0,85	0,71	0,70	0,51	0,60	0,58	0,49	0,64

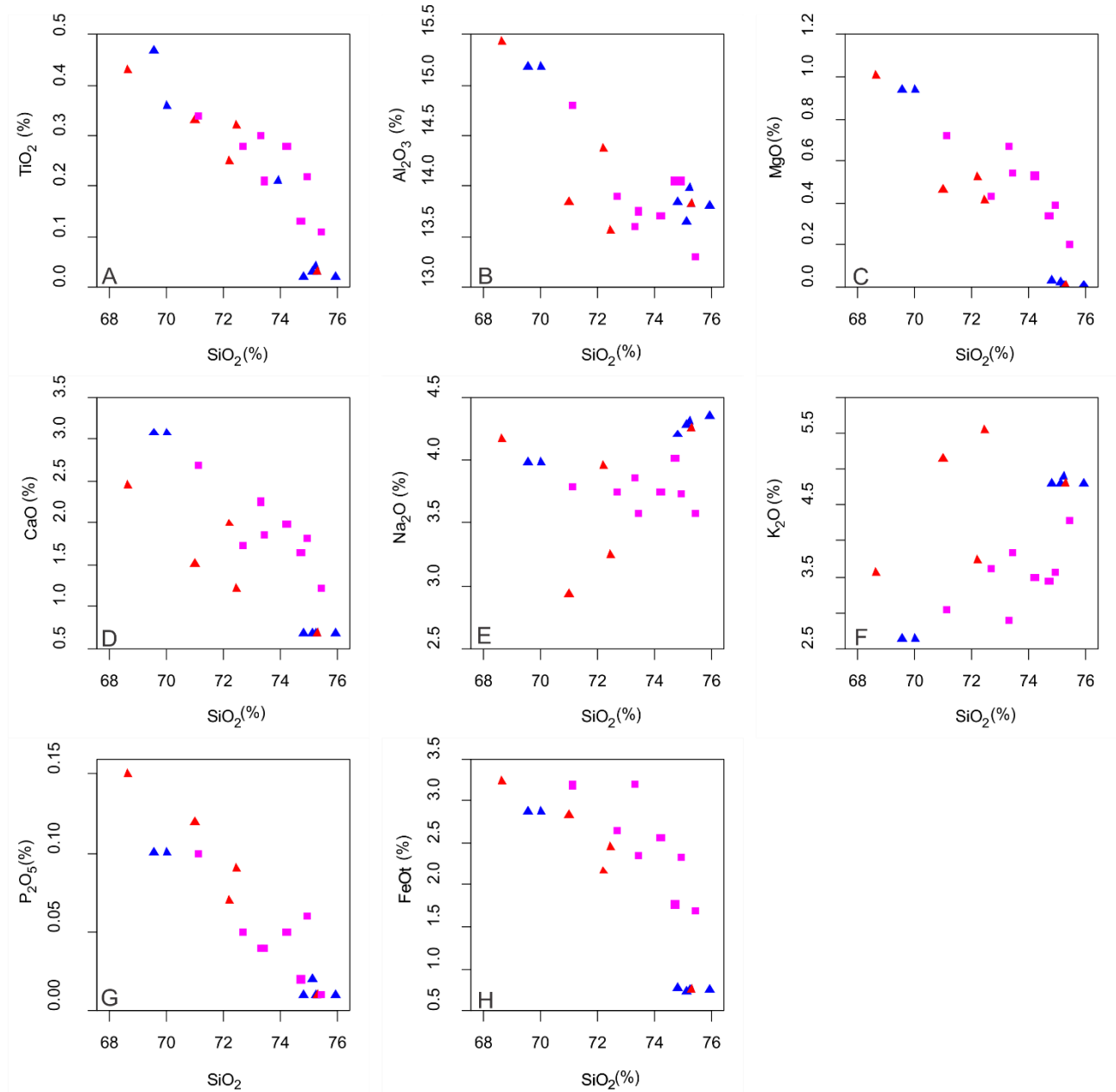


Figura 8. Diagramas de Harker (elementos maiores) para rochas da SIA. Símbolos: Quadrados, dados do presente estudo, em rosa rochas de composição sienogranítica, em preto monzogranítica; Triângulos vermelhos dados de Souza *et al.* (2017); Triângulos azuis dados de Araújo *et al.* (2009).

Figure 8. Harker diagrams (major elements) for SIA rocks. Symbols: Squares, data from the present study, in pink rocks with syenogranitic composition, in black monzogranitic; Red triangles data from Souza *et al.* (2017); Blue triangles data from Araújo *et al.* (2009).

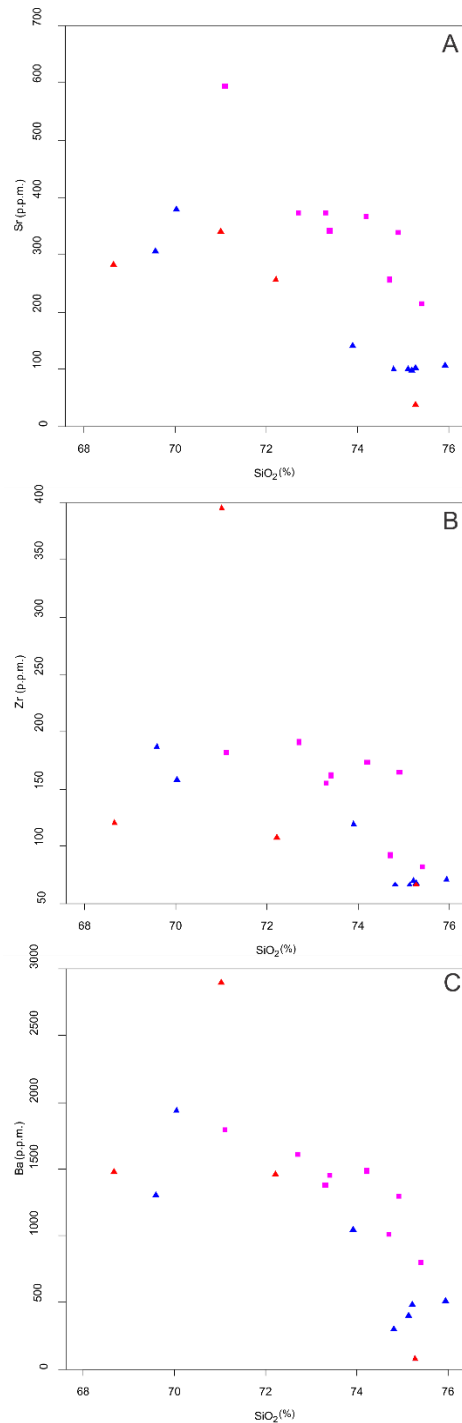


Figura 9. Diagramas binários para elementos traços *versus* sílica para rochas da SIA. Símbolos: Quadrados, dados do presente estudo, em rosa rochas composição sienogranítica, em preto monzogranítica; Triângulos vermelhos dados de Souza *et al.* (2017); Triângulos azuis dados de Araújo *et al.* (2009).

