



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

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO Nº 649

GEOCRONOLOGIA E GEOQUÍMICA ISOTÓPICA PB-SR-ND
DAS ROCHAS VULCANO- PLUTÔNICAS
PALEOPROTEROZOICAS, PORÇÃO SUL DO CRÁTON
AMAZÔNICO, REGIÃO DE VILA MANDI (PA)

Dissertação apresentada por:

GABRIEL SILVA DE ARAÚJO PONTES

Orientador: Prof. Dr. Marco Antonio Galarza Toro

Coorientador: Prof. Dr. Carlos Marcello Dias Fernandes

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)

P813g Pontes, Gabriel Silva de Araújo.

Geocronologia e geoquímica isotópica Pb-Sr-Nd das rochas vulcano-plutônicas paleoproterozoicas, porção Sul do Cráton Amazônico, região de Vila Mandi (PA) / Gabriel Silva de Araújo Pontes. -2023.

xviii, 87 f. : il. color.

Orientador(a): Prof. Dr. Marco Antônio Galarza Toro
Coorientador(a): Prof. Dr. Carlos Marcello Dias Fernandes
Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal do Pará,
Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Belém, 2023.

1. Rochas Vulcânicas. 2. Geoquímica Isotópica Pb-Sr-Nd.
3. Magmatismo Uatumã. 4. Cráton Amazônico. I. Título.

CDD 551.9



Universidade Federal do Pará
Instituto de Geociências
Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica

**GEOCRONOLOGIA E GEOQUÍMICA ISOTÓPICA PB-SR-ND DAS
ROCHAS VULCANO-PLUTÔNICAS PALEOPROTEROZOICAS,
PORÇÃO SUL DO CRÁTON AMAZÔNICO, REGIÃO DE VILA
MANDI (PA)**

Dissertação apresentada por

GABRIEL SILVA DE ARAÚJO PONTES

**Como requisito parcial à obtenção de Grau de Mestre em Ciências na Área de
GEOQUÍMICA, linha de pesquisa GEOCRONOLOGIA E GEOQUÍMICA ISOTÓPICA**

Data de Aprovação: 01 / 06 / 2024

Banca Examinadora:

Prof. Dr. Marco Antonio Galarza Toro
(Orientador – UFPA)

Prof. Rafael Rodrigues de Assis
(Membro – USP)

Prof. Moacir José Buenano Macambira
(Membro – UFPA)

Dedico este trabalho a meus pais, avós, familiares e amigos por ouvir, incentivar, apoiar com toda atenção e compreensão.

AGRADECIMENTOS

Primeiramente agradeço aos meus pais, Guilherme Luís Lopes de Araújo Pontes e Regina Célia dos Santos Silva pela educação, apoio e encorajamento nos meus primeiros passos da vida comum e o despertar para vida geológica.

Aos meus irmãos, José Luís, Lucas e Betina e meus avós Emmanuel Silva e Célia Silva, José Luís Pontes (*in memorian*) e especialmente a Marlene Pontes, os quais sempre me orientaram com toda sabedoria e experiência.

Ao professor e orientador Prof. Dr. Marco Antonio Galarza Toro e ao professor e coorientador Prof. Dr. Carlos Marcello Dias Fernandes, ambos pela paciência, oportunidade e todos os ensinamentos prestados, também pelo apoio e comprometimento com minha formação.

À Universidade Federal do Pará, em especial ao Instituto de Geociências e, Faculdade de Geologia, o Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica – PPGG/UFPA e especialmente ao Laboratório De Geologia Isotópica (PARÁ-ISO) por dispor a infraestrutura necessária para realização deste trabalho.

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Nível Superior - Brasil (CAPES) - código de Financiamento 001.

Aos projetos: Geologia e potencial metalogenético do vulcano-plutonismo paleoproterozoico da região de Santana do Araguaia (PA), SE do Cráton Amazônico – Processo CNP 483349/2012-7 e Petrogênese e Metalogênese da LIP (Large Igneous Province) Uatumã, Cráton Amazônico – Processo CNPq 550342/2011-7.

À minha parceira, Ana Carla Leão que me acompanhou durante quase toda minha trajetória de pós-graduação e ao início de minha carreira profissional, sempre partilhando um sorriso e me acompanhando durante os melhores e os piores momentos, agradeço por toda sua luz, bondade e compreensão em minhas ausências.

Por fim, agradeço a todos que de alguma forma tiveram contribuições diretas ou indiretas na realização deste trabalho.

*“O maior bem do homem é
uma mente inquieta.”*

- Isaac Asimov

RESUMO

O Cráton Amazônico está localizado na Plataforma Sul-americana e é um dos terrenos pré-cambrianos mais importantes do mundo. Essa grande unidade tectônica é coberta por rochas vulcânicas do Paleoproterozoico, tanto efusivas quanto explosivas, que se estendem por aproximadamente 1.500.000 km². Nas proximidades do distrito de Vila Mandi, no extremo sul do município de São Félix do Xingu (PA), essa atividade é representada por rochas vulcano-plutônicas principalmente compostas por litotipos félsicos, com alguns tipos intermediários e sedimentos associados pertencentes as formações Cincos Estrelas e Vila mandi. Essas sequências, ainda pouco estudadas, podem ser comparadas a rochas de outras partes do Cráton Amazônico e inseridas no contexto geológico do evento Uatumã, presente ao longo de diversas regiões do Cráton Amazônico. Assim, o propósito deste estudo é fornecer informações sobre as características petrográficas, geoquímicas e geocronológicas do sistema vulcano-plutônico presente na região. Este estudo combina análises petrográficas e geoquímicas isotópicas de Pb-Sr-Nd das unidades vulcano-plutônicas do Paleoproterozoico na região sul do Cráton Amazônico, especialmente na área de Vila Mandi (PA). Dentre as unidades estudadas a unidade inferior, conhecida como Formação Cinco Estrelas, é composta por rochas vulcânicas de natureza básica a intermediária e está dividida em duas fácies distintas: fluxo de lavas e vulcanoclástica. A análise petrográfica e química das rochas da fácies de fluxo de lavas revela uma variação em sua composição, indo de andesíticas a riolíticas, com texturas porfiríticas em alguns casos. A fácies vulcanoclástica é caracterizada como um tufo de cinzas, composto por fragmentos angulares a subangulares de plagioclásio, quartzo, minerais opacos e alcalino-feldspato, envoltos por uma matriz fina composta por quartzo-feldspato e minerais opacos. A unidade superior, denominada Formação Vila Mandi, consiste em rochas mais evoluídas formadas em um ambiente tectônico semelhante à unidade inferior. Essas rochas variam em composição de riodacitos a riolitos, com apenas uma amostra apresentando composição alcalino-riolito. A Formação Vila Mandi é dividida em quatro fácies distintas: fluxo de lavas, ignimbritos, granitoides inequigranulares e diques porfiríticos graníticos. As análises petrográficas e geoquímicas indicam que as rochas de ambas as formações apresentam composições correlatas com demais eventos de magmatismo pertencentes ao evento Uatumã presente ao longo do Cráton Amazônico. As idades Rb-Sr dos riolitos das Formações Vila Mandi e Cinco Estrelas são de aproximadamente 1871±47 Ma e 1880±43 Ma, respectivamente. A razão inicial ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr da Formação Cinco Estrelas é de 0,7054, enquanto a da Formação Vila Mandi é de 0,7034. Além disso, os riolitos da Formação Vila Mandi apresentam uma idade

isocrônica Pb-Pb de 1875 ± 17 Ma. Os valores de $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ das rochas de ambas as unidades variam entre 0,7026 e 0,7059, já os valores de μ variam entre 10,6 a 11,0 apontando uma contribuição da crosta superior com enriquecimento em U. Os valores positivos de $\epsilon_{\text{Sr}(t)}$ variam de +5 a +53, sugerindo uma forte contribuição crustal na formação das unidades, corroborado pelos valores negativos de $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$ variando de $-5,35$ a $-7,86$. As idades modelo Nd- T_{DM} variam de 2,62 a 2,86 Ga, indicando uma fonte Neoarqueana para ambas as formações. As composições isotópicas Pb-Pb da Formação Vila Mandi indicam uma fonte de Pb na crosta superior com um componente significativo de Pb orogênico. Ao comparar as assinaturas isotópicas de Pb-Sr-Nd das formações Vila Mandi e Cinco Estrelas na região de Vila Mandi com as demais formações inseridas no magmatismo Uatumã, sugere-se uma forte correlação entre essas unidades nessas regiões. As idades obtidas neste estudo também podem ser correlacionadas com as rochas vulcano-plutônicas do evento Uatumã nas regiões de São Félix do Xingu, Tapajós e Pitinga. Dados que podem fomentar uma correlação sólida e uma origem semelhante entre as unidades das regiões de Vila Mandi e a as demais presentes no Cráton Amazônico.

Palavras-chave: rochas vulcânicas; geoquímica isotópica Pb-Sr-Nd; magmatismo Uatumã; Cráton Amazônico.

ABSTRACT

The Amazonian Craton is in the South American Platform and is one of the most important Precambrian terrains in the world. This vast tectonic unit is covered by Paleoproterozoic volcanic rocks, both effusive and explosive, which extend over an area of approximately 1,500,000 km². Near the Vila Mandi district, in the southernmost part of São Félix do Xingu municipality (PA), this activity is represented by predominantly felsic volcanic-plutonic rocks, with some intermediate lithotypes, and associated sediments belonging to the Cinco Estrelas and Vila Mandi formations. These relatively understudied sequences can be compared to rocks from other parts of the Amazonian Craton and placed within the geological context of the Uatumã event, which is present in various regions of the craton. Therefore, the purpose of this study is to provide information on the petrographic, geochemical, and geochronological characteristics of the volcanic-plutonic system present in the region. This study combines petrographic and isotopic geochemical analyses of Pb-Sr-Nd in the Paleoproterozoic volcanic-plutonic units in the southern region of the Amazonian Craton, particularly in the Vila Mandi area (PA). Among the studied units, the lower unit known as the Cinco Estrelas Formation consists of volcanic rocks ranging from basic to intermediate nature and is divided into two distinct facies: lava flows and volcanoclastic. Petrographic and chemical analysis of the lava flow facies reveals a variation in composition, ranging from andesitic to rhyolitic, with porphyritic textures in some cases. The volcanoclastic facies is characterized as an ash tuff composed of angular to subangular fragments of plagioclase, quartz, opaque minerals, and alkali feldspar, enveloped by a fine matrix composed of quartz-feldspar and opaque minerals. The upper unit, called the Vila Mandi Formation, consists of more evolved rocks formed in a tectonic environment like the lower unit. These rocks vary in composition from rhyodacites to rhyolites, with only one sample showing an alkaline-rhyolite composition. The Vila Mandi Formation is divided into four distinct facies: lava flows, ignimbrites, inequigranular granitoids, and granitic porphyritic dikes. Petrographic and geochemical analyses indicate that the rocks from both formations exhibit compositional similarities with other magmatic events belonging to the Uatumã event present throughout the Amazonian Craton. The Rb-Sr ages of the rhyolites from the Vila Mandi and Cinco Estrelas formations are approximately 1871±47 Ma and 1880±43 Ma, respectively. The initial ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr ratio of the Cinco Estrelas Formation is 0.7054, while that of the Vila Mandi Formation is 0.7034. Additionally, the rhyolites from the Vila Mandi Formation exhibit an isochronous Pb-Pb age of 1875±17 Ma. The (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_i values of the rocks from both units range from 0.7026 to 0.7059,

while the μ values range from 10.6 to 11.0, indicating a contribution from the upper crust with U enrichment. The positive $\epsilon_{\text{Sr}(t)}$ values range from +5 to +53, suggesting a strong crustal contribution to the formation of the units, supported by the negative $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$ values ranging from -5.35 to -7.86. The Nd- T_{DM} model ages range from 2.62 to 2.86 Ga, indicating a Neoarchean source for both formations. The Pb-Pb isotopic compositions of the Vila Mandi Formation indicate a Pb source in the upper crust with a significant orogenic Pb component. When comparing the Pb-Sr-Nd isotopic signatures of the Vila Mandi and Cinco Estrelas formations in the Vila Mandi region with other formations inserted in the Uatumã magmatism, a strong correlation between these units in these regions is suggested. The ages obtained in this study can also be correlated with the volcanic-plutonic rocks of the Uatumã event in the regions of São Félix do Xingu, Tapajós, and Pitinga, providing data that can support a solid correlation and a similar origin between the units in the Vila Mandi region and those present in the Amazonian Craton.

Keywords: volcanic rocks; Pb-Sr-Nd isotope geochemistry; Uatumã magmatism; Amazonian Craton.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

CAPÍTULO 1

Figura 1 - Mapa de localização da área de trabalho com distritos urbanos e suas principais vias de acesso. Fonte: Vieira (2019).	3
Figura 2 - Mapa geológico do estado do Pará elaborado por Vasquez & Rosa-Costa (2008) e modificado por Vieira (2019).	4
Figura 3 - Compartimentação e distribuição das Províncias Geocronológicas do Cráton Amazônico. Fonte: (Tassinari & Macambira 1999).	5
Figura 4 - Mapa geológico e de recursos minerais inseridos no DIX segundo Vasquez <i>et al.</i> 2008. O retângulo em azul delimita a área de estudo.	7
Figura 5 - Mapa geológico de detalhe da área de trabalho, elaborado por Santos (2017) e modificado de Fernandes <i>et al.</i> (2016).	11

CAPÍTULO 2

Figura 6 - Fluxograma ilustrando a preparação de amostras. Fonte: Oliveira (2016).	16
Figura 7 - Características diagnósticas de depósitos piroclásticos. Fonte: McPhie <i>et al.</i> (1993).	21
Figura 8 - Curvas de evolução dos isótopos de Pb (a) $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e (b) $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ para a crosta inferior, crosta superior, manto e orógeno segundo a versão plumbotectônica de Zartman & Haines (1988).	24
Figura 9 - Diagrama da isócrona Rb-Sr. Fonte: Faure (1986).	26
Figura 10 - Evolução isotópica do Sr na Terra. BABI (Basaltic Achondrite Best Initial) representa o valor inicial de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ do manto homogêneo. A linha em vermelho indica a evolução hipotética do reservatório indiferenciado (BABI) até o presente. Fonte: Faure & Mensing (2005).	27
Figura 11 - Evolução isotópica do Nd no tempo geológico. Fonte: DePaolo (1981).	29

CAPÍTULO 3

Figura 12 - Mapa geológico esquemático de distribuição do magmatismo Uatumã no norte do Brasil, modificado de Klein <i>et al.</i> (2012).	33
--	----