Figure 9. Binary diagrams for trace elements vs. silica for AIS rocks. Symbols: Square, data from the present study, in pink rocks composition syenogranitic, in black monzogranitic; Red triangles data from Souza *et al.* (2017); Blue triangles data from Araújo *et al.* (2009).

No diagrama classificatório TAS de Cox *et al.* (1979) que considera o total de álcalis versus sílica (Fig. 10A) as rochas da SIA são classificadas como rochas ácidas e subalcalinas, plotando no campo dos granitos. A natureza cálcio-alcalina de alto potássio é ilustrada no diagrama K₂O versus SiO₂ de Pecerillo & Taylor (1976; Fig. 10B). As rochas da SIA podem ainda ser classificadas como ferrosas quando plotadas em diagrama proposto por Frost *et al.* (2001; Fig. 10C) que considera a razão FeO/FeOt + MgO por SiO₂. Em relação à saturação de alumina avaliada no diagrama A/NK e A/CNK de Maniar & Piccoli (1989, Fig. 10D) as rochas da SIA plotam no campo dos granitos peraluminosos no limite do campo dos granitos metaluminosos.

Os dados de ETR para as rochas da SIA mostram que a soma dos ETRs encontra-se acima da média dos valores da crosta superior segundo Taylor & McLennan (1985) e na média dos granitoides conforme os valores sugeridos por Hermann (1970). Os padrões de ETR apontando para um enriquecimento relativo de ETRL em relação aos ETRP (Fig. 11A), com razões LaN/SmN entre 3,90 e 7,06, LaN/YbN entre 5,96 e 23,97 e CeN/YbN entre 3,65 e 17,61. Registram ainda anomalias negativas de Eu (Eu/Eu* = 0,49 e 0,85).

Com relação ao Diagrama de Elementos Traços (Fig. 11B), normalizado pelo padrão dos Granitos de Cordilheira Meso-Oceânica (*Ocean Ridge Granite – ORG*) de Pearce *et al.* (1984), as amostras da SIA evidenciam um enriquecimento dos elementos litófilos de íons grandes K, Rb, Ba e Th em relação aos elementos de alta carga Nb, Ce, Hf, Zr, Sm, Y e Yb. No grupo dos LILE observa-se uma anomalia positiva de Rb, Ba e Th em relação ao K₂O que aparece empobrecido em função do fracionamento da biotita. No grupo dos elementos de alta carga, Ta e Nb, apresentam baixos valores com anomalia positiva de Ce e Sm em relação Hf, Zr, Y, e Yb sugerindo uma provável assimilação de crosta.

No diagrama discriminante de ambiente tectônico proposto por Pearce *et al.* (1984) e Pearce (1996) que subdivide os granitos de acordo com o limite de placa no qual foi intrudido as rochas da SIA plotam no campo dos granitoides de arco de ilha e também no campo dos granitoides pós-colisionais (Fig. 12A). Já no diagrama de Cabanis & Lecolle (1989) às rochas da SIA situam-se no campo dos granitos gerados em limites de placas orogênicas, compressivas e destrutivas (Fig. 12B).

4.4 Geoquímica Isotópica

Uma amostra representativa dos granitos da SIA, corresponde ao ponto AA-79, na qual aflora rocha de composição monzogranítica, textura equigranular, granulação média e estrutura maciça, foi selecionada para estudo de geoquímica isotópica.

Os grãos de zircão separados em lupa binocular têm tamanho variando entre 100 a 300µm e a razão altura *versus* largura de 2:1. Os grãos são translúcidos, castanhos claros e não raro fraturados. As terminações são bem formadas e pouco arredondadas em arranjos bipiramidais. As imagens de catodoluminescência revelam que os cristais de zircão da SIA apresentam zonação oscilatória típica de cristais ígneos (Fig. 13, Corfu *et al.*, 2003), alguns cristais apresentam núcleos que sugerem restos de zircão herdados, entretanto não foram realizados estudos nestes núcleos.

Os dados analíticos com as razões isotópicas dos cristais analisados são apresentados na Tabela 3. Foram analisados 10 cristais de zircão, dessas seis análises foram utilizadas produzir um diagrama concórdia, que definem uma idade de 1572 ± 10 Ma, interpretada como a idade de cristalização da SIA (Fig. 14).