CAPÍTULO 4

- Fig. 1 - Research area location map showing the main urban districts and their access roads. Source: (Vieira 2019).37
- Fig. 2 - Geological and mineral resources map included in the Irixi-Xingu Domain according to Vasquez *et al.* 2008. The blue rectangle delimits the study area.40
- Fig. 3 - Detailed geological map of the research area containing the formations Cinco Estrelas and Vila Mandi among all its facies. Made by Fernandes *et al.* (2016) and modified by Santos (2017).43
- Fig. 4 - Classification based on the chemical composition of representative rocks of the Cinco Estrelas and Vila Mandi formations. Modified from Santos (2017).45
- Fig. 5 - Photos of representative outcrops belonging to the Cinco Estrelas Formation. A) Aphyric andesite with marked horizontal flow foliation. B) Hand sample of porphyritic dacite. C) Ash-tuff outcrop with typical lamination. D) Andesite blocks in devastated topography. Source: Santos (2017).46
- Fig. 6 - Outcrop photos of the Vila Mandi Formation. a) Foliation of vertical lava flow in rhyolite. b) rhyolite with convoluted magmatic folds. c) Spherulites in porphyritic rhyolite. d) Ignimbrite with marked lamination (fiammes). Source: Santos (2017).47
- Fig. 7 - Representative photobiographies of the facies that compose the Cinco Estrelas Formation. a) Porphyritic andesite exhibiting flow foliation characterized by the orientation of feldspar phenocrysts, already intensely altered to carbonates; b) Porphyritic dacite exhibiting plagioclase crystals moderately altered to sericite and clay minerals which are immersed in an aphyric matrix; c) Porphyritic dacite with greater intensity of clay and chloritic alterations (shown in brown and green); d) Ash-tuff representing the volcanoclastic facies of the Cinco Estrelas Formation. Photomicrographs a), b) and c) belong to lava flow facies.49
- Fig. 8 - Representative photomicrographs of lava flow facies that comprise part of the Vila Mandi Formation. a) Rhyolite exhibiting chloritic alteration (in green); b) Porphyritic rhyolite exhibiting flow foliation characterized by the orientation of alkali feldspar phenocrysts amid a matrix of aphyric rock; c) Porphyritic texture in a rhyolite, for this facies most phenocrysts are of feldspathic composition; d) Porphyry dacite exhibiting graphic textures around a plagioclase phenocryst.51

- Fig. 9 - Representative photomicrographs of the other facies that comprises the Vila Mandi Formation. a) Strongly welded Ignimbrite, the phenocrysts belonging to the rock correspond to feldspathic fragments in the midst of the rock matrix. The portions exhibiting greenish tones correspond to chloritic alteration incident on the rock; b) Inequigranular granite showing crystals of plagioclase, potassium feldspar and quartz. The facies also exhibit graphic exsolution textures; c) and d) Facies of granitic porphyry dykes exhibiting moderately fractured potassic feldspar phenocrysts and little altered to clay minerals, immersed in an aphyric rock matrix.53
- Fig. 10 - a) Whole-rock $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ three-point isochronic diagram for the Vila Mandi Formation plotting above the curve proposed by Stacey and Kramers (1975); b) $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ diagram exhibiting a linearity between the samples..... 56
- Fig. 11 - a) Pb–Pb isochron diagram, showing isotopic evolution of the four reservoirs computed by the plumbotectonics model (Zartman & Doe 1981), all samples plot above the curve attributed to the superior crust “SC”. In b) the samples plot indicating the participation of orogenic material at the source of the formation. Samples from the Sobreiro and Santa Rosa formations were added for comparison (Fernandes & Juliani 2019).....56
- Fig. 12 - Initial Pb isotopic ratios (1.88 Ga) for the Vila Mandi formations. The Pb isotope ratio for NHRL is defined by $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_{\text{NHRL}} = 0.1084 * (^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{I}} + 13.491$ and $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_{\text{NHRL}} = 1.209 * (^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{I}} + 15.627$ (Hart, 1984). The Geochron line (4.55 Ga) is defined as $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 0.617976 * (^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{I}} + 4.524501$ (Patterson 1956). The reservoirs EM-1, EM-2, LCC, UCC, HIMU and BSE (Bulk Silicate Earth) are presented for reference (Zindler & Hart 1986). Samples from the Sobreiro and Santa Rosa formations were added for comparison (Fernandes & Juliani, 2019).....57
- Fig. 13 - Present-day measured whole-rock $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ vs. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ isotope ratio for the Cinco Estrelas and Vila Mandi formations.58
- Fig. 14 - Whole-rock Rb-Sr isochrones: (a) 1.87 Ga - Vila Mandi and (b) 1.88 Ga - Cinco Estrelas formations. Symbols as in Fig. 13.59
- Fig. 15 - Initial Sr and Nd isotope ratio diagram for the paleoproterozoic volcanic rocks of Vila Mandi and. LM=Lower mantle; UCC=Upper continental crustal; LCC=Lower continental crust; EM- 1=Enriched mantle 1; and EM-2=Enriched mantle 2 (Zindler & Hart 1986, Faure 2001). All isotope ratios are recalculated to 1.89 Ga. Sobreiro and Santa Rosa formations located at the São Félix do Xingu region were plotted and exhibit a similarity with the formations of the Vila Mandi Region.....61

- Fig. 16 - Present-day measured whole-rock $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ vs. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ isotope ratio diagram for the Cinco Estrelas, Vila Mandi, Sobreiro and Santa Rosa formations. The postulated EM-1, EM-2, HIMU (high μ), DMM (Depleted MORB-mantle component), and Bulk Earth compositions are presented for reference (Zindler & Hart 1986). Symbols as in Fig. 15.61
- Fig. 17 - Fractionation factor ($f_{\text{Sm/Nd}}$) vs. ϵ_{Nd} (1.88 Ga) diagram (DePaolo & Wasserburg 1976, Shirey & Hanson 1986) for the Cinco Estrela and Vila Mandi Sobreiro and Santa Rosa Formations. The modeled vectors show open-and-closed system processes (Zachariah *et al.* 1997). Symbols as in Fig. 15.62
- Fig. 18 - Present-day measured whole-rock $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ isotope ratios and $\epsilon_{\text{Nd}}(1.88 \text{ Ga})$ plotted against SiO_2 for the Cinco Estrelas, Vila Mandi, Santa Rosa and Sobreiro rock types. The vectors represent Assimilation-Fractional Crystallization (AFC), Fractional Crystallization (FC), and Subducted Sediment (SS) components (White & Patchett 1984). SiO_2 data of Santos (2017) and symbols as in Fig. 15.68
- Fig. 19 - $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(1.88 \text{ Ga})}$ vs. $\text{P}_2\text{O}_5/\text{K}_2\text{O}$ diagram (Carlson & Hart 1987, Hart *et al.* 1997) as an indicator of crustal contamination. P_2O_5 and K_2O data of Santos (2017) and symbols as in Fig. 15.69

LISTA DE TABELAS

CAPÍTULO 3

Tabela 1 - Dados geocronológicos de rochas vulcânicas e correlatas do Cráton Amazônico referentes a região de São Félix do Xingú, Tapajós, Roraima e Pitinga. Fontes: 1 – Vasquez <i>et al.</i> (1999), 2 – Costi <i>et al.</i> (2000), 3 – Lamarão <i>et al.</i> (2002), 4 – Texeira <i>et al.</i> (2002), 5 – Santos (2003), 6 – Pinho <i>et al.</i> (2006), 7 - Ferron <i>et al.</i> (2006), 8 – Fernandes <i>et al.</i> (2011), 9 – Barreto <i>et al.</i> (2013), 10 – Santos <i>et al.</i> (2017).	34
--	----

CAPÍTULO 4

Table 1 - Representative available Pb isotopic and concentration data for the samples from the Vila Mandi region. All initial ratios were recalculated to 1889 Ma. μ = two-stage calculation after Stacey & Kramers (1975).	55
Table 2 - Sr and Nd isotopic data from the Cinco Estrelas and Vila Mandi formations, all initial ratios were recalculated to 1889 Ma; the Nd- T_{DM} age calculated in double stage. SiO ₂ , P ₂ O ₅ and K ₂ O data shown at Santos (2017).	59
Table 3 - Geochronological data of volcanic and Uatumã related rocks on the Amazon Craton referring to the São Félix do Xingú, Tapajós, Roraima, Santana do Araguaia, Erepecuru - Trombetas and Pitinga regions. Sources: (1) Pinho <i>et al.</i> (2006); (2) Fernandes <i>et al.</i> (2011); (3) Lamarão <i>et al.</i> (2002); (4) Lamarão <i>et al.</i> (2005); (5) Vasquez <i>et al.</i> (1999); (6) Texeira <i>et al.</i> (2002); (7) Santos (2003); (8) Costi <i>et al.</i> (2000); (9) Ferron <i>et al.</i> (2006); (10) Barreto <i>et al.</i> (2012); (11) Barreto <i>et al.</i> (2021); (12) Santos (2017); (13) Castro <i>et al.</i> (2014).	64

SUMÁRIO

DEDICATÓRIA	iv
AGRADECIMENTOS	v
EPÍGRAFE	vi
RESUMO	vii
ABSTRACT	ix
LISTA DE ILUSTRAÇÕES	xi
LISTA DE TABELAS	xv
CAPÍTULO 1 INTRODUÇÃO	1
1.1 CONTEXTO GEOTECTÔNICO.....	3
1.1.1 Cráton Amazônico.....	3
1.1.2 Província Amazônia Central (PAC)	6
1.1.3 Domínio Iriri-Xingu (DIX)	6
1.2 UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS	8
1.2.1 Granitos tipo a indiferenciados	ERRO! INDICADOR NÃO DEFINIDO.
1.2.2 Grupo Iriri	8
1.2.3 Formação Triunfo	8
1.2.4 Formação Cubencranquém	9
1.2.5 Formação Cinco Estrelas	9
1.2.6 Formação Vila Mandi	11
1.2.7 Complexo Máfico-Carbonático Santana	12
1.3 PROBLEMÁTICA E JUSTIFICATIVA	13
1.4 OBJETIVOS.....	14
1.5 MATERIAIS E MÉTODOS.....	14
1.5.1 Pesquisa bibliográfica.....	14
1.5.2 Amostragem	15
1.5.3 Petrografia.....	15
1.5.4 Isótopos radiogênicos.....	15
1.5.5 Separação química e purificação de Pb	17
1.5.6 Separação química e purificação de Sr.....	17

1.5.7	Separação química e purificação dos elementos Sm e Nd.....	17
CAPÍTULO 2 REVISÃO CONCEITUAL.....		18
2.1	VULCANISMO	18
2.1.1	Erupção Efusiva.....	18
2.1.2	Erupção Explosiva.....	19
2.2	GEOQUÍMICA ISOTÓPICA	21
2.2.1	Princípios básicos da geocronologia e geoquímica de isótopos radiogênicos	22
2.2.2	Geoquímica Isotópica do Pb	22
2.2.3	Geoquímica Isotópica do Sr	24
2.2.4	Geoquímica Isotópica do Nd	27
CAPÍTULO 3 MAGMATISMO PALEOPROTEROZÓICO NO CRÁTON AMAZÔNICO		31
CAPÍTULO 4 ARTIGO CIENTÍFICO.....		35
1	INTRODUCTION	36
2	TECTONIC SETTING	38
2.1	GEOLOGICAL DATA OF THE VILA MANDI REGION AND ADJACENCIES....	41
3	METHODS	42
4	RESULTS	44
4.1	CLASSIFICATION.....	44
4.2	PETROGRAPHY	45
4.2.1	Cinco Estrelas Formation	47
4.2.2	Vila Mandi Formation.....	49
4.3	GEOCHRONOLOGY AND ISOTOPE GEOCHEMISTRY	54
4.3.1	Pb isotopes	54
4.3.2	Sr isotopes.....	57
4.3.3	Nd Isotopes	59
5	DISCUSSION.....	62
5.1	CORRELATIONS WITH THE UATUMÃ MAGMATISM.....	62
5.2	AGE AND PETROGENESIS OF MAGMAS	66

5.3 THE ROLE OF FRACTIONAL CRYSTALLIZATION AND CRUSTAL ASSIMILATION.....	65
6 CONCLUSIONS.....	69
 CAPÍTULO 5 CONCLUSÕES E CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	78
REFERÊNCIAS	80

CAPÍTULO 1 INTRODUÇÃO

O Cráton Amazônico (Almeida *et al.* 1981) é recoberto por sequências vulcano-plutônicas que datam do final do Paleoproterozoico (Lamarão *et al.* 2002, Ferron *et al.* 2006, Pinho *et al.* 2006, Fernandes *et al.* 2011), representando eventos de caráter heterogêneo, efusivo e explosivo que abrange uma área de aproximadamente 1.500.000 km². Nos últimos anos elas têm sido alvo de pesquisas com diferentes enfoques em função do seu potencial metalogenético e estado de preservação, tendo como exemplo as definições dos sistemas mineralizantes epitermais e do tipo pórfiro de Cu-Au paleoproterozoicos nas regiões da Província Mineral do Tapajós (Juliani *et al.* 2005, Misas 2010, Tokashiki 2015) e São Félix do Xingu (Fernandes 2009, Lagler *et al.* 2011, Cruz *et al.* 2015, 2016).

A área de estudo, está localizada a aproximadamente 90 km à oeste dos distritos de Vila Mandi e Santana do Araguaia, localizados na porção sudeste do estado do Pará, mais precisamente na região de Santana do Araguaia, conforme indicado no mapa de localização (Fig. 1). A partir de Belém, o acesso à área de estudo é feito por meio das rodovias BR-155, BR-158 e PA-150 passando pelos distritos de Santana do Araguaia e Vila Mandi. Após o acesso aos centros urbanos, a área de estudo é acessada por meio de vias secundárias que ligam fazendas e povoados.

Na região centro-sul do estado do Pará, a oeste do distrito de Vila Mandi, extremo sul do município de São Félix do Xingu, fronteira do Pará com o Mato Grosso, este evento magmático é representado por meio de sequências vulcano-plutônicas de composição predominantemente félsica, com subordinados tipos intermediários e rochas sedimentares associadas, revelando texturas e estruturas bem preservadas e pouco estudadas.

Os trabalhos desenvolvidos por Chiquini (2011) e Lagler *et al.* (2014) revelam que essas unidades vulcânicas são intrudidas pelo Complexo máfico-carbonatítico Santana, o qual exibe mineralizações de fosfato em um perfil saprolítico residual formado a partir do intemperismo de rochas ricas em apatita. O depósito teve seu descobrimento no ano de 2010 pela empresa MbAC Fertilizer Corp. a qual o nomeou depósito Serra da Capivara.

Mapeamento geológico de detalhe recentemente desenvolvido pelo coorientador deste trabalho, com ênfase nas encaixantes diretas do depósito Serra da Capivara, revelou que esse sistema vulcano-plutônico é efusivo e explosivo, formado por ao menos três pulsos ígneos distintos, provavelmente não-cogenéticos e não-contemporâneos (Fernandes *et al.* 2016). Localmente foram ainda identificados centros/halos de alteração hidrotermal com potencial

metalogenético, justificando ainda mais a escolha dessa área para o desenvolvimento dessa dissertação.

Diante desse quadro, esta dissertação objetivou um estudo mais detalhado acerca da geoquímica isotópica do Pb-Sr-Nd e características petrográficas do sistema vulcano-plutônico da região de Vila Mandi, bem como compará-lo com as ocorrências paleoproterozoicas mais bem estudadas em outras porções do Cráton Amazônico, como na região central de São Félix do Xingu e Província Mineral do Tapajós.

A dissertação foi estruturada com base no modelo de integração de artigo científico. O Capítulo 1 constitui de um texto introdutório abordando o local e acesso à área de trabalho, justificativa e problemática, objetivos e a metodologia adotada para a execução deste trabalho, além da apresentação do contexto geotectônico e a geologia regional da área de trabalho.

O Capítulo 2 aborda uma revisão conceitual acerca dos tópicos relacionados a vulcanismos e geoquímica isotópica, os quais serão os principais assuntos abordados ao longo deste documento. O capítulo 3 resume as ocorrências de vulcanismos paleoproterozoicos ao longo do Cráton Amazônico.

O Capítulo 4 apresenta os principais resultados obtidos nesta pesquisa em formato de artigo científico, o qual aborda os aspectos da geologia da área de estudo, os resultados petrográficos e de geoquímica isotópica, além de discussões sobre suas afinidades petrológicas e os processos que controlaram a evolução das rochas estudadas. Artigo intitulado: “***Orosian volcano-plutonism associated to the Uatumã Magmatism, Vila Mandi (PA) region, South Amazonian Craton: Petrography, Geochronology and Isotope Geochemistry***”, o mesmo que deverá ser submetido ao *Journal of South American Earth Sciences* ou outro de equivalente classificação (Qualis/CAPES).

O Capítulo 5 contém as conclusões e considerações finais da dissertação na forma de síntese sobre os aspectos mais relevantes do trabalho e suas principais contribuições para o avanço do conhecimento geológico da região.

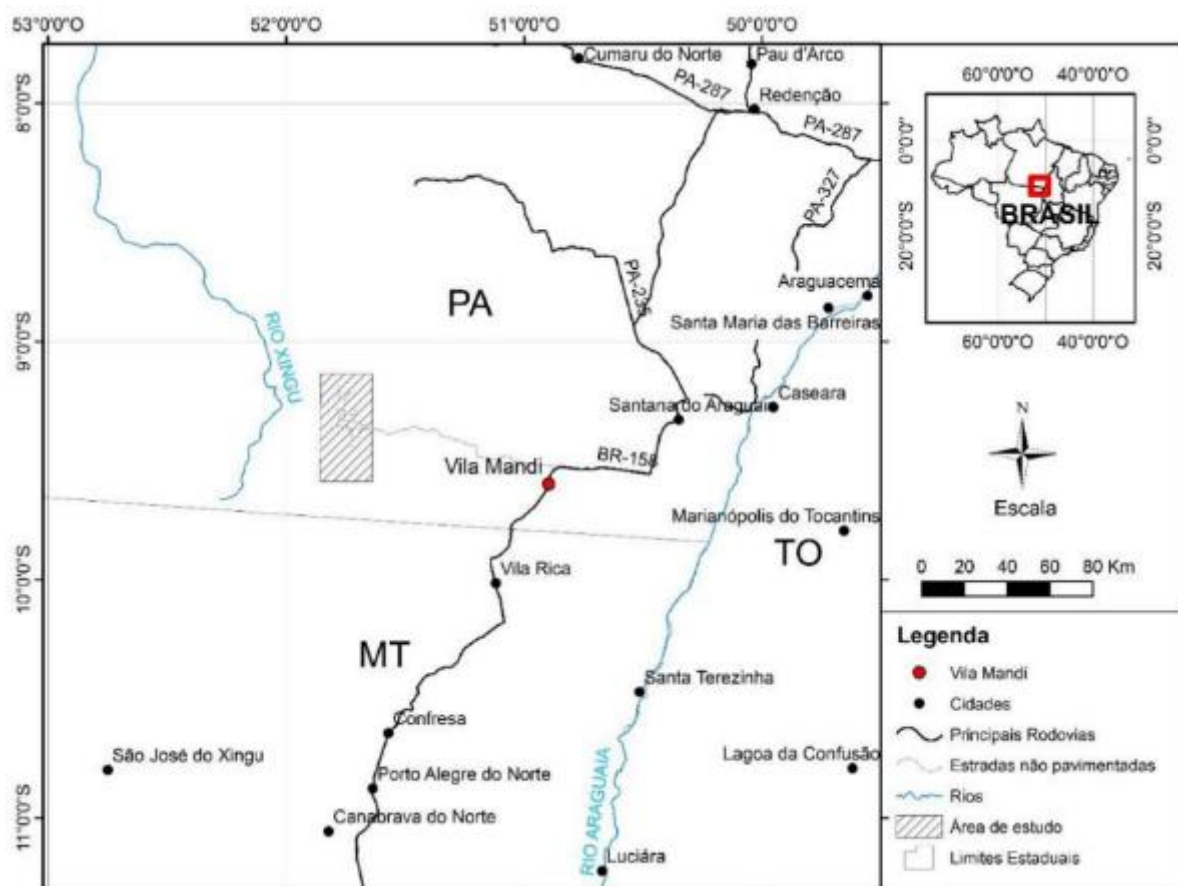


Figura 1 - Mapa de localização da área de trabalho com distritos urbanos e suas principais vias de acesso. Fonte: Vieira (2019).

1.1 CONTEXTO GEOTECTÔNICO

1.1.1 Cráton amazônico

A área de estudo está localizada no contexto geológico do Cráton Amazônico, mais especificamente na Província Amazônia Central (Tassinari & Macambira 1999) inserida no Domínio Iriri-Xingu (Santos 2017; Figs. 2 e 3).

Localizado ao norte da América do Sul, o Cráton Amazônico é uma mega unidade geotectônica com área superior a 4.000.000 km² distribuídos ao longo da parte norte do Brasil, Guiana Francesa, Guiana, Suriname, Venezuela, Colômbia e Bolívia, sendo assim considerada como uma das maiores regiões cratônicas do mundo. É composta pelos escudos das Guianas e Brasil-Central, divididos por uma expressiva faixa sedimentar correspondente as bacias do Amazonas e Solimões. Ao Norte, o Cráton Amazônico é limitado pela margem atlântica, seus limites orientais e meridionais são feitos por faixas orogênicas neoproterozoicas marginais do Escudo Atlântico representados pelos cinturões Paraguai-Araguaia-Tocantins, já seu limite ocidental é estruturado pela Cadeia Andina (Schobbenhaus & Brito Neves 2003).

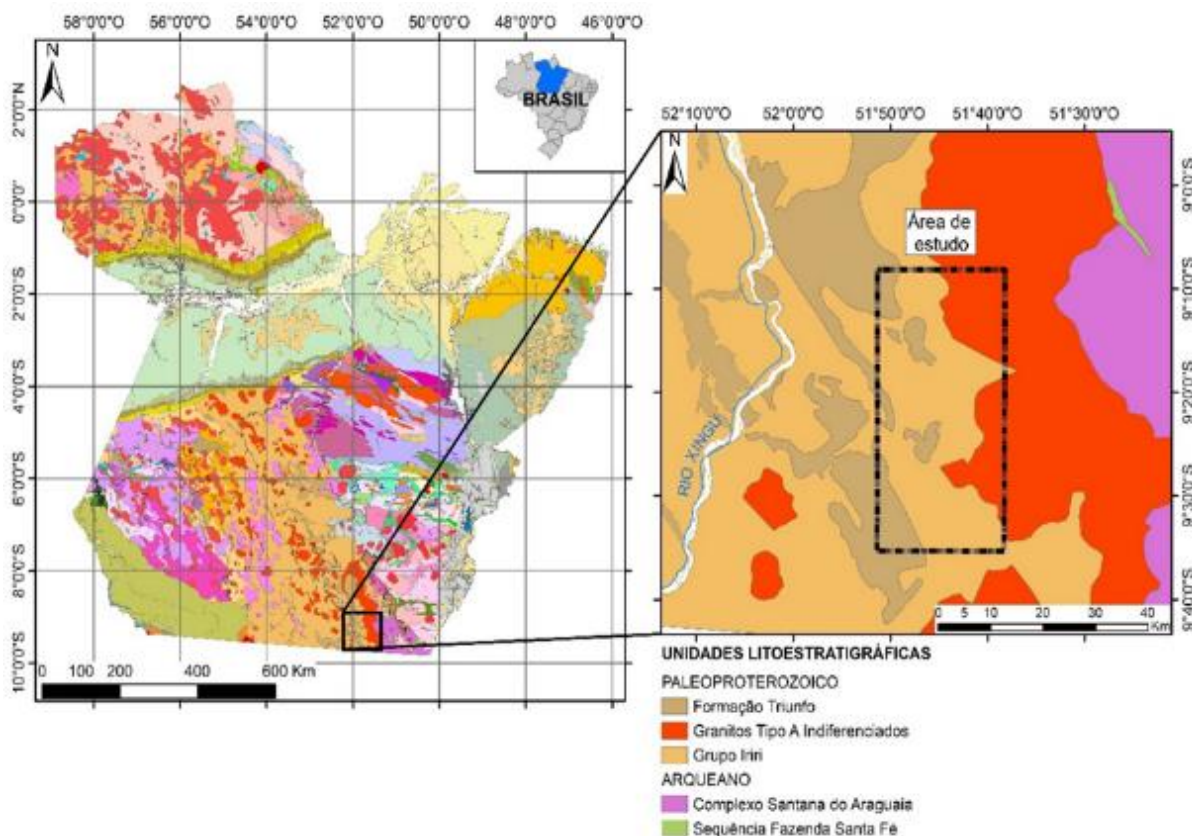


Figura 2 - Mapa geológico do estado do Pará elaborado por Vasquez & Rosa-Costa (2008) e modificado por Vieira (2019).

A mega unidade representa um grande segmento litosférico continental, pretérito ao Ciclo Brasileiro, a qual é formada a partir de várias províncias crustais de idade arqueana a mesoproterozóica qual já passa a apresentar um comportamento de placa estável no neoproterozoico, quando foram formados os cinturões orogênicos e margens brasileiras que o delimitam (Brito Neves & Cordani 1991, Tassinari & Macambira 1999, Santos *et al.* 2003, Cordani & Teixeira 2007).

Dentre as diversas propostas de compartimentação tectônica para o Cráton Amazônico, destacam-se os trabalhos de Santos *et al.* (2003) e Tassinari & Macambira (2004), baseando-se em dados de isotópicos e geocronológicos ambos os autores propuseram modelos para a compartimentação do Cráton Amazônico em províncias geocronológicas, geneticamente relacionadas a eventos de acreção continental ao redor de um núcleo arqueano representado pela Província Mineral de Carajás.

Tassinari & Macambira (1999) compartimentam o Cráton Amazônico em seis províncias geocronológicas (Figura 3): 1) Amazônia Central (> 2300 Ma), 2) Maroni-Itacaiúnas (2200 – 1900 Ma), 3) Ventuari-Tapajós (1950 – 1800 Ma), 4) Rio Negro-Juruena (1800 – 1550 Ma), 5)

Rondoniana-San Ignácio (1500 – 1300 Ma) e 6) Sunsás (1250 – 1000 Ma). Ao passo que a proposta de Santos *et al.* (2000) segmenta o Cráton Amazônico em sete províncias geocronológicas, havendo divergências consideráveis entre os limites propostos por ambos os autores.

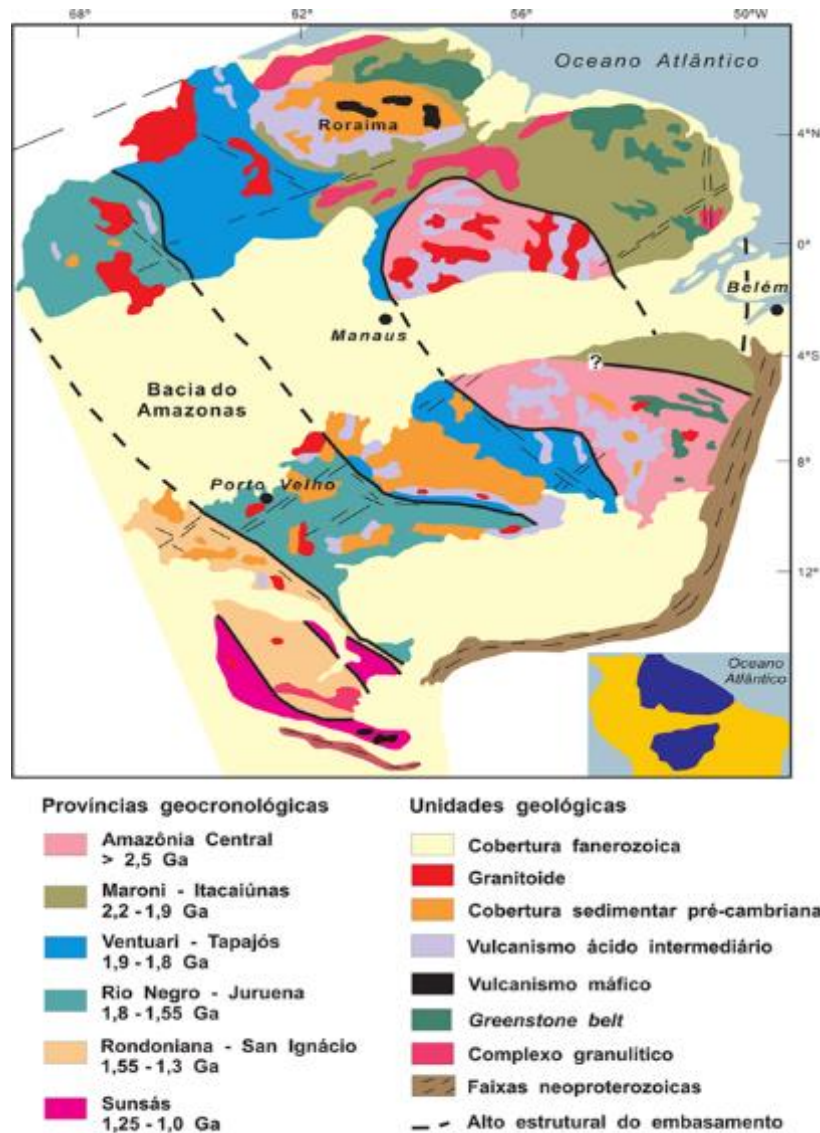


Figura 3 - Compartimentação e distribuição das Províncias Geocronológicas do Cráton Amazônico. Fonte: (Tassinari & Macambira 2004).

Este trabalho utilizará a proposta de Tassinari & Macambira (1999) em conjunto de dados existentes no mapa geológico na escala 1:1.000.000 da Folha SC.22–Tocantins, pertencente à “Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo”, elaborada por Faraco *et al.* (2004), bem como informações geológicas de Vasquez *et al.* (2008) a qual exibe todas as unidades existentes na área de estudo, entretanto com pouco detalhe diante da falta de trabalhos de detalhe na área.