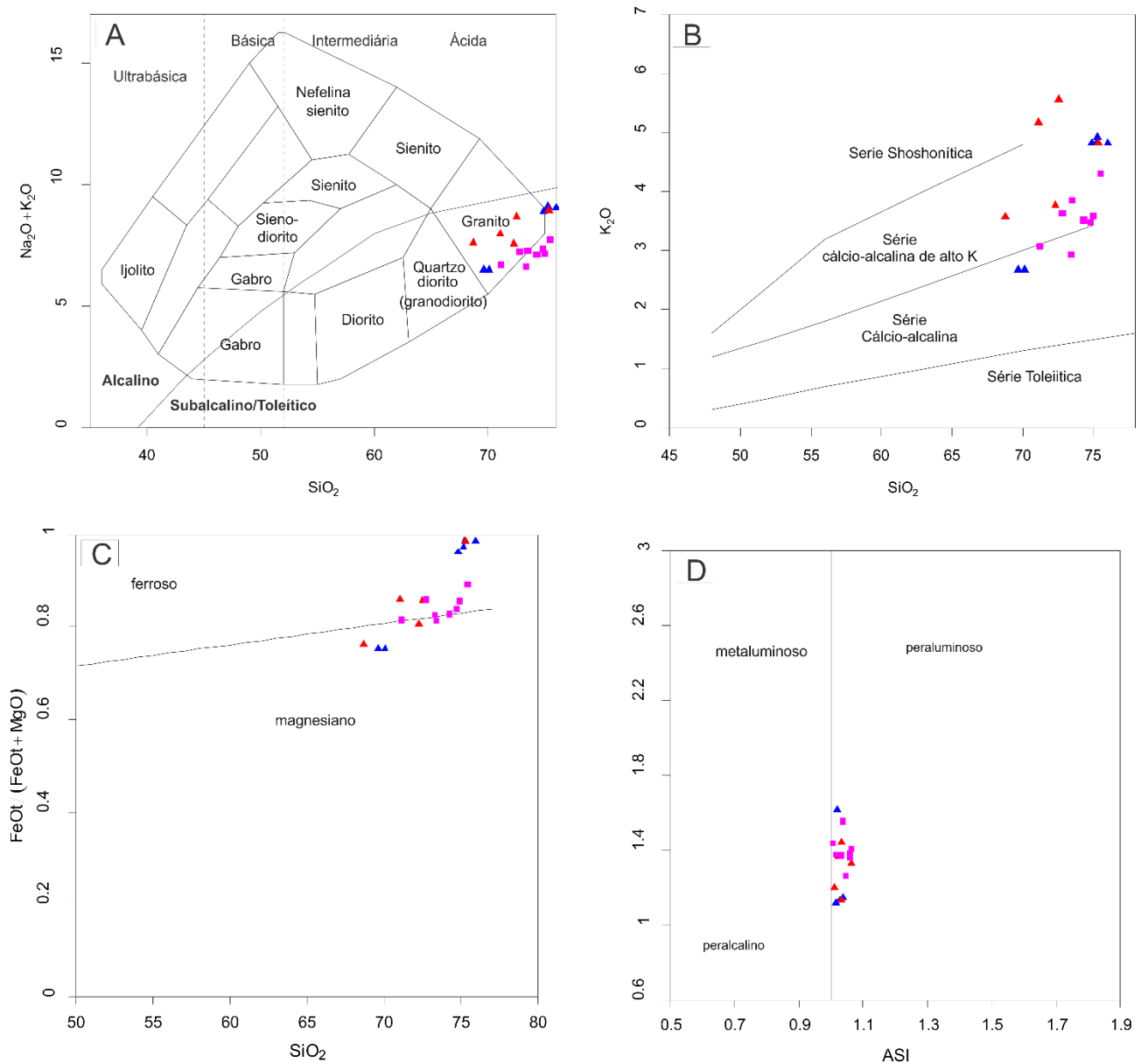


Figura 10. Diagramas classificatórios para a SIA, (A) TAS de Cox et. al. (1979); (B) K_2O versus SiO_2 de Pecerillo & Taylor (1976); (C) Diagrama de razões de $FeO/FeOt + MgO$ por SiO_2 , proposto por Frost et al. (2001); (D) A/NK versus A/CNK segundo Maniar & Piccoli (1989). Símbolos quadrados, dados do presente estudo, em rosa rochas de composição sienogranítica, em preto monzogranítica; Triângulos vermelhos dados de Souza et al. (2017); Triângulos azuis dados de Araújo et al. (2009).

Figure 10. Classification diagrams for AIS, (A) TAS by Cox et. al. (1979); (B) K_2O versus SiO_2 from Pecerillo and Taylor (1976); (C) Diagram of ratios of $FeO/FeOt + MgO$ per SiO_2 , proposed by Frost et al. (2001); (D) A/NK versus A/CNK according to Maniar and Piccoli (1989). Square symbols, data from the present study, in pink rocks composition syenogranitic, in black monzogranitic; Red triangles data from Souza et al. (2017); Blue triangles data from Araújo et al. (2009).

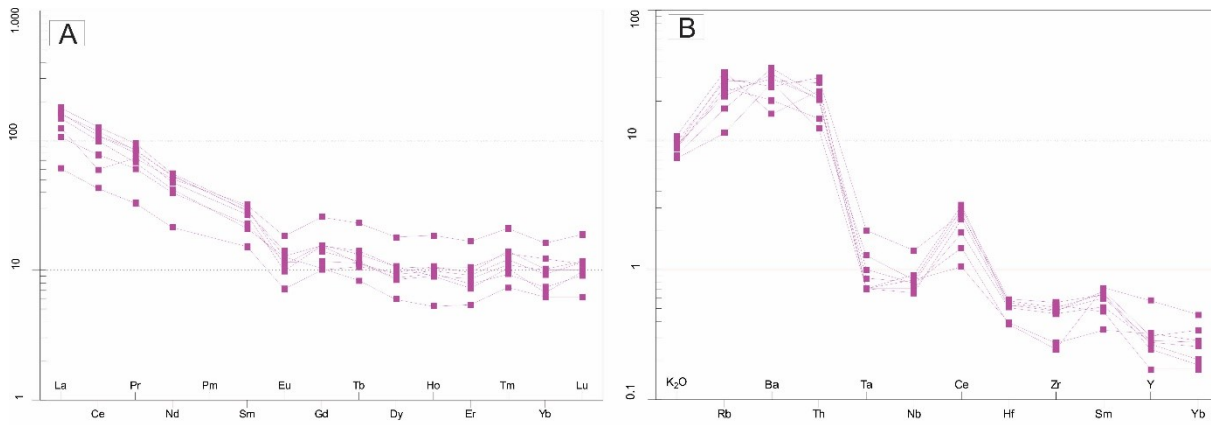


Figura 11. Padrões de distribuição das rochas da SIA nos diagramas de ETR (A) normalizados pelos valores condriticos de Nakamura (1977); (B) Elementos traços, normalizados pelos valores dos granitos de Cordilheira Meso-Oceânica de Pearce *et al.* (1984).

Figure 11. Distribution patterns of AIS rocks in ETR diagrams (A) normalized by chondritic values from Nakamura (1977); (B) Trace elements, normalized by Mid-Ocean Ridge granite values from Pearce *et al.* (1984).

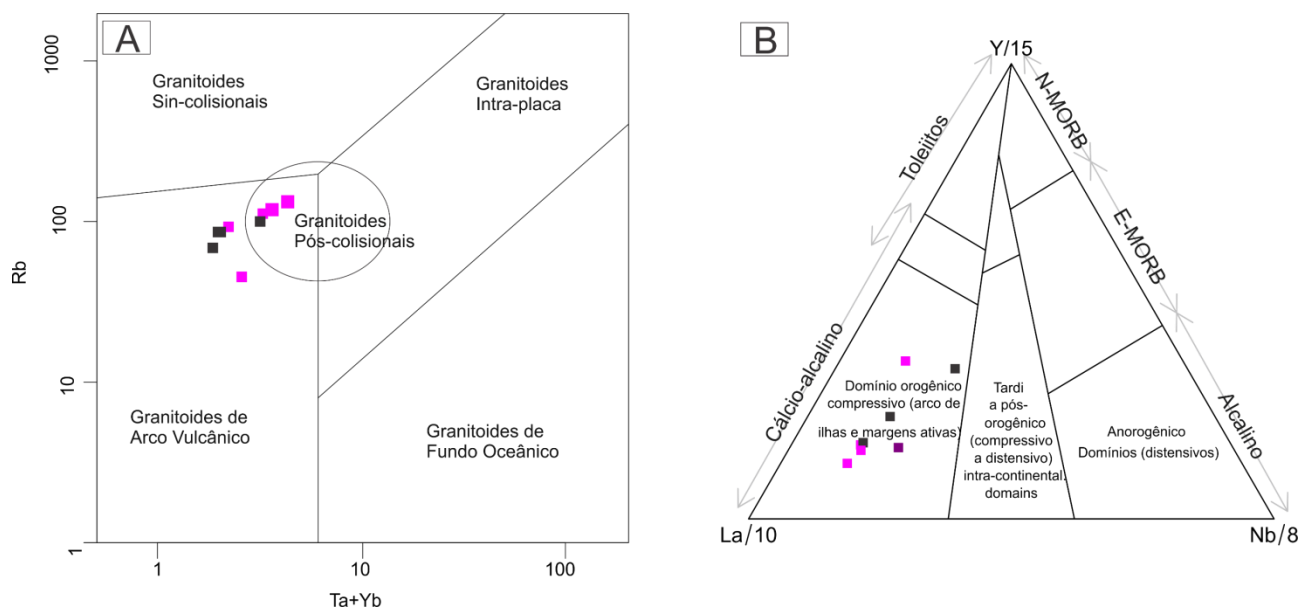


Figura 12. Diagramas de classificação tectônica para as rochas da SIA: (A) Rb versus Y+Nb (Pearce *et al.*, 1984; Pearce, 1996); (B) La/10-Y/15-Nb/8 (Cabanis & Lecolllle 1989).

Figure 12. Tectonic classification diagrams for AIS, (A) Rb versus Y+Nb (Pearce *et al.*, 1984; Pearce, 1996) (B) La/10-Y/15-Nb/8 (Cabanis and Lecolllle 1989).

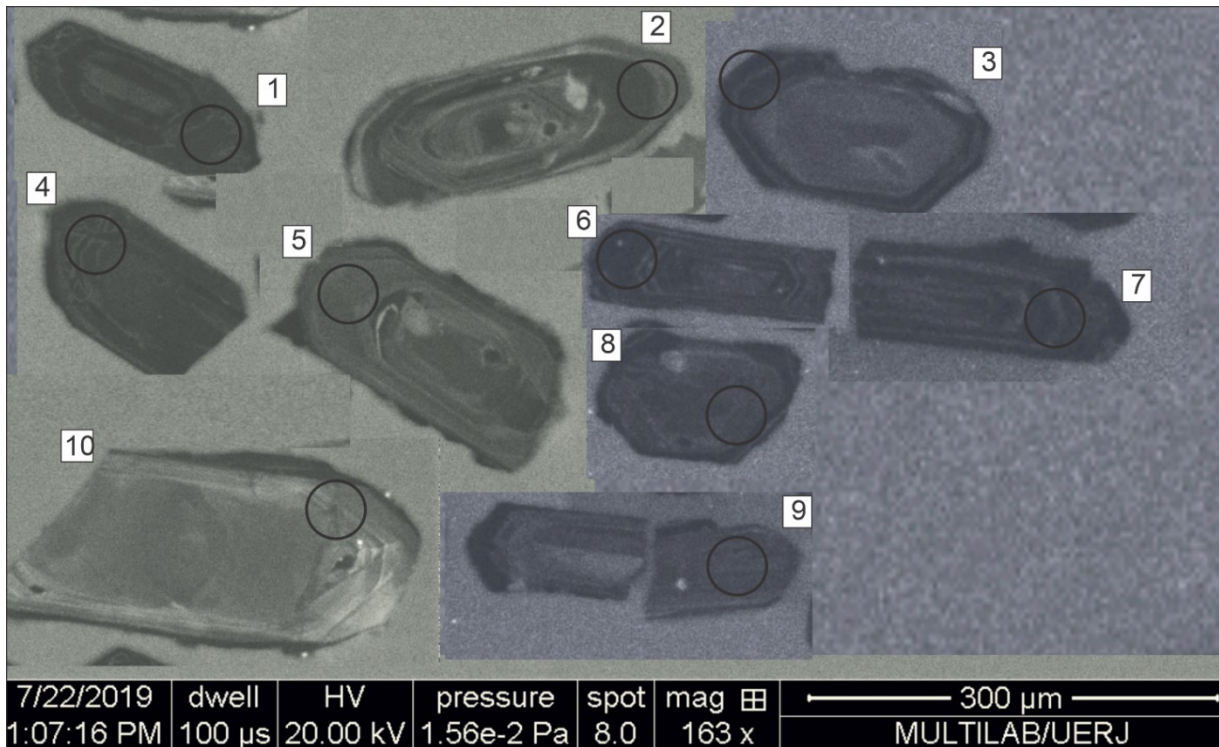


Figura 13. Imagens de catodoluminescência dos cristais de zircão da SIA utilizados nas datações U/Pb e análises isotópicas Lu/Hf, os círculos marcam os locais analisados.

Figure 13. Cathodoluminescence images of zircon crystals from SIA used in U/Pb dating and Lu/Hf isotopic analyses, circles mark the analyzed locations.

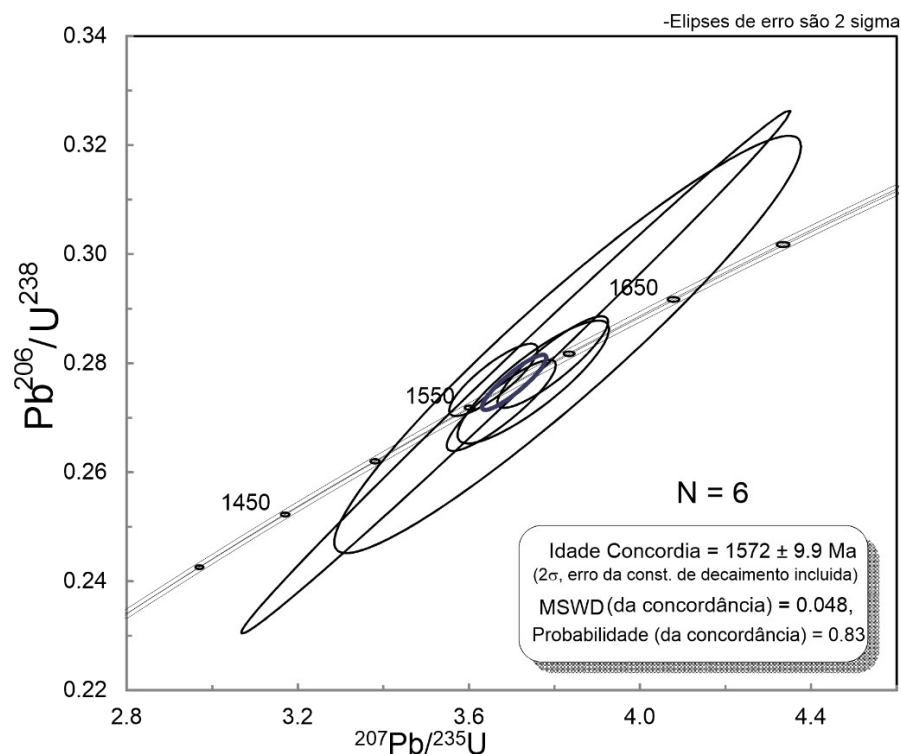


Figura 14. Diagrama concórdia U/Pb de granito oriundo do ponto AA-79.