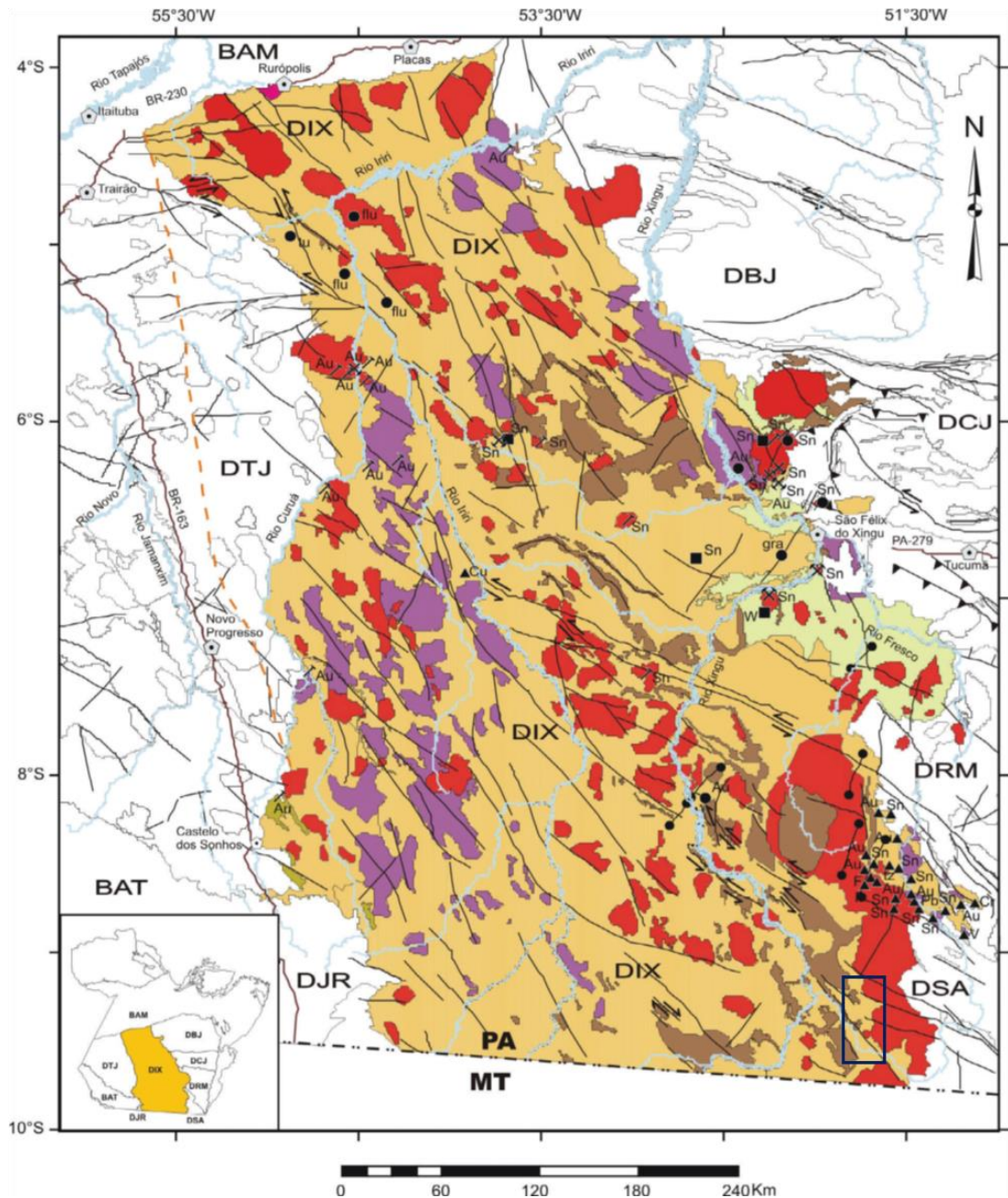
Parte das unidades existentes são descritas mais detalhadamente no mapa geológico na escala 1:250.000 da Folha SC.22-X-A–Redenção de Neves & Vale (1999).

1.1.2 Província Amazônia Central (PAC)

A Província Amazônia Central formada a partir de 2.3 Ga é interpretada como o núcleo mais antigo do Cráton Amazônico, portanto não sendo afetada pela tectônica do Ciclo Transamazônico (2,26 – 1,96 Ga) responsável pela acreção de faixas móveis paleoproterozoicas (Cordani *et al.* 1979, Tassinari *et al.* 2000). A unidade é caracterizada por uma expressiva associação vulcano-plutônica Orosiriana (2,05 a 1,80 Ga) de caráter intracontinental, a qual é representada principalmente pelo Grupo Iriri e Suíte Intrusiva Velho Guilherme, a sul da Bacia do Amazonas, e pelo Grupo Iricoumé e Suíte Intrusiva Mapuera, a norte (Vasquez *et al.* 2008). Dados isotópicos obtidos por Tassinari & Macambira (1999) e Santos *et al.* (2000) revelam que em profundidade da PAC possui uma crosta arqueana inclusa em seus domínios, permitindo então classificar a província como sendo predominantemente arqueana, mesmo na ausência de rochas arqueanas aflorantes. Os domínios Santana do Araguaia e Iriri-Xingu integram a PAC, ambas contendo unidades geológicas inclusas a área deste trabalho.

1.1.3 Domínio Iriri-Xingu (DIX)

O Domínio Iriri-Xingu encontra-se localizado no segmento sul do bloco Iricoumé-Xingu, porção meridional da Província Amazônia Central (Figura 4), sendo caracterizado por litotipos vulcânicos do Grupo Iriri, formações Sobreiro e Santa Rosa, granitoides dos tipos A e I Indiferenciados, e os granitos pertencentes à Suíte Intrusiva Velho Guilherme (Semblano *et al.* 2016). O DIX exibe poucas janelas do embasamento, havendo escassos exemplos de gnaisses e unidades supracrustais do Morro Grande, próximos ao Rio Curuá (Forman *et al.* 1972), se tratando de possíveis continuidades de domínios adjacentes. Estruturalmente o DIX apresenta falhas com orientação preferencial de acordo com o *trend* NNW-SSE, as quais são responsáveis pelo controle de intrusões ígneas e segmentos sedimentares das bacias de *rift* paleoproterozoicas. De acordo com Tassinari e Macambira (1999), o DIX apresenta contrastes distintivos em relação aos domínios circundantes, especialmente evidenciados pela assinatura isotópica do Nd.



Associações Tectônicas do Domínio Iri-Xingu

Tafrógenos Orosiriano e Estateriano

Bacia Sedimentar Proterozóica

PP3brc *Bacias de Riffe Continental Paleoproterozóico* - seqüências epiclásticas e piroclásticas de rife continental formado entre o Orosiriano e o Estateriano. Formações Triunfo e Cubencranquém.

Magmatismo Intracontinental

PP34/a *Suites Plutônicas Alcalinas Intracontinentais* - granitóides de afinidade alcalina (tipo A) relacionados à extensão crustal orosiriana e/ou estateriana. Suíte Intrusiva Velho Guilherme (1862-1867 Ma), Sienito Guabiraba e Granitos Tipo A Indiferenciado (1888 Ma).

PP3β *Rochas Vulcânicas Intermediárias/Máficas Intracontinentais* - rochas vulcânicas intermediárias e máficas de alto potássio relacionadas à extensão crustal orosiriana. Formação Sobreiro (1865-1880 Ma).

PP3γ *Suites Plutônicas Cálcio-alcalinas de Alto K Intracontinentais* - granitóides cálcio-alcalinos evoluídos relacionados à extensão crustal orosiriana. Granitos Tipo I Indiferenciados.

PP3α *Rochas Vulcânicas Félsicas Intracontinentais* - rochas vulcânicas félsicas, piroclásticas e vulcanoclásticas relacionadas à extensão crustal orosiriana. Grupo Iri (1890-1870 Ma).

Bacia Sedimentar Proterozóica (Tafrogênese Sideriana-Riaciana?).

PP23bia *Bacias Intracratônicas/Antepais Paleoproterozóicas* - seqüências predominantemente psamítica de sedimentação continental riaciana a orosiriana. Formação Castelo dos Sonhos (< 2083 Ma).

Figura 4 - Mapa geológico e de recursos minerais inseridos no DIX segundo Vasquez *et al.* (2008). O retângulo em azul delimita a área de estudo.

1.2 UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS

1.2.1 Grupo Iriri

Inicialmente proposto como Formação Iriri por Forman *et al.* (1972), a fim de caracterizar rochas vulcânicas e vulcanoclásticas aflorantes nas proximidades dos rios Iriri e Curuá no segmento oeste do DIX. Posteriormente Pessoa *et al.* (1977) elevaram a unidade a categoria de grupo.

O Grupo Iriri é a unidade mais expressiva do deste Domínio, sendo caracterizada pela predominância de litotipos vulcânicos e vulcanoclásticos ácidos presentes no Domínio Iriri-Xingu de forma indivisa (Vasquez *et al.* 2008). Já no domínio Tapajós, o grupo é dividido entre as formações Salustiano e Aruri.

A Formação Salustiano consiste em derrames de riolitos, riodacitos, dacitos e pórfiros graníticos relacionados ao magmatismo Uatumã, com idade Pb-Pb em zircão de 1888 ± 2 Ma para os riolitos da formação (Vasquez *et al.* 1999, Bahia & Quadros 2000). Já a Formação Aruri representa as unidades vulcanoclásticas como tufos ácidos, brechas vulcânicas, ignimbritos, arenitos e conglomerados vulcânicos (Klein *et al.* 2000). Agrupadas no Grupo Iriri, também se encontram riolitos alcalinos, com assinaturas típicas de rochas do tipo A, com idades Pb-Pb de 1888 ± 2 Ma, indicando que em sua configuração atual, o Grupo Iriri engloba rochas tanto cálcio-alcalinas como alcalinas e, portanto, de séries magmáticas diferentes (Dall'Agnol *et al.* 1999).

Na região de São Feliz do Xingu, Juliani & Fernandes (2010) renomearam o Grupo Iriri para Formação Santa Rosa, baseando-se em critérios petrogenéticos e metalogenéticos, neste caso a Formação Santa Rosa é constituída de fluxos de lavas e rochas vulcanoclásticas intermediárias a félsicas com variáveis conteúdos modais de feldspato potássico, plagioclásio e megacristais de quartzo envoltos por matriz constituída de quartzo e feldspato potássico intercrescidos, comumente esferulítica; bem como litofácies vulcanoclásticas de composição semelhante aos fluxos de lava. A partir da datação Pb-Pb em cristais de zircão presentes em riolitos na Formação Santa Rosa, Fernandes (2005) e Teixeira *et al.* (2002) determinaram as idades de 1879 ± 2 Ma e 1875 ± 3 Ma para esta unidade.

1.2.2 Formação Triunfo

A Formação Triunfo é composta por rocha sedimentares areníticas, constituída de diferentes litotipos tais como quartzo arenitos, arenitos líticos e arenitos arcoseanos subordinados, com conglomerados polimíticos e siltitos associados (Silva *et al.* 1974). Os arenitos possuem granulações variando entre fina a média, com arredondamento dos grãos

variados, seleção moderada e predominância de cimentação silicosa e ferruginosa (Vasquez *et al.* 2008). Os arenitos líticos abrigam clastos de *chert* e rochas vulcânicas, ao passo que nos arenitos arcoseanos os clastos são de feldspato e apresentam variado grau de alteração para argilominerais. Os siltitos presentes na formação possuem tons avermelhados, endurecidos e por vezes hospedam concreções argilosas de dimensões centimétricas (Vasquez *et al.* 2008).

De acordo com Macambira *et al.* (1997), os sedimentos pertencentes a Formação Triunfo, depositaram-se em ambiente continental, do tipo leque aluvial e fluvial entrelaçado. A sedimentação dos litotipos pertencentes a Formação Triunfo ocorreu sobre as demais unidades do Grupo São Félix, Granito Parauari e nas rochas vulcânicas do Grupo Uatumã, incluindo as formações Cinco Estrelas e Vila Mandi (Vasquez *et al.* 2008).

1.2.3 Formação Cubencranquém

A Formação Cubencranquém compõe a cobertura sedimentar da região, sendo caracterizada pela presença de arcóseos, cherts e siltitos que afloram na Serra Cubencranquém, margem esquerda do rio Xingu, na porção sudeste do Domínio Iriri-Xingu (Barbosa *et al.* 1966), a unidade recobre discordantemente os granitos tío A indiferenciados, os litotipos vulcânicos do Grupo Iriri e as rochas sedimentares da formação Gorotire (Pastana *et al.* 1980, Vasquez *et al.* 2008).

Os arenitos desta formação apresentam contribuição de material vulcânico félsico, os quais contribuíram para que Pastana *et al.* (1980) relacionarem a gênese da unidade a um ambiente deposicional continental. Cunha *et al.* (1981) também identificaram que a contribuição de material vulcânico e vulcanoclásticos também é registrada em litoarenitos, sublitoarenitos, arenitos líticos, e litotipos vulcanoclásticos como tufos e brechas.

A contribuição de material vulcânico retrabalhado e a intercalação com material piroclástico indicam que a Formação Cubencranquém é contemporânea ou bem próxima temporalmente ao vulcano-plutonismo Uatumã (Grupo Iriri – 1,87 Ga; Santos *et al.* 2000), o que poderia relacionar as formações Cubencranquém e Triunfo. No entanto, é mantida a distinção entre estas duas unidades, em função da inexistência de estudos que comprovem esta correlação (Vasquez *et al.* 2008).

1.2.4 Formação Cinco Estrelas

Dentre os centros vulcano-plutônicos pertencentes ao Magmatismo Uatumã na região de Vila Mandi, a formação Cinco Estrelas é a unidade basal com restritas ocorrências na forma de pequenos lajedos ou em blocos isolados com pequena continuidade lateral.

Nesta unidade foram identificadas duas fácies (Figura 5), a primeira consiste na fácies de fluxo de lava maciça subaérea representada pela presença de andesitos com foliação de fluxo horizontal e subordinados dacitos porfiríticos ou não associados. A segunda fácies tem natureza vulcanoclásticas, composta por tufos de cinzas laminados com ocorrências subordinadas de lapilli-tufos, topograficamente relacionados a fácies anterior, sugerindo um evento explosivo durante a gênese da formação (Vieira 2016, Santos 2017).