Figure 14. U/Pb concord diagram of granite from AA-79 outcrop.

Nos mesmos setores dos cristais de zircão analisados pela metodologia U-Pb foi realizada análise Lu-Hf. Os dados analíticos são apresentados na Tabela 4. Os dados mostram uma composição Hf muito homogênea com razões $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ de 0,281968 e 0,282139 e $\varepsilon\text{Hf}_{(1572\text{Ma})}$ de +5,4 a +10,6 indicando uma fonte mantélica juvenil. Idades modelo obtidas variam entre 1,59 e 1,79 Ga demonstrando fontes híbridas.

5. Discussão

A petrografia revela que os minerais presentes nas rochas SIA foram cristalizados sequencialmente. Inicialmente foram formados cristais euédricos de plagioclásio, cuja cristalização ocorreu em vários estágios conforme atesta o zoneamento químico presente em alguns indivíduos, com núcleos com composição mais cálcica quando comparadas com as bordas. Concomitantemente ao plagioclásio foram gerados cristais euédricos de ortoclásio e subédricos de biotita e de hornblenda, que é quase que completamente reabsorvida pelos minerais posteriores. Neste estágio foram gerados os cristais de zircão e titanita. Subsequentemente foram formados cristais subédricos feldspato potássico, principalmente microclina, que ocorre ocupando espaços intersticiais em relação aos cristais formados anteriormente. Finalizando o estágio de cristalização das fases primárias ocorre o quartzo, na forma de cristais anédricos nos interstícios das fases minerais anteriormente cristalizadas. Algumas das rochas da SIA, particularmente as situadas nas bordas dos corpos, são afetadas por deformação dúctil, que promove a recrystalização do quartzo. Interpreta-se que este evento também é o responsável pela geração de fluidos que promoveram a saussuritização e sericitização do plagioclásio e feldspato potássico promovendo o aparecimento de muscovita, epidoto e titanita. A mineralogia e as relações texturais observadas são compatíveis com os granitos do tipo KCG (*K-rich and K-feldspar porphyritic Calc-alkaline Granitoids*) segundo a terminologia proposta por Barbarin (1999). Wilson (1989) sugere que as rochas mais evoluídas de margens continentais ativas desenvolvidas em ambientes colisionais apresentem associação mineral composta por quartzo, feldspato alcalino, plagioclásio, e biotita, e em menor proporção anfibólio cálcico, que quando presente é parcialmente absolvido.

O comportamento geoquímico das rochas estudadas mostra em diagramas binários tendo sílica como índice de diferenciação mostram correlações negativas de SiO_2 com Al_2O_3 , Fe_2O_3 , CaO , MgO , TiO_2 , P_2O_5 , além de Sr, Zr e Ba. Uma das possíveis interpretações para esse comportamento está ligada ao empobrecimento progressivo durante a cristalização, onde os minerais cristalizados são fracionados à medida que o líquido evolui. O comportamento do Na_2O não apresenta correlação nítida, fato comum no estudo de granitos devido a grande mobilidade do elemento.

O magmatismo que originou essas rochas é de natureza cálcio-alcalino alto potássio, similar aos descritos por Wilson (1989) para porção central dos Andes. Rochas com essa composição ocorrem em margens continentais ativas, na qual o consumo de litosfera oceânica produz rochas ígneas de variadas composições desde rochas da série de baixo K, que são pouco frequentes, até rochas magmáticas de alto K e shoshoníticas, mais comuns. O aumento da alcalinidade e da sílica reflete a crescente contaminação crustal nos magmas da margem continental ativa. Barbarin (1999) considera que essas rochas apresentam baixo conteúdo de CaO e alto conteúdo de K_2O quando comparado as suítes menos evoluídas do tipo ACG (*Amphibole-rich Calc-alkaline Granitoids*) sendo ambas geradas em ambientes colisionais onde há consumo de crosta oceânica.

Tabela 3. Resultado de análises isotópicas U, Th e Pb (LA-ICP-MS) em zircões de monzogranito equigranular da SIA (amostra AA-79).

Table 3. Result of U, Th and Pb isotopic analyzes (LA-ICP-MS) on zircons from equigranular monzogranite from AIS (sample AA-79).

Número		Pb	Th	U	Th/	207Pb/	1 s	206Pb/	1 s		207Pb/	1 s	206Pb/	1 s	207Pb/	1 s	207Pb/	1 s	%
Análise	f (206)%	ppm	ppm	ppm	U	235U	[%]	238U	[%]	Rhod	206Pbe	[%]	238U	abs	235U	abs	206Pb	abs	Concf
ZR 03-Sample1	0,002	82,9564	247,3948	220,6026	1,12	3,7964	2,7822	0,2802	2,4507	0,8808	0,0983	1,3171	1592,3157	39,0223	1591,9837	44,2920	1591,5441	20,9627	100,0485
ZR 04-Sample2	0,001	148,1439	198,8479	456,1052	0,44	3,7098	14,1386	0,2784	14,0879	0,9964	0,0967	1,1964	1583,1462	223,0316	1573,4852	222,4684	1560,5529	18,6700	101,4478
ZR 05-Sample4	0,034	11,3832	24,0047	80,8931	0,30	3,8311	11,6390	0,2834	11,0341	0,9480	0,0980	3,7034	1608,6032	177,4943	1599,3112	186,1436	1587,0902	58,7767	101,3555
ZR 06-Sample4	0,000	118,2791	115,6237	375,1328	0,31	3,6578	2,3115	0,2769	1,9579	0,8470	0,0958	1,2288	1575,8232	30,8528	1562,2072	36,1111	1543,8516	18,9706	102,0709
ZR 07-Sample5	0,000	108,5643	69,9429	170,7505	0,41	3,7508	3,8581	0,2765	3,3276	0,8625	0,0984	1,9524	1573,8761	52,3728	1582,2816	61,0461	1593,5040	31,1115	98,7683
ZR 09-Sample7	0,004	112,1265	207,8173	441,3911	0,47	3,6761	2,8374	0,2722	2,5096	0,8845	0,0979	1,3239	1552,1862	38,9531	1566,1825	44,4381	1585,0996	20,9849	97,9236

Tabela 4. Razões isotópicas Lu/Hf da amostra AA-79 da SIA.