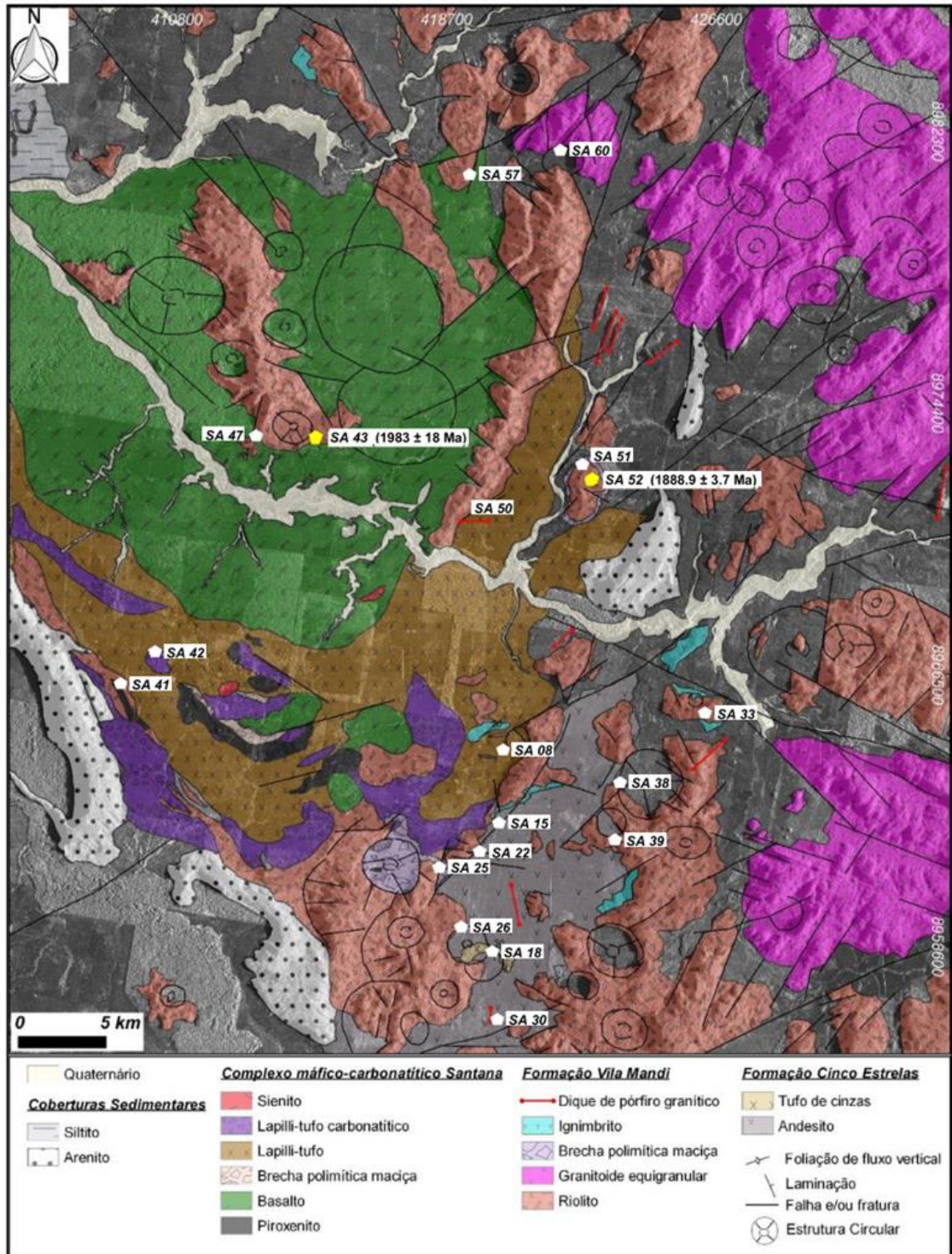


Figura 5 - Mapa geológico de detalhe dá área de trabalho, elaborado por Santos (2017) e modificado de Fernandes *et al.* (2016).

1.2.5 Formação Vila Mandi

A Formação Vila Mandi é superior dentre os centros vulcano–plutônicos pertencentes ao Magmatismo Uatumã, sendo fissural e aflora na forma de grandes lajedos, serras e morrotes e ocorre em grande proporção na área em ao menos cinco diferentes fácies (Figura 5): 1) **fácies de fluxo de lava** aproximadamente vertical havendo ocorrência de riolitos e riocácitos

subordinados, os quais exibem foliação de fluxo e grandes diques de riolito bandado. Comumente ocorre alteração hidrotermal do tipo seletiva e fissural e por vezes ocorrendo de forma pervasiva, assim como silicificação e carbonatação com zonas ricas em pirita; 2) a **fácies de stocks** de biotita sienogranitos equigranulares intrusiva nos riolitos e riodacitos. A mineralogia desta fácies é semelhante aos litotipos vulcânicos da unidade, podendo representar um membro plutônico do sistema; 3) a **fácies ignimbrito félsico**, pode ocorrer de forma soldada ou não, a qual revela clastos de diferentes composições, os quais encontram-se rotacionados pelo fluxo magmático; 4) **fácies vulcanoclásticas**, composta por brechas polimíticas maciças com clastos angulosos a sub-angulosos de composições variadas, com lapillitufos e tufo de cristais subordinados; por último a 5) **fácies de diques** em pequena proporção com pórfiros graníticos de mineralogia similar aos riolitos, porém a presença de cristais mais desenvolvidos sugere diferentes níveis crustais para esta fácies, no entanto com provável origem magmática similar (Vieira 2016, Santos 2017).

Idades U-Pb em zircão (LA-MC-ICP-MS) obtidas nos riolitos desta Formação permitiram a individualização de dois eventos magmáticos distintos na região. O primeiro pulso magmático forneceu uma idade de 1983 ± 18 Ma e o segundo pulso magmático uma idade de 1889 ± 4 Ma (Santos *et al.* 2017; Fig. 5)

Dados petrográficos acerca das duas unidades são detalhadamente descritos no artigo em anexo à dissertação.

1.2.6 Complexo máfico-carbonático Santana

O Complexo Santana possuiu um relevo relativamente plano e bastante afetado pela erosão, porém com algumas variações de cotas de 270 a 370 m acima do nível do mar com os afloramentos ocorrendo na forma de blocos isolados (Gonçalves 2016).

A unidade é composta de rochas máficas e ultramáficas intrusivas e extrusivas como basanitos, basaltos alcalinos, ijolitos e piroxenitos na base associados a fases mais alcalinas nas formas de diques e soleiras compostos por sienitos, carbonatitos. Também estão presentes rochas vulcanoclásticas, como lapilli-tufos, brechas polimíticas proximais e depósitos epiclásticos, que cobrem essas sequências. No Complexo Máfico-Carbonático Santana também ocorrem clastos de riolitos e andesitos derivados das formações Cinco Estrelas e Vila Mandi, inclusos nas litologias vulcanoclásticas da unidade, as quais levantam a hipótese entre de uma possível relação intrusiva deste depósito nas sequências vulcano-plutônicas estudadas (Lagler *et al.* 2014, Vieira 2016). Por meio de relações geológicas entre as demais unidades, em especial as formações Cinco Estrelas e Vila Mandi, o Complexo Máfico-Carbonático

Santana é potencialmente de idade paleoproterozoica. A unidade abriga as litologias percussoras do Depósito de Fosfato Serra da Capivara, a qual produziu mineralizações de fosfato relacionada ao perfil saprolítico resultante do intemperismo de rochas carbonáticas ricas em apatita (Chiquini 2011, Lagler *et al.* 2014, Gonçalves 2016).

1.3. PROBLEMÁTICA E JUSTIFICATIVA

A Província Mineral de Carajás desempenha um papel estratégico importante para o Brasil e, particularmente, para o Estado do Pará, pois hospedam em seu subsolo importantes depósitos minerais de ferro, cobre, zinco, alumínio, ouro, manganês, estanho e platínoides.

Datam da década de 50 as primeiras iniciativas de investigação geológica na região, quando da execução do Projeto Araguaia, que objetivou, através de um amplo recobrimento aerofotogramétrico, avaliar o seu potencial mineral. No início da década de 70, passou-se a aplicar metodologias de investigação mais sofisticadas, como o uso de imagens de radar aerotransportado (Projeto RADAMBRASIL), cuja contribuição possibilitou a descoberta de importantes jazidas de ferro e de outros bens minerais servindo assim de uma importante ferramenta na sofisticação do conhecimento geológico da Província.

A Província Aurífera do Tapajós é outro exemplo de excelência e importância econômica no Cráton Amazônico, onde se explotou oficialmente mais de 200 toneladas de ouro aluvionar e coluvionar até 1997 (Faraco *et al.* 1997). Tais ocorrências têm sido vinculadas a processos orogênicos transicionais entre mesozonais e epizonais, hospedadas em granitoides cálcio-alcalinos (Groves *et al.* 1998), posteriormente desmontadas por agentes erosivos. Contudo, com o avanço das pesquisas sistemáticas na região, foram identificadas mineralizações epitermais e *low- e high-sulfidation* paleoproterozoicas em vulcânicas félsicas cálcio-alcalinas do Grupo Iriri (Nunes *et al.* 2001, Juliani *et al.* 2005), recentemente também foram descobertos pórfiros auro-cupríferos (Misas 2010), abrindo dessa forma novos horizontes para a exploração mineral nesta parte do Cráton.

Apesar disso, diversas áreas desta unidade tectônica, dentre elas, a região de Vila Mandi, ainda são mal conhecidas, sendo escassos os trabalhos focados em alteração hidrotermal, geocronologia e geoquímica isotópica, visando a formulação de modelos metalogenéticos que possam ser testados pela indústria mineral. Em razão disso são necessários:

- Continuidade de mapeamento geológico, estudos petrográficos e mineralógicos dessas zonas hidrotermais associadas às unidades supracitadas nas regiões de São Félix do Xingu e Vila Mandi (PA), já que elas são indicadoras da existência de possíveis depósitos minerais;

- Elucidar a formação de centros vulcano-plutônicos carbonatíticos intimamente associados aos sistemas vulcânicos cálcio-alcálinos e do tipo A do Proterozoico;
- Definir a relação das zonas de alteração hidrotermal com o modelo de evolução geológica das unidades vulcânicas. A identificação de caldeiras na Província Aurífera do Tapajós (Juliani *et al.* 2005) indica que não deve haver continuidade lito- e cronoestratigráfica entre as unidades vulcânicas das diferentes regiões do Cráton Amazônico, ou até mesmo em uma única província geológica. Isso se deve ao processo de formação e evolução de um complexo de caldeiras continental (Lipman 1984).

1.4. OBJETIVOS

Este estudo visa enriquecer a compreensão geológica da área de Vila Mandi, explorando a petrografia, geocronologia e geoquímica isotópica de suas formações vulcano-plutônicas e rochas correlatas. Com essa abordagem, estabelecemos objetivos específicos para a pesquisa, os quais incluem:

- ✓ Identificar as possíveis fontes de origem dessas rochas; examinar se a influência de possíveis processos de assimilação ou contaminação crustal, e discutir as consequências desse evento vulcânico para a evolução do Cráton Amazônico como um todo.
- ✓ Integrar esses resultados isotópicos Pb, Sr e Nd com as assinaturas litogeoquímicas e geocronológicas obtidas em estudos anteriores, com intuito de caracterizar complementar a interpretação petrogenética dessas unidades, bem como sua relação com o Vulcano-plutonismo máfico-carbonatítico que ocorre associado;
- ✓ Comparar os resultados aqui obtidos com aqueles de sequências vulcânicas análogas que ocorrem nas regiões de São Félix do Xingu e Província Mineral do Tapajós.

1.5. MATERIAIS E MÉTODOS

1.5.1 Pesquisa bibliográfica

Para o desenvolvimento sistemático e coerente desta Dissertação, foi necessário leituras e análises de publicações referentes à geoquímica isotópica, desde surgimento a aplicação da mesma e, leituras direcionadas ao contexto geológico em que a área de estudo está inserida. Estas consultas foram realizadas, principalmente ao acervo das bibliotecas da UFPA e aos sistemas de buscas de dados do Portal de Periódicos da CAPES. O trabalho foi acompanhado de um extenso levantamento bibliográfico referente à área de trabalho. Serão lidos temas que compreendem tópicos sobre a geocronologia, geoquímica isotópica e geologia regional da região de Vila Mandi e o evento vulcano-plutônico Uatumã.

1.5.2 Amostragem

As campanhas de amostragem na área de estudo foram realizadas pelo coorientador deste trabalho e contou com o fornecimento de mapas geológicos, pontos de afloramento, amostras e descrições de furo de sondagem contidos no banco de dados da empresa *MbAC Fertilizer Corp.*, que também contou com a participação do seu Geólogo MsC. Bruno Lagler para acompanhamento nos afloramentos. Foram desenvolvidas duas etapas de campo na área de estudo entre 14 e 26 de outubro de 2014 e 05 a 13 de junho de 2016. Durante os trabalhos de campos foram descritos aproximadamente 130 pontos em seus aspectos litológicos, estruturais e estratigráficos, com a coleta sistemática de aproximadamente 70 amostras dos principais litotipos identificados.

1.5.3 Petrografia

A partir de análise mesoscópica das amostras selecionadas para este trabalho, foram confeccionadas 20 lâminas delgadas para análise em microscópico petrográfica de luz transmitida e refletida tipo *Zeiss axioplan*, no laboratório de geologia econômica da Universidade Federal do Pará. Essas amostras foram utilizadas no trabalho de dissertação da aluna Raquel Ferreira dos Santos, porém, neste trabalho foi feito um refinamento dessas descrições com o intuito de reconhecer e compreender as unidades geológicas presentes na área de estudo. Tanto as descrições petrográficas macroscópicas e microscópicas, tiveram como objetivos principais a descrição mineralógica e análises texturais (Mackenzie *et al.* 1982, Mcphie *et al.* 1993) buscando (I) o reconhecimento das fases minerais, suas relações de contato, formas e dimensões, presença de inclusões, intercrescimentos, estruturas, bem como suas relações de equilíbrio com outras fases presentes; (II) caracterização de paragêneses e, (III) identificação de cristais, fragmentos de cristais e fragmentos líticos de origem vulcanoclásticas dos principais litotipos estudados.

1.5.4 Isótopos radiogênicos

As análises isotópicas de Pb, Sr e Nd em rocha total foram realizadas no Laboratório de Geologia Isotópica (Pará-Iso) do IG-UFPA, utilizando os espectrômetros de massa de termionização TIMS (Finnigan MAT 262 e Triton Plus), seguindo a sua respectiva rotina implantada (Lafon *et al.* 1993, Bordalo *et al.* 2007, Oliveira *et al.* 2008, Oliveira 2016). Foram analisados litotipos vulcano-plutônicos representativos de todas as unidades mapeadas, com o objetivo de maior entendimento da gênese das rochas existentes na área de estudo.

O procedimento de dissolução das amostras para análise isotópica de Pb, Sr e Nd em rocha total segue a rotina implantada por Oliveira (2016). A abertura e dissolução de 300 mg

de amostra de rocha pulverizada é introduzida no cadinho de dissolução junto com 1 mL de solução traçadora $^{149}\text{Sm} - ^{150}\text{Nd}$. A primeira etapa de dissolução é realizada com 3mL de HF^{**} (48%), 1mL de HNO_3^{**} (bidestilado) concentrado e 1 mL de HCl^{**} concentrado e levado para o ultrassom por 15 minutos. Logo os cadinhos são introduzidos em bombas e levadas ao micro-ondas por 6 horas. Após esse tempo as bombas são retiradas do micro-ondas e os cadinhos são secos em chapa à 100°C .