Table 4. Lu/Hf isotopic ratios of AIS sample AA-79

Numero Analise	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	$\pm 2\text{SE}$	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	$\pm 2\text{SE}$	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}(\text{t})$	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}(\text{t})$	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}(\text{t})$	$\epsilon\text{Hf}_{(0)}$	$\epsilon\text{Hf}_{(1572)}$	$\pm 2\text{SE}$	$T_{\text{DM}}(\text{Ga})$
ZR 01	0,282063	0,000204	0,000815	0,00004	0,281786	0,282096	0,282039	-25,1	9,0	0,52376	1,65
ZR 02	0,282049	0,002794	0,001885	0,00005	0,281786	0,282096	0,281993	-26,0	7,4	0,279227	1,72
ZR 03	0,282099	0,001224	0,001086	0,00001	0,281786	0,282096	0,282066	-24,3	10,0	0,168052	1,61
ZR 04	0,281968	0,001615	0,000993	0,00006	0,281786	0,282096	0,281938	-28,9	5,4	0,39148	1,79
ZR 05	0,282013	0,001779	0,001853	0,00004	0,281786	0,282096	0,281957	-27,3	6,1	0,180666	1,76
ZR 06	0,282140	0,000432	0,002294	0,00002	0,281786	0,282096	0,282072	-22,8	10,2	0,127	1,60
ZR 07	0,282030	0,00037	0,001682	0,00005	0,281786	0,282096	0,28198	-26,7	6,9	0,248068	1,73
ZR 08	0,282106	0,000442	0,000782	0,00002	0,281786	0,282096	0,282083	-24,0	10,6	0,300364	1,59
ZR 09	0,282060	0,001766	0,000995	0,00002	0,281786	0,282096	0,282031	-25,6	8,7	0,229553	1,66
ZR 10	0,281971	0,000229	0,000898	0,00002	0,281786	0,282096	0,281944	-28,8	5,6	0,166392	1,78

O diagrama Fe/Fe+Mg versus SiO₂ proposto por Frost *et al.* (2001) aplicado para as rochas da SIA mostram um comportamento de enriquecimento de tipos magnesianos para tipos enriquecidos em ferro, fortalecendo a premissa de uma evolução do líquido magmático por cristalização fracionada. Os *trends* propostos por Frost (2001) têm sido utilizados para separar suítes de rochas do tipo “A” daquelas similares aos granitos do tipo “Cordilheirano”. As amostras da SIA são coincidentes com o campo dos granitos traçados por Frost *et al.* (2001) para rochas expostas nos arcos magmáticos da Cordilheira oeste dos EUA e noroeste do México.

O ambiente colisional com consumo de crosta oceânica para geração do magmatismo precursor da SIA é confirmado nos diagramas de classificação tectônica propostos por Pearce *et al.* (1984), onde as amostras estudadas plotam no campo de arcos vulcânicos (VAG), que segundo os autores incluem rochas graníticas geradas em ambiente oceânico a continental e de composição variada desde toleítica a cálcio-alcálica e shoshonítica.

O caráter primitivo das rochas da SIA é atestado pelas análises Sm-Nd e Lu-Hf. Ruiz *et al.* (2004) e Araújo *et al.* (2009) mostram idades modelo T_{DM} que variam de 1,74 a 1,93 Ga. com valor de $\epsilon\text{Nd}_{(t)}$ entre -1,20 e + 2,25. No presente trabalho os valores $\epsilon\text{Hf}_{(t)}$ entre +5,4 e +10,6 reforçam o caráter de fonte juvenil na geração de magmas que formam a Suíte Intrusiva Alvorada.

O estudo U-Pb através de LA-ICP-MS somado as imagens de catodoluminescência, conduzida no presente trabalho, permitiram obter uma idade precisa de um dos corpos da SIA. Consideramos a idade obtida de 1572 ± 10 Ma como uma importante contribuição ao conhecimento da SIA, visto que foi obtida por um método pontual e preciso, no qual os cristais de zircão foram previamente estudados por imagens de catodoluminescência. As idades previamente obtidas por Ruiz *et al.* (2004) e Araújo *et al.* (2009) pelo método de diluição isotópica (TIMS) possivelmente representam uma média ponderada de todos os eventos de cristalização do zircão, não diferenciando as possíveis heranças e sobrecrecimento tardios.

6. Conclusões

A SIA é constituída por granitos equigranular hipidiomórfica a inequigranular média a fina, xenomórfica, por vezes porfiríticas, compostos de quartzo, feldspato alcalino, plagioclásio, biotita, hornblenda e, como minerais acessórios titanita, allanita, apatita, monazita e zircão. São rochas isotrópicas ou com uma foliação fraca nas bordas devido à deformação dúctil.

O estudo geoquímico da SIA mostra caráter ácido, do tipo cálcio-alcálico de alto potássio, de natureza levemente peraluminosa, evoluído a partir diferenciação por cristalização fracionada, onde a fonte é manto juvenil com participação de contaminação crustal, gerado em ambiente de arco magmático.

Datações U-Pb pela técnica LA-ICP-MS revelam que a SIA cristalizou-se em 1572 ± 10 Ma. Ademais os padrões $\epsilon\text{Hf}_{(t)}$ entre +5,4 a +10,6 indicam que o magma que gerou a SIA é de origem juvenil favorecendo a cristalização em ambiente de arco magmático.

A evolução geológica das rochas da SIA insere-se no contexto da Província Rondoniano – San Ignacio (1,56 – 1,3 Ga) e retrata a fase final de um importante evento de acreção relacionado à Orogenia Cachoeirinha, que, em estágio inicial é dominado por arco de ilhas intraoceânicos, representado pelas rochas da Suíte Intrusiva Cachoeirinha.

O segundo é marcado por expressivo magmatismo granítico relacionado a arco magmático continental, o qual se processou em duas etapas: em um estágio inicial intrudiram as rochas da Suíte Intrusiva Santa Cruz e em uma fase tardia, novos pulsos magmáticos da mesma fonte com assimilação crustal, configuraram as rochas da SIA.

Agradecimentos: A concretização deste trabalho contou com uma inestimável cooperação de instituições e pessoas, tanto na forma de prestação de serviços como também de auxílios financeiros e logísticos. Os autores agradecem ao Programa de Pós-Graduação de Geociências (PPGEOC) da Universidade Federal de Mato Grosso, a Companhia de Mineração do Estado de Mato Grosso, ao Grupo de Pesquisa de Evolução Crustal e Tectônica Guaporé, pelo suporte no decorrer do desenvolvimento deste trabalho, ao Laboratório de LA-ICP-MS da Universidade Estadual do Rio de Janeiro, pelas análises geocronológicas, e a professora Marcia Barros pela criteriosa leitura do manuscrito, sugestões e críticas que melhoram a qualidade do trabalho. O primeiro autor agradece a Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES), pelo suporte financeiro sou grato pela formação acadêmica, aos professores do PPGEOC, pelas disciplinas ministradas, e aos técnicos da FAGEO pelos serviços prestados.

Contribuições dos Autores: Concepção, metodologia, validação, análise formal, pesquisa, L. C. D. Franco, C. H. Silva, A. C. D. Costa; recursos, C. H. Silva; preparação de dados, L. C. D. Franco, M. C. Geraldês; escrita do artigo, L. C. D. Franco, C. H. Silva; software e revisão, M. L. B. P. R. Sala. Todos os autores leram e concordaram com a versão publicada do manuscrito.

Conflito de Interesse: Os autores declaram não haver conflito de interesse.

Referências

- Araújo, L.M.B. 2008. *Evolução do Magmatismo do Domínio Cachoeirinha Suítes Intrusivas Santa Cruz, Alvorada, Rio Branco e Salto do Céu–SW do Cráton Amazônico–MT*. Rio Claro, 166p. Tese Doutorado, Programa de Pós-graduação em Geociências, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista.
- Araújo, L.M.B.; Godoy, A.M.; Ruiz, A.S.; Zanardo, A.; Manzano, J.C.; Silva, J.A. 2009. Magmatismo Granitoide das Suítes Intrusivas Santa Cruz e Alvorada no Domínio Tectônico Cachoeirinha, SW do Cráton Amazônico. *Geochimica Brasiliensis*, 23(2): 219-240. <https://doi.org/10.21715/gb.v23i2.308>
- Barbarin, B. 1999. A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. *Lithos*, 46(3): 605-626. <https://doi.org/10.1016/S0024-49379800085-1>
- Barros, A.M., Silva, R.H., Cardoso, O.R.F.A., Freire, F.A., Souza Junior, J.J., Rivetti, M., Luz, D.S., Palmeira, R.C.B., Tassinari, C.C.G. Geologia. In: Brasil. DNPM. *Projeto RADAMBRASIL. Folha SD. 21 Cuiabá*; geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra, Rio de Janeiro. RADAMBRASIL 26,
- Bettencourt, J.S., Leite, W.B., Ruiz, A.S., Matos, R., Payolla, B.L., Tosdal, R.M. 2010. The Rondonian-San Ignácio Province in the SW Amazonian Cráton: An overview. *Journal of South American Earth Science*, 29(1): 28-46. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2009.08.006>
- Cabanis, B., Lecomte, M. 1989. Le diagramme La/10–Y/15–N/8: un outil pour la discrimination des séries volcaniques et la mise en évidence des processus de mélange et/ou de contamination crustale. *Comptes Rendues de l'Académie des Sciences Série II*, 309(20): 2023-2029.
- Carneiro, M.A. 1985. *Contribuição a Geologia da Região de São José dos Quatro Marcos-MT*. São Paulo, 156p. Dissertação mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- Carneiro, M.A.; Ulbrich, H.H.G.J.; Kawashita, K. 1992. Proterozoic crustal evolution at the southern margin of the Amazonian craton in the State of Mato Grosso, Brazil: evidence from Rb–Sr and K–Ar data. *Precambrian Research*, 59(3–4): 263-282. [https://doi.org/10.1016/0301-9268\(92\)90060-2](https://doi.org/10.1016/0301-9268(92)90060-2)
- Condie, K.C. 2005. High field strength element ratios in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes. *Lithos*, 79(3-4): 491-504. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2004.09.014>

- Cordani, U.G. & Teixeira, W. 2007. Proterozoic accretionary belts in the Amazonian Craton. In: R.D. Hatcher Jr.; M.P. Carlson, J.H.; McBride, J.R. & Martinez-Catalan (Eds.), *4-D Framework of Continental Crust*, Geological Society of America, Colorado. Memoir 200, p. 297-320. <https://doi.org/10.1130/2007.120014>
- Corfu, F., Hanchar, J.M., Hoskin, P.W.O., Kinny, P. 2003 Atlas of zircon textures. In: J.M. Hanchar & P.W.O. Hoskin (Eds.), *Zircon*, Mineralogical Society of America, Washington D.C. Reviews in Mineralogy and Geochemistry 56, p. 469-495. <https://doi.org/10.2113/0530469>
- Cox, K.G.; Bell, J.D.; Pankhurst, R.J. 1979. *The Interpretation of Igneous Rocks*. London, George Allen & Unwin. 450p.
- De Paulo, V.G. 2005. *Geocronologia ^{40}Ar - ^{39}Ar aplicada a rochas policíclicas nos Terrenos Jauru, Pontes e Lacerda e Rio Alegre - SW do Cráton Amazônico*. Rio de Janeiro, 120p. Dissertação Mestrado, Faculdade de Geologia, Universidade do estado do Rio de Janeiro.
- Fachetti, F.J.S.; Costa, A.C.D.; Silva, C.H. 2016. Magmatismo cálcio-alcálico Calimiano no embasamento do Terreno Jauru Província Rondoniana - San Ignacio, Cráton Amazônico: geoquímica e geocronologia Sm-Nd e U/Pb. *Brazilian Journal of Geology*, 46(4): 109-128. <https://doi.org/10.1590/2317-4889201620150008>
- Frost, B.R.; Barnes, C.G.; Collins, W.J.; Arculus, R.J.; Ellis, D.J.; Frost, C.D. 2001. A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of Petrology*, 42(11): 2033-2048. <https://doi.org/10.1093/petrology/42.11.2033>
- Geraldes, M.C. 2000. *Geoquímica e Geocronologia dos plutons graníticos Mesoproterozóicos do SW do Estado de Mato Grosso SW do Cráton Amazônico*. São Paulo, 193p. Tese Doutorado, Instituto de Geociências, universidade de São Paulo.
- Geraldes M.C.; Van Schmus, W.R.; Condie, K.C.; Bell, S.; Teixeira, W.; Babinski, M. 2001. Proterozoic Geologic Evolution of the SW Part of the Amazonian Craton in Mato Grosso State, Brazil. *Precambrian Research*, 111(1-4): 91-128. <https://doi.org/10.1016/S0301-92680100158-9>
- Harker, A. 1909. *The natural history of the igneous rocks*. New York, Macmillan.
- Herrmann, A.G. 1970. Yttrium and lanthanides. In: Wedepohl, K.H. (Ed.). *Handbook of Geochemistry*. Springer, Berlin-Heidelberg-New York.
- Janousek, V.; Farrow, C.M.; Erban, V. 2006. Interpretation of whole-rock geochemical data in igneous geochemistry: Introducing Geochemical Data Toolkit GCDkit. *Journal of Petrology*, 47(1): 255-259. <https://doi.org/10.1093/petrology/egl013>
- Kretz, R. 1983. Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 68: 277-279.
- Lima G.A.; Sousa, M.Z.A.; Ruiz A.S.; Batata, M.E.F. 2009. Geologia e geocronologia U-Pb do Tonalito Cabaçal - Terreno Jauru - SW do Cráton Amazônico. In: SIMPÓSIO 45 ANOS DE GEOCRONOLOGIA NO BRASIL, 2009, São Paulo. *Anais...* São Paulo, CEPGEO-USP, v. único, 265-267.
- Ludwig, K.R. 2008. *Manual for Isoplot 3.7*. Special Publication 4, Berkeley, Berkeley Geochronology Center.
- Maniar, P.D. & Piccoli P.M. 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society American Bulletin*, 101(5): 635-643. <https://doi.org/10.1130/0016-76061989101<0635:TDOG>2.3.CO;2>
- Menezes, R.G.; Lopes, I.; Bezerra, J.R.L. 1993. *Folha Pontes e Lacerda 1:100.000, Carta Geológica e Texto Explicativo*. Brasília: CPRM-DNPM. 1ª. Ed., Rio de Janeiro, CPRM. <https://rigeo.cprm.gov.br/xmlui/handle/doc/8630?show=full>. Acesso em: 08/06/2022.
- Monteiro, H.; Macedo, P.M.; Silva, M.D.; Moraes, A.A.; Marchetto, C.M.L. 1986. O "Greenstone Belt" do Alto 679 Jauru. CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 34, 1986, Goiânia. *Anais...Goiânia, SBG*, v. 2, p. 630-680 64.
- Nakamura, K. 1977. Volcanoes as possible indicator of tectonic stress orientation: principle and proposal. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 2(1): 1-16. <https://doi.org/10.1016/0377-02737790012-9>
- Pearce, J.A.; Harris, N.B.W.; Tindle, A.G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25(4): 956-983. <https://doi.org/10.1093/petrology/25.4.956>
- Pearce, J.A. 1996. Sources and settings of granitic rocks. *Episodes*, 19: 120-125. <https://doi.org/10.18814/epiugs/1996/v19i4/005>