Posteriormente as amostras são submetidas a uma segunda etapa de dissolução similar a primeira etapa. Após esta etapa, adicionar 5,0 mL de HCl^{**} 6N e deixar evaporar na chapa a 100°C . Em seguida, adicionar 3,0 mL de HCl^{**} 2N e deixar evaporar na chapa a 100°C . Em seguida são adicionados 1,5 mL de HCl^{**} 2N posteriormente centrifugados por 20 minutos. Uma alíquota de 500 mL desta solução é transferida para um cadinho limpo e levado a secar em chapa à 100°C . Novamente ocorre a dissolução utilizando 100 mL de HCl^{**} 2N para ser em seguida introduzida na coluna de separação. A separação química e purificação dos elementos Pb, Rb, Sr e Terras Raras segundo a metodologia implantado por Oliveira (2016) é a seguir mostrada num fluxograma:

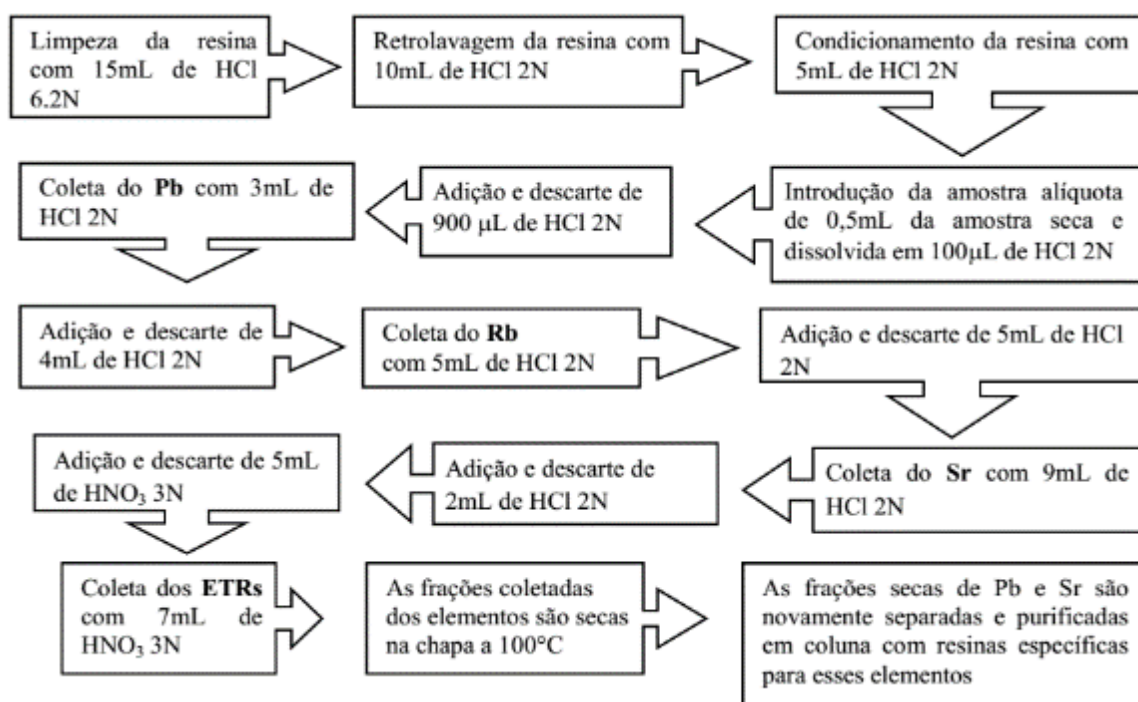


Figura 6 - Fluxograma ilustrando a preparação de amostras. Fonte: Oliveira (2016).

1.5.5 Separação química e purificação de Pb

A coluna de teflon é preenchida com resina de troca iônica *Biorad Dowex AG1x8*, 240 - 400 mesh. A resina passa por uma etapa de limpeza com a introdução de água ultrapura e HCl^{***} 6N (tridestilado) dez vezes alternadamente. Após esta etapa é realizado o condicionamento da resina com 0,5 mL de HBr^{****} 0,5N. 1mL da solução amostra é introduzido na coluna, seguido de 6 gotas de HBr^{****} 0,5N. Após esta etapa mais 0,5 mL de HBr^{****} 0,5N é adicionado. A coleta de Pb é efetuada com aproximadamente 1 mL de HCl^{***} 6N. A solução coletada em cadinho é deixada na chapa à 100°C, para posterior análise isotópica no espectrômetro de massa TIMS.

1.5.6 Separação química e purificação de Sr

A coluna de teflon é preenchida com resina de troca iônica Ln (50 – 100 μm , Eichrom®), a qual é limpa com a introdução de 1 mL de água ultrapura. Após esta etapa é realizado o condicionamento da resina com 500 μL de HNO_3^{**} 3,5N. O resíduo seco é dissolvido em 500 μL de HNO_3^{**} 3N, e 2mL de HNO_3^{**} 3,5N é adicionado e descartado. Após esta etapa é realizada a coleta do Sr adicionando 1mL de água ultrapura e finalmente a solução coletada em cadinho de teflon é deixada na chapa à 100°C, para posterior análise no espectrômetro de massa TIMS.

1.5.7 Separação química e purificação dos elementos Sm e Nd

A separação e purificação do Sm e Nd é realizada em colunas de teflon com 0,4 mm de diâmetro e 12,3cm de altura preenchida com resina Ln (50 – 100 μm , Eichrom), passando pela limpeza da resina com 2mL de HCl^{**} 6N e acondicionamento da mesma com 1,5 mL de HCl^{**} 0,2N. A introdução da amostra seca dos ETRs é dissolvida com 300 μL de HCl^{**} 0,2N, em seguida se adiciona e descarta 6mL de HCl^{**} 0,2N, para logo coletar o elemento Nd com 5 mL de HCl^{**} 0,2N. Após esta etapa adiciona-se e descarta-se 3 mL de HCl^{**} 0,2N e em seguida adiciona-se e descarta-se 5 mL de HCl^{**} 0,3N para logo em seguida coletar o elemento Sm com 5 mL de HCl^{**} 0,3N. Depois as frações coletadas de Nd e Sm são evaporadas na chapa a 100°C, posterior análise no espectrômetro de massa.

Durante o período das análises isotópicas os padrões de Nd, Sr e Pb forneceram os seguintes valores: $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \pm 2\sigma$ (LaJolla: $0,511854 \pm 0,000010$, n=6; Nd-UFGA: $0,511749 \pm 0,000018$, n=4), $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \pm 2\sigma$ (NBS-987: $0,710257 \pm 0,000025$, n=7) e $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} \pm 2\sigma$ (NBS-982: $0,467551 \pm 0,000022$, n=6).

CAPÍTULO 2 REVISÃO CONCEITUAL

2.1 VULCANISMO

O vulcanismo trata de um conjunto de processos que ocasionam a ascensão de material magmático para a superfície da terra. Esses processos geram, por sua vez, terrenos vulcânicos de litologias distintas ocasionadas a partir de manifestações efusivas e explosivas. Sabe-se que esses dois tipos de erupção (efusiva e explosiva) são condicionadas, principalmente, pela viscosidade do magma associado a outros fatores físicos e químicos, como temperatura, pressão litostática, composição do magma, teor e tipo de voláteis, velocidade de ascensão e permeabilidade do magma e das paredes do conduto. Esses fatores além de controlarem o tipo de erupção, são responsáveis pelo grau de explosividade da atividade vulcânica (Polo *et al.* 2014).

McPhie *et al.* (1993) designam as lavas coerentes e partículas piroclásticas como sendo os produtos principais de erupções vulcânicas, sendo os estilos de erupção de importância primordial na origem das texturas de depósitos vulcânicos. Hall (1996) afirma que a viscosidade e o conteúdo de voláteis de um magma são as mais importantes e que exercem maior influência na morfologia e tipo de depósitos vulcânicos, dentre as variáveis existentes.

2.1.1 Erupção efusiva

a) Fluxo de Lava ou Derrames

A efusão de fluxo de lava ou derrames corresponde a principal forma de manifestação vulcânica na superfície da terra (Polo *et al.* 2014). Hall (1996) dividiu os depósitos de fluxo de lavas (*lava flows*) em três classes: lavas *Pahoehoe*, lavas Aa e lavas em bloco. A diferença entre as três classes está principalmente relacionada à viscosidade dos magmas e consequentemente à sua composição e temperatura.

As lavas *Pahoehoe* movimentam-se lentamente em decorrência de sua alta viscosidade e consequentemente, maior resistência ao fluxo, ocasionando assim superfícies onduladas e lobadas, com aspecto de “corda”. As lavas Aa são caracterizadas por apresentarem superfície áspera e fragmentadas de maneira irregular, sendo que as lavas em bloco também apresentam superfície de derrame fragmentada, porém são constituídas por blocos poliédricos com superfícies lisas (Hall 1996).

Lavas do tipo *rubbly* corresponde a uma variedade de transição de *pahoehoe* para lavas do tipo Aa. Estas lavas possuem uma espessura e extensões maiores que os lobos de uma *pahoehoe* comum, apresenta núcleo maciço, envolto por lava mais vesicular e coberto por topo

de auto brecha. Os fragmentos de auto brecha são vesiculares oxidados, com dimensões irregulares (Polo *et al.* 2014).

2 *Lavas Domos*

São morros gerados pela extrusão de uma lava com alta viscosidade, geralmente associada ao auto teor de sílica. Devido à viscosidade elevada e às altas taxas de efusão, essas lavas alcançam espessuras de <50 a >500 m, com médias em torno de 100 m (Cas & Wright 1987).

3 *Depósitos Autoclásticos*

Esses depósitos são produtos de fragmentação não explosiva durante o fluxo de lava que, devido o resfriamento, torna-se mais viscosa, favorecendo assim a fragmentação do material. Esses depósitos são formados, geralmente, nas superfícies externas do derrame e geram camadas de blocos e placas rígidas (McPhie *et al.* 1993).

2.1.2 **Erupção Explosiva**

As erupções explosivas geram uma quantidade significativa de fluxo piroclástico além de gases, poeiras e partículas, que são lançados na superfície durante as explosões. O principal mecanismo para ocorrência dessas erupções é o desprendimento de voláteis que ocorre durante a ascensão do magma pela diminuição pressão. À medida que o magma ascende e se aproxima da superfície, a pressão diminui gradativamente provocando por sua vez rápida exsolução das partículas de gás dissolvido, gerando expansão no volume e vesiculação no magma. Essa vesiculação do magma é mais rápida na superfície, podendo gerar erupções compostas por altas plumas com extrusões de fluxo piroclástico, bem como nuvens com pequenas gotículas de magma e gás (Lagler 2011). Outros fatores podem estar associados a esses mecanismos, como: viscosidade do magma, temperatura, pressão interna na câmara magmática, geometria do conduto, mistura de magmas, contato com água externa (Scandone 1996).

Os depósitos de fluxo piroclástico são os principais produtos da erupção explosiva, cuja classificação desses depósitos é bem variada. Fisher & Schimincke (1984) consideram a classificação desses depósitos de acordo com a gênese de seus fragmentos (juvenis, cognatos e acidentais). Outros autores também destacam a importância dos mecanismos de transporte e deposição desses fragmentos como sendo os fatores principais para a classificação desses depósitos. Os depósitos piroclásticos são divididos em três classes:

- **Depósitos piroclásticos primários:** fragmentos gerados diretamente pela atividade vulcânica, que não sofreram transporte ou retrabalhamento significativos por processos sedimentares;
- **Depósitos vulcanoclásticos ressedimentados:** fragmentos gerados diretamente pela atividade vulcânica, que sofreram retrabalhamento e foram ressedimentados;
- **Depósitos sedimentares vulcanogênicos:** composto por fragmentos gerados pelo intemperismo e erosão de rochas piroclásticas pré-existentes.

Para McPhie *et al.* (1993) cada uma das classes supracitadas possui subdivisões que levam em consideração o tipo de transporte dos materiais. Segundo o autor, os depósitos piroclásticos primários são subdivididos em (Figura 7):

- **Depósitos de fluxo piroclástico:** esses depósitos são formados por correntes de partículas densas quentes e gases produzidas durante atividades vulcânicas. São mal selecionados, maciços principalmente, mas podem, por vezes apresentar acamamento ou imbricamento das partículas orientadas as quais podem se apresentar soldadas ou não. São compostos principalmente por cristais, fragmentos de cristais, *glass shards*, fragmentos líticos, cinza e púmice.
- **Depósitos piroclásticos de queda:** formados por fragmentos piroclásticos (cristais, líticos e vítreos) que são introduzidos na atmosfera por meio de erupções explosivas e são transportados por suspensão. É comum a presença de acamamentos nesses depósitos e, às vezes, observa-se granulodecrescência ao se afastar do vulcão.
- **Depósitos piroclásticos do tipo “surge”:** rochas formadas por fragmentos bem selecionados, granulação mais fina quando comparado com os depósitos de fluxo piroclástico, com desenvolvimento de estratificação plano paralela cruzada e marcas de ondas.

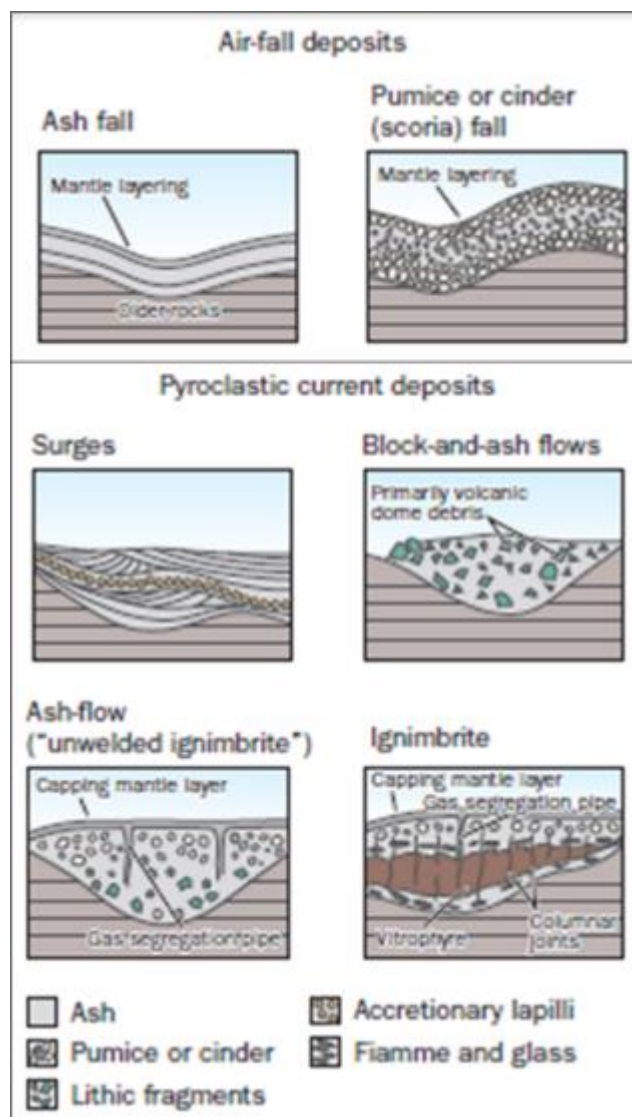


Figura 7 - Características diagnósticas de depósitos piroclásticos. Fonte: McPhie *et al.* (1993).

2.2 GEOQUÍMICA ISOTÓPICA

Freqüentemente os processos de geração de magma são provenientes de processos evolutivos complexos, os quais envolvem mais de uma fonte participante. Em busca do reconhecimento, e possível individualização, faz-se necessário o desenvolvimento de metodologias que facilitem a compreensão dos processos formadores de magmas. A geoquímica isotópica consiste em metodologias que buscam elucidar tais processos, baseando-se na determinação de razões isotópicas entre elementos radioativos e radiogênicos tais como os sistemas Rb-Sr, Re-Os, U-Pb, Th-Pb, Lu-Hf, Sm-Nd, etc. (Dickin 2005). É importante salientar que, cada método tem diferentes aplicações e valores interpretativos, recomendando-se a aplicação de diferentes métodos para amostra estudada objetivando-se uma maior compreensão da evolução da área a partir de abordagens isotópicas distintas.

2.2.1 Princípios básicos da geocronologia e geoquímica de isótopos radiogênicos

A geocronologia e geoquímica de isótopos radiogênicos é baseada no uso de radioisótopos e sua eventual decomposição ao longo de um espaço de tempo. Para isótopos radiogênicos esse tempo é medido em termos de meia-vida ($T_{1/2}$), que corresponde ao tempo que leva para uma determinada quantidade de um elemento radioativo decair para metade de sua quantidade original. Neste caso ao longo da meia-vida de um elemento radiogênico, seu núcleo passa por transformações ocasionando na emissão de energia e partículas, resultando em mudanças no número atômico e/ou no número de massa do elemento.

Visto isso o núcleo de um átomo de um elemento radioativo (pai) se transforma em um nuclídeo radiogênico (filho), esta transformação pode ocorrer por meio da emissão de partículas alfa, beta, pósitrons, radiação gama (γ), ou por meio da captura de elétrons (e^-). A quantidade de nuclídeos radiogênicos (D) e de nuclídeos radioativos remanescentes (N) podem ser medidas, assim como o valor da constante de decaimento (λ) pode ser estimado com boa exatidão.

O decaimento de elementos radioativos dá origem a elementos radiogênicos no decorrer do tempo geológico e a partir de uma determinada constante de decaimento fixa, assim pode-se determinar a quantidade total de átomos filhos de uma determinada rocha ou mineral, pela seguinte equação (Dickin 2005):

$$D = D_0 + N (e^{\lambda t} - 1) \quad (1)$$

Onde D é o total de isótopos filhos, D_0 é o número inicial de isótopos filhos, N é o número atual de isótopos pais e t corresponde ao tempo de meia-vida para um determinado elemento.

2.2.2 Geoquímica Isotópica do Pb

O chumbo pertence à família IVA da tabela periódica, possui número atômico igual a 82 e raio iônico de 1.19 Å. Este elemento tem quatro isótopos naturais; ^{208}Pb , ^{207}Pb , ^{206}Pb e ^{204}Pb . Os três primeiros são produtos da desintegração do ^{232}Th , ^{235}U e ^{238}U , respectivamente. Já o ^{204}Pb não é radiogênico por isso é considerado como isótopo estável de referência (Berglund & Wieser 2011).

A composição isotópica de Pb nos diferentes tipos de rochas é um registro dos ambientes químicos onde o Pb residiu (Faure 1986). Alguns modelos para evolução isotópica de Pb no interior da terra foram desenvolvidos no decorrer do tempo, dentre eles estão o modelo

de estágio único (Holmes-Houtermans & Faure 1986), modelo de estágio duplo (Stacey & Kramers 1975) e modelo de plumotectônica (Zartman & Doe 1981).

Os primeiros modelos de evolução isotópica do Pb nos diversos reservatórios foram desenvolvidos utilizando dados provenientes de cristais de galena. Segundo estes modelos, a evolução isotópica de Pb teria ocorrido em um único estágio, desde a formação da terra (Babinski 1993).

Segundo o modelo de evolução em estágio simples de Holmes-Houtermans (Faure 1986), o Pb radiogênico presente em determinada rocha ou mineral, seria produzido pelo decaimento do U e Th, considerando a terra como um sistema fechado para U, Th e Pb. Os isótopos de U, Th e Pb seriam uniformemente distribuídos, sendo que a composição do Pb primordial era a mesma em qualquer porção. Sendo assim, o Pb resultante seria igual ao Pb inicial + Pb radiogênico.

O modelo de estágio duplo proposto por Stacey & Kramers (1975), considera, basicamente que a evolução do Pb primordial, medidos em meteoritos, se deu a partir da origem da terra, em 4,57 Ga até 3,0 Ga em um reservatório uniforme com razões $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ (m) e $^{232}\text{Th}/^{204}\text{Pb}$ (w) de 7,192 e 32,208 respectivamente (1º estágio). No tempo 3,70 Ga os valores de “m” e “w” foram alterados por diferenciação geoquímica para 9,735 e 36,837, respectivamente, posteriormente, o reservatório permaneceu inalterado até o presente (2º estágio). A composição isotópica do Pb no 2º estágio foi medida em sedimentos e rochas vulcânicas.

O modelo denominado de plumotectônica foi desenvolvido por Doe & Zartman (1979). Este modelo mostra que a variação do Pb inicial está relacionada à configuração tectônica. Segundo este modelo, os três reservatórios (crosta continental superior, crosta continental inferior e manto superior), podem ser caracterizados de acordo com as concentrações de U, Th e Pb. Esses elementos estão concentrados na crosta superior, sendo o U e Th mais enriquecido em relação ao Pb, de modo que o Pb radiogênico evolua na crosta superior, no decorrer do tempo geológico. A crosta inferior é embobrecida em Th e U e consequentemente, evolui em Pb não radiogênico. O manto tem concentrações mais baixas de U, Th e Pb em comparação a crosta continental, porém, as razões de U/Pb e Th/Pb se situam entre os dois reservatórios crustais e, portanto, o Pb evolui de maneira intermediária. Considera-se ainda um quarto reservatório, proveniente da mistura de Pb dos três reservatórios descritos acima.

Nos trabalhos de Doe & Zartman (1979) e Zartman & Haines (1988), foram planejados, para o modelo de plumbotectônica, curvas que mostrassem a evolução isotópica de Pb nos quatros reservatórios com relação ao tempo (Figura 8).

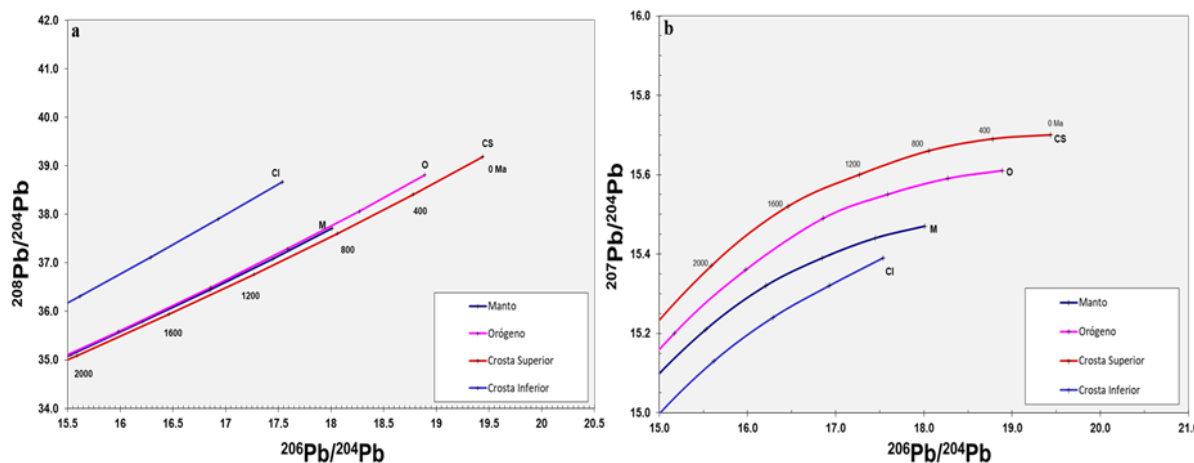


Figura 8 - Curvas de evolução dos isótopos de Pb (a) $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e (b) $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ para a crosta inferior, crosta superior, manto e orógeno segundo a versão plumbotectônica de Zartman & Haines (1988).

2.2.3 Geoquímica isotópica do Sr

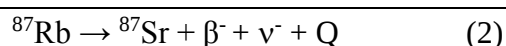
Assim como no sistema Sm-Nd, ambos os elementos Rb e o Sr ocorrem como elementos traços nos minerais formadores de rochas. O rubídio (Rb) é um metal alcalino de número atômico 37, pertencente ao grupo IA. Os metais alcalinos se caracterizam por serem extremamente móveis e por formarem cátions com valência +1. O Rb^+ apresenta raio iônico igual a 1,48 Å, similar ao do K^+ (1,33Å), permitindo a entrada do Rb em minerais ricos em K como micas e feldspatos alcalinos. No entanto o Rb possui comportamento incompatível, impossibilitando a formação de minerais exclusivos deste elemento, sendo assim encontrado preferencialmente como elemento traço em minerais que contém K (Faure & Mensing 2005, White & Saunders 2005). O Rb possui dois isótopos naturais, sendo um estável (^{85}Rb) e outro radioativo (^{87}Rb), as abundâncias desses elementos são respectivamente 72,17% e 27,83% (Berglund & Wieser 2011).

O estrôncio (Sr) pertence ao grupo IIA correspondendo aos metais alcalinos terrosos, sendo assim agrupado com o magnésio (Mg) e o cálcio (Ca), elementos importantes na formação de minerais. Possuem raio iônico igual a 1,13Å, ligeiramente superior ao do Ca (0,99), possibilitando a substituição do Ca por Sr em minerais formadores de rocha como plagioclásio, apatita, carbonatos, piroxênios e titanita. No entanto, essa substituição não ocorre de maneira efetiva, uma vez que o Sr prefere os sítios cristalográficos de coordenação 8,

enquanto o Ca pode estar presente tanto nos sítios de coordenação 6 quanto no 8. Devido a razão carga/raio, o estrôncio pode ser capturado pela estrutura dos feldspatos potássicos no lugar do K^+ ou formar minerais próprios como celestita ($SrCO_4$), e estroncianita ($SrCO_3$) (Faure & Mensing 2005).

O Sr possui quatro isótopos naturais: ^{84}Sr , ^{86}Sr , ^{87}Sr , e ^{88}Sr , todos estáveis e com abundâncias isotópicas médias de 82,53%, 7,04%, 9,87% e 0,56%, respectivamente (Berglund & Wieser 2011). O ^{87}Sr é produto do decaimento do ^{87}Rb . O decaimento do ^{87}Rb ocorre através da emissão de uma partícula β^- , um nêutron do núcleo transforma-se em um próton emitindo uma partícula β^- e um antineutrino ($\bar{\nu}$). Isto leva a formação de um núcleo constituído por 38 prótons e 49 nêutrons, correspondente ao ^{87}Sr (Faure & Mensing 2005). Rochas que apresentam altas razões Rb/Sr são consequentemente ricas em ^{87}Sr , ao passo que rochas com baixos valores de Rb/Sr, serão pobres em ^{87}Sr . Podendo assim concluir que a taxa de crescimento de ^{87}Sr e da razão $^{87}Sr/^{86}Sr$ dependem diretamente da concentração de Rb e da razão Rb/Sr.

Por ser um elemento incompatível, o Rb é progressivamente enriquecido no líquido durante a cristalização fracionada, enquanto o Sr é compatível com fases cálcicas, ou seja, é removido do líquido durante a cristalização fracionada. Já para a fusão parcial, devido a diferentes coeficientes entre ambos os elementos, o Rb tende a se enriquecer no magma em relação ao Sr, resultando em uma razão Rb/Sr maior no líquido gerado do que no sólido residual, o decaimento radioativo do ^{87}Rb para ^{87}Sr é descrito pela equação (Faure & Mensing 2005):



Onde $\bar{\nu}$ corresponde ao antineutrino e Q é a energia liberada durante o decaimento. O ^{87}Rb possui meia vida de $4,88 \times 10^{11}$ anos e uma constante de decaimento de $1,42 \times 10^{-11} \text{ y}^{-1}$. Logo, ao substituirmos na equação 1, os símbolos correspondentes ao sistema Rb-Sr, no qual o ^{87}Rb é o isótopo radioativo (pai) e ^{87}Sr é o isótopo radiogênico (filho), temos a seguinte equação:

$$^{87}Sr/^{86}Sr = (^{87}Sr/^{86}Sr)_i + ^{87}Rb/^{86}Sr * (e^{\lambda t} - 1) \quad (3)$$

Onde $^{87}Sr/^{86}Sr$ corresponde a razão atual; $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ é a razão no tempo de formação da amostra; $^{87}Rb/^{86}Sr$ é a razão atual destes isótopos; λ é a constante de decaimento do ^{87}Rb e t é o tempo decorrido desde a última cristalização ou homogeneização isotópica da amostra (Faure & Mensing 2005, Dickin 2005). Logo, se a razão inicial $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ for conhecida, é possível calcular o tempo t, porém, para que isso aconteça é necessário que:

- O valor da constante de decaimento do Rb seja precisamente conhecido.

- O sistema isotópico tenha permanecido fechado após a cristalização da rocha ou mineral.
- As rochas devem ser cogenéticas; ter mesma idade e mesma razão inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$.

Quando a razão inicial não é conhecida ou não pode ser estimada, tem-se duas incógnitas ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e t) a serem determinadas. Sabe-se que a equação para determinar a idade em amostra é uma equação da reta, com isso, basta que se plote $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ no eixo das coordenadas e $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ no eixo das abscissas, podemos determinar as duas incógnitas (Figura 9; Faure 1986).

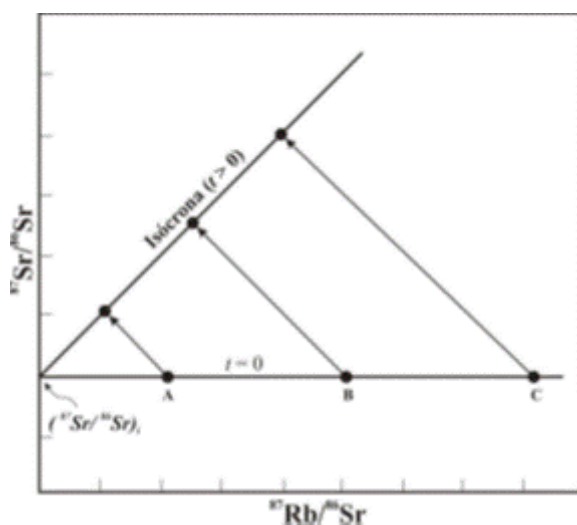


Figura 9 - Diagrama da isócrona Rb-Sr. Fonte: Faure (1986).

Para que o método da isócrona seja eficiente, é necessária uma ampla variação entre as razões Rb/Sr das amostras estudadas, por isso esse método é mais indicado para rochas ígneas de composição ácidas a intermediárias (Faure & Mensing 2005, Dickin 2005).

Dois fatores são imprescindíveis na variação dos valores da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$; o decaimento do ^{87}Rb para ^{87}Sr e a razão Rb/Sr do sistema, que varia de acordo com o comportamento geoquímico desses elementos. A composição isotópica do magma e de rochas cristalizadas a partir deste é igual a composição isotópica da área fonte, uma vez que se considera, que os isótopos de Sr não passam por fracionamento significativo durante os processos de cristalização ou fusão parcial em equilíbrio. Com isso, é possível utilizar a razão inicial das rochas ou minerais para identificar a fonte de diversos tipos de magma (Faure 1986, White & Saunders 2005, Allègre 2008).

Devido ao fracionamento do Rb e Sr durante a fusão parcial e a subsequente extração do magma, é formado um reservatório com baixa razão Rb/Sr, ao passo que a crosta apresenta alta razão Rb/Sr em comparação ao reservatório homogêneo inicial (Figura 10). Em virtude disto, espera-se que os magmas gerados por anatexia apresentem, em geral, altas razões de

Rb/Sr e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, enquanto os magmas formados pela fusão parcial do manto empobrecido, terão em geral baixas razões de Rb/Sr e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (White & Saunders 2005, Faure & Mensing 2005, Allègre 2008).