Pinho, F.E.C.; Van Schmus, W.R. 2001. Cabaçal Belt: More complications about the evolution of the Southern Amazon Craton. In: WORKSHOP ON GEOLOGY OF THE SW AMAZONIAN CRATON: STATE-692 OF-THE-ART, 1, 2001, São Paulo. *Anais...* São Paulo, Universidade de São Paulo, v. 1, p. 75-77.

Ruiz, A.S. 1992. *Contribuição a Geologia da Região do Distrito de Cachoeirinha – MT*. São Paulo, 98p. Dissertação Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. <https://doi.org/10.11606/D.44.1992.tde-22072015-094204>

Ruiz, A.S. 2005. *Evolução Geológica do Sudoeste do Cráton Amazônico Região Limítrofe Brasil Bolívia-Mato Grosso*. Rio Claro, 260p. Tese Doutorado. Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista. <http://hdl.handle.net/11449/103015>. Acesso em: 07/03/2022.

Ruiz, A.S.; Geraldies, M.C.; Matos, J.B.; Teixeira, W.; Van Schmus, W.R.; Schmitt, R. 2004. The 1590 – 1520 Ma Cachoeirinha magmatic arc and its tectonic implications for the Mesoproterozoic SW Amazonian craton crustal evolution. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*. 76(4): 807-824, <https://doi.org/10.1590/S0001-37652004000400013>

Saes, G.S. & Fragoso César, A.R.S. 1996. Acresção de terrenos mesoproterozoicos no SW da Amazônia. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39, 1996, Salvador. *Anais...* Salvador, SBG, v. 1, p. 124-126.

Saes, G.S.; Leite, J.A.D.; Weska, R.K. 1984. Geologia da Folha Jauru SD.21.Y.C.III: uma síntese dos conhecimentos. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33, 1984, Rio de Janeiro. *Anais...* Rio de Janeiro, SBG, v. 5, p. 2193-2204.

Santos, J.O.S.; Hartmann, L.A.; Gaudette, H.E.; Groves, D.I.; McNaughton, N.; 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(4): 453-488. [https://doi.org/10.1016/S1342-937X\(05\)70755-3](https://doi.org/10.1016/S1342-937X(05)70755-3)

Santos, F.R.P.; Silva, C.H.; Costa, A.C.D.; Siqueira Neto, A.C. 2016 Geologia e petrografia do Grupo Alto Jauru na região da Fazenda Retiro Novo, SW do Cráton Amazônico: evidências de um prisma acrescionário estateriano. *Brazilian Journal of Geology*, 46(1): 129-146. <https://doi.org/10.1590/2317-7114889201600030309>

Sousa, M.Z.A.; Batata, M.E.F.; Ruiz, A.S.; Lima, G.A.; Matos, J.B.; Paz, J.D.S.; Costa, A.C.D.; Silva, C.H.; Costa, P.C.C. 2017. *Geologia e Recursos Minerais da Folha Rio Branco SD-21-Y-D-I, Estado de Mato Grosso, Escala 1:100.000*. Brasília, Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais/Serviço Geológico do Brasil. <https://rigeo.cprm.gov.br/handle/doc/17658>. Acesso em: 08/06/2022

Tassinari, C.C.G. & Macambira, M.J.B. 1999. Geochronological provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, 22(3): 174-182. <https://doi.org/10.18814/epiiugs/1999/v22i3/004>

Taylor, S.R. & McLennan, S.M. 1985. The Continental Crust. Its Composition and Evolution. *Geological Magazine*, 122(6): 673-674. <https://doi.org/10.1017/S0016756800032167>

Van Schmus, W.R.; Geraldies, M.C.; Kozuch, M.; Fetter, A.H.; Tassinari, C.C.G.; Teixeira, W. 1998. U/Pb and Sm/Nd constraints on the age and origin of proterozoic crust in southwestern Mato Grosso, Brazil: Evidence for a 1450 Ma magmatic arc in SW Amazonia. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON TECTONICS, 14, 1998, Ouro Preto. *Anais...* Ouro Preto, SBG, v.1 p. 121-125.

Wilson, M. 1989. *Igneous Petrogenesis*. Dordrecht, Springer: 466p.