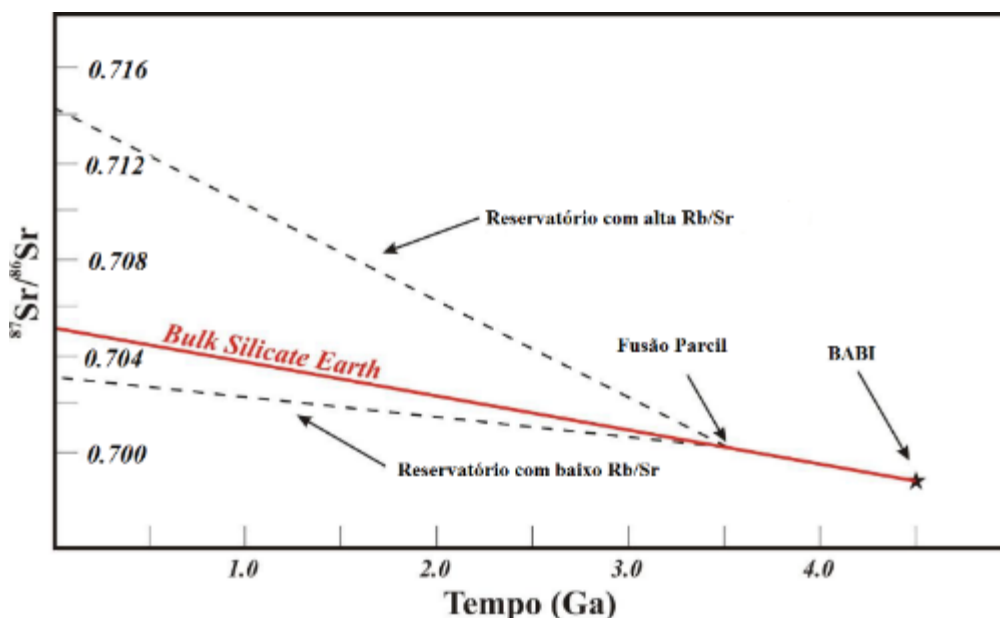


Figura 10 - Evolução isotópica do Sr na Terra. BABI (Basaltic Achondrite Best Initial) representa o valor inicial de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ do manto homogêneo. A linha em vermelho indica a evolução hipotética do reservatório indiferenciado (BABI) até o presente. Fonte: Faure & Mensing (2005).

Vale ressaltar que as variações de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, além de apontarem para uma fonte enriquecida ou empobrecida em ^{87}Sr , também podem indicar eventos de mistura de magmas assim como processos contaminação por meio da assimilação de rochas encaixantes (Faure & Mensing 2005, Allègre 2008).

Com o intuito de demonstrar a variação de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ em relação a um valor de referência e facilitar a visualização desta razão em um diagrama condrítico, Papanastassiou & Wasserburg (1969) introduziram a notação “ ϵ ”. As notações ϵ_{Sr} têm valores positivos e negativos, sendo que os valores positivos indicam enriquecimento em ^{87}Sr radiogênico em relação ao BSE (*Bulk Silicate Earth*), já os valores negativos indicam o empobrecimento desses isótopos em relação ao BSE (White & Saunders 2005, Faure & Mensing 2005).

2.2.4 Geoquímica isotópica do Nd

Os elementos Sm e Nd pertencem ao grupo dos elementos terras raras (ETR), também denominado de lantanídeos. Os ETR são subdivididos em elementos terras raras leves (ETRL): La, Ce, Pr, Nd, Pm, Sm, Eu, Gd e Tb e pesados (ETRP): Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu. Os ETR

ocorrem como elementos traços em vários silicatos, fosfatos e carbonatos formadores de rochas (Faure & Mensing 2005). Formando íons de valência e raios iônicos bem similares (0,96 e 0,99 Å), caracterizando uma grande semelhança química entre si.

Os ETRs, principalmente os ETRLs estão presentes em grandes concentrações em alguns minerais, como bastnaesita (CeFCO_3), monazita (CePO_4) e cerita ($((\text{Ca},\text{Mg})_2(\text{Ce})_8(\text{SiO}_4)_7 \cdot 3\text{H}_2\text{O})$) (Faure & Mensing 2005).

Os elementos Sm e Nd possuem, respectivamente, número atômico 62 e 60, ambos possuem raio iônico e carga relativamente alta, o que é comum nos ETRs, todavia, essa característica faz com que esses elementos sejam incompatíveis com a estrutura de alguns minerais, portanto, o Nd, que apresenta raio iônico maior que o Sm, tende a ser ligeiramente mais incompatível. A concentração de ambos em silicatos cresce na medida que a cristalização do magma evolui, tendo nas rochas ígneas concentração proporcional ao grau de diferenciação magmática (Faure & Mensing 2005).

O Sm possui sete isótopos naturais, sendo quatro estáveis; ^{144}Sm , ^{150}Sm , ^{152}Sm e ^{154}Sm e três radiogênicos: ^{147}Sm , ^{148}Sm e ^{159}Sm . Já o Nd apresenta cinco isótopos estáveis; ^{142}Nd , ^{143}Nd , ^{145}Nd , ^{146}Nd e ^{148}Nd , e dois radiogênicos; ^{144}Nd e ^{150}Nd . O isótopo ^{147}Sm decai para ^{143}Nd pelo processo de decaimento alfa, com meia vida de 106 Ga e constante de decaimento de $6,54 \times 10^{-12} \text{ y}^{-1}$. O decaimento do isótopo ^{147}Sm para ^{143}Nd provoca mudanças na abundância de ^{143}Nd em relação a outros isótopos de Nd. Estas mudanças podem ser medidas com a utilização do espectrômetro de massa e a partir dos dados obtidos pode-se calcular os diversos parâmetros utilizados para determinar a assinatura isotópica da rocha, objetivando-se obter informações acerca da natureza do reservatório que a originou (DePaolo 1988).

Devido a maior incompatibilidade do Nd em relação ao Sm, ocorrem modificações significativas na razão $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ em episódios de cristalização fracionada ou de fusão parcial, no último caso o resíduo da fusão ficará empobrecido em Nd em relação à rocha original resultando no aumento da razão Sm/Nd, ao passo que a fase líquida gerada no processo será enriquecida em Nd, e apresentará razão Sm/Nd menor que a do resíduo da fusão e da rocha fonte (Dickin 2005).

Como o comportamento geoquímico de Sm e Nd são similares, as modificações posteriores na razão Sm/Nd também serão pequenas, quaisquer que sejam os processos envolvidos pelo sistema a que pertencem. Por esse fato, não há fases minerais, na natureza, em que haja predominância em abundância do isótopo radioativo Sm, para permitir datações geocronológicas precisas e eficientes (Dickin 2005).

A determinação das idades pelo método Sm-Nd normalmente é feita através de idades modelo ou então, através de diagramas isocrônicos, quando são disponíveis materiais cogenéticos das rochas a serem datadas, no último caso, o significado geológico das idades isocrônicas é similar aos sistemas Rb-Sr e Pb-Pb (Faure & Mensing 2005).

De acordo com Faure & Mensing (2005), a equação utilizada para determinação da idade pelo método Sm-Nd é:

$$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i + ^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} \times (e^{\lambda t} - 1) \quad (4)$$

A razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ é obtida através da espectrometria de massa, ao passo que a razão $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i$ é calculada, a razão $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ é obtida por diluição isotópica e λ corresponde a constante de desintegração do Sm ($6,54 \times 10^{-12} \text{ y}^{-1}$). Em seguida os resultados são mostrados em um diagrama isocrônico, sendo $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ plotados no eixo das ordenadas e $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ plotados no eixo das abscissas. $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i$ é o ponto de interseção entre a reta e o eixo da ordenada e $(e^{\lambda t} - 1)$ corresponde a inclinação da reta. Os dados obtidos correspondem ao último evento de homogeneização do sistema isotópico em questão.

As idades modelos se baseiam em dois modelos de evolução isotópica do Nd para o manto superior, como é ilustrado na figura 11 modificada de DePaolo (1981).

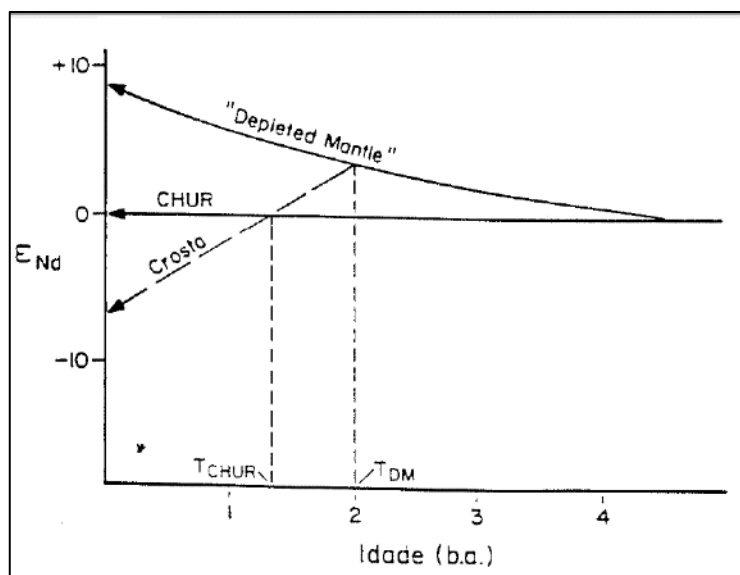


Figura 11 - Evolução isotópica do Nd no tempo geológico. Fonte: DePaolo (1981).

O modelo CHUR (*Chondritic Uniform Reservoir*) admite que o Nd presente no manto foi envolvido em um reservatório uniforme, onde não sofreu fracionamento significativo, cuja

razão Sm/Nd é igual à de meteoritos condríticos. A razão atual $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ do CHUR é de 0,512638 e a razão $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ é de 0,1967 (Faure & Mensing 2005, Rollinson 1993).

O modelo DM (Manto Empobrecido – Depleted Mantle) considera que ao longo do tempo geológico houve um contínuo empobrecimento de Nd no manto superior, resultando no aumento da razão Sm/Nd para valores mais elevados dos que estão presentes no CHUR. DePaolo (1981) assume uma modelagem para o DM na qual o manto é fracionado por meio da extração de magma basáltico, resultando no enriquecimento de Sm residual em comparação ao Nd.

O parâmetro ϵ_{Nd} corresponde a um valor numérico utilizado para comparar as razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ da rocha que está sendo analisada com o CHUR. Quando os valores são iguais a zero, indica que a composição da rocha analisada é similar ao do CHUR; se forem acima de zero (positivos), indicam que são provenientes de material juvenil derivado do manto empobrecido; valores abaixo de zero (negativos), indicam rochas derivadas de assimilações e fusão de rochas crustais (DePaolo & Wasserburg 1976).

CAPÍTULO 3 MAGMATISMO PALEOPROTEROZOICO NO CRÁTON AMAZÔNICO

Ao longo do rio Uatumã foram observadas rochas vulcânicas, as quais foram posteriormente agrupadas como Série Uatumã por Oliveira & Leonardos (1943). A definição de sequência Vulcano-plutônica de composição ácida a intermediária, com intercalações locais de litotipos sedimentares só foi possível com os estudos de Montalvão *et al.* (1975). Mais adiante, Pessoa *et al.* (1977) denominaram de Grupo Uatumã somente as rochas vulcânicas piroclásticas e as rochas intrusivas, eliminando a cobertura sedimentar. As idades e geocronômetros obtidos para as formações pertencentes ao Supergrupo Uatumã são exibidas na tabela 1.

Durante o Paleoproterozoico, o Cráton Amazônico foi palco de um intenso magmatismo, representado por manifestações vulcânicas de caráter efusivo e explosivo, com composições intermediárias a ácidas, recobrando aproximadamente 1.500.000 Km² (Figura 12). Devido à grande área de exposição deste evento vulcano-plutônico, sua denominação varia regionalmente, de acordo com sua área de ocorrência. No entanto, todo este evento vulcano-plutônico paleoproterozoico é agrupado de forma simplificada no Supergrupo Uatumã (Santos *et al.* 1975).

Na região de São Felix do Xingu (PA), no âmbito do Domínio Iriri-Xingu, os produtos desta atividade vulcano-plutônica paleoproterozoica pertencem ao Grupo Uatumã sendo composto por rochas de composição predominantemente intermediária, composta por diques e andesitos reunidos na Formação Sobreiro (Juliani & Fernandes 2010, Macambira & Vale 1997). Por meio do método de geocronologia U-Pb em cristais de zircão provenientes de dacitos desta unidade foi obtida idade de 1880 ± 6 Ma para a unidade (Pinho *et al.* 2006). Também compondo o magmatismo paleoproterozoico na região, estão inclusos os litotipos mais félsicos pertencentes a Formação Santa Rosa, a qual é composta predominantemente por álcali-riolitos e subordinados riolitos e riodacitos (Juliani & Fernandes 2010). Fernandes *et al.* (2011) dataram riolitos desta unidade pelo método Pb-Pb em zircão e obtiveram idade 1879 ± 2 Ma.

Na região da Província Mineral do Tapajós o evento magmático Uatumã compreende ignimbritos e riolitos do tipo A, pertencentes a Formação Moraes Almeida (cerca de 1,88 Ga), grandes diques félsicos com orientações NW-SE e NE-SW, e granitos do tipo A, agrupados como a Suíte Intrusiva Maloquinha, com idade de cerca de 1,87 Ga, nas regiões do Tapajós e Xingu. Os granitos do tipo A pertencentes a Suíte Intrusiva Maloquinha são relativamente comuns, mas alguns corpos de riolitos e granitos de caráter cálcio-alcálico, intensamente

metassomatizados por potássio e de acomodação rasa, também têm sido às vezes erroneamente incluídos nesta suíte. Unidades fluviais e marinhas paleoproterozoicas e várias intrusões máficas com idades que variam do paleoproterozoico ao neoproterozoico também ocorrem na região (Juliani *et al.* 2021)

Na região do Pitinga, norte do estado do Amazonas, o Supergrupo Uatumã é representado pelo Grupo Iricoumé, formado por rochas efusivas e piroclásticas de composições ácidas a intermediárias. Santos (2003) obteve a idade Rb-Sr de 1960 Ma sugerindo o comportamento aberto do sistema Rb-Sr. Contudo, trabalhos mais recentes indicam idades mais jovens de 1896 ± 7 Ma para análises de U-Pb em zircão desta unidade (Costi *et al.* 2000). No estado de Roraima, o Supergrupo Uatumã é representado por meio do Grupo Surumu (Montalvão *et al.* 1975), formado por rochas vulcânicas de composição dacítica, com subordinados andesitos, riolitos e riolacitos. Santos (2003) obtiveram idades U-Pb em zircão de 1966 ± 9 Ma e 1984 ± 8 Ma em andesitos desta unidade.

Nas proximidades de Vila Mandi, região de Santana do Araguaia, porção sul do Cráton Amazônico e enfoque deste trabalho, o Supergrupo Uatumã é caracterizado pelas formações Cinco Estrelas e Vila Mandi, ambas as formações constituindo sequências vulcano-plutônicas predominantemente félsicas, com tipos intermediários subordinados e fácies vulcanoclásticas associadas, as quais são correlacionáveis a sequências de outras porções do Cráton Amazônico (Santos 2017).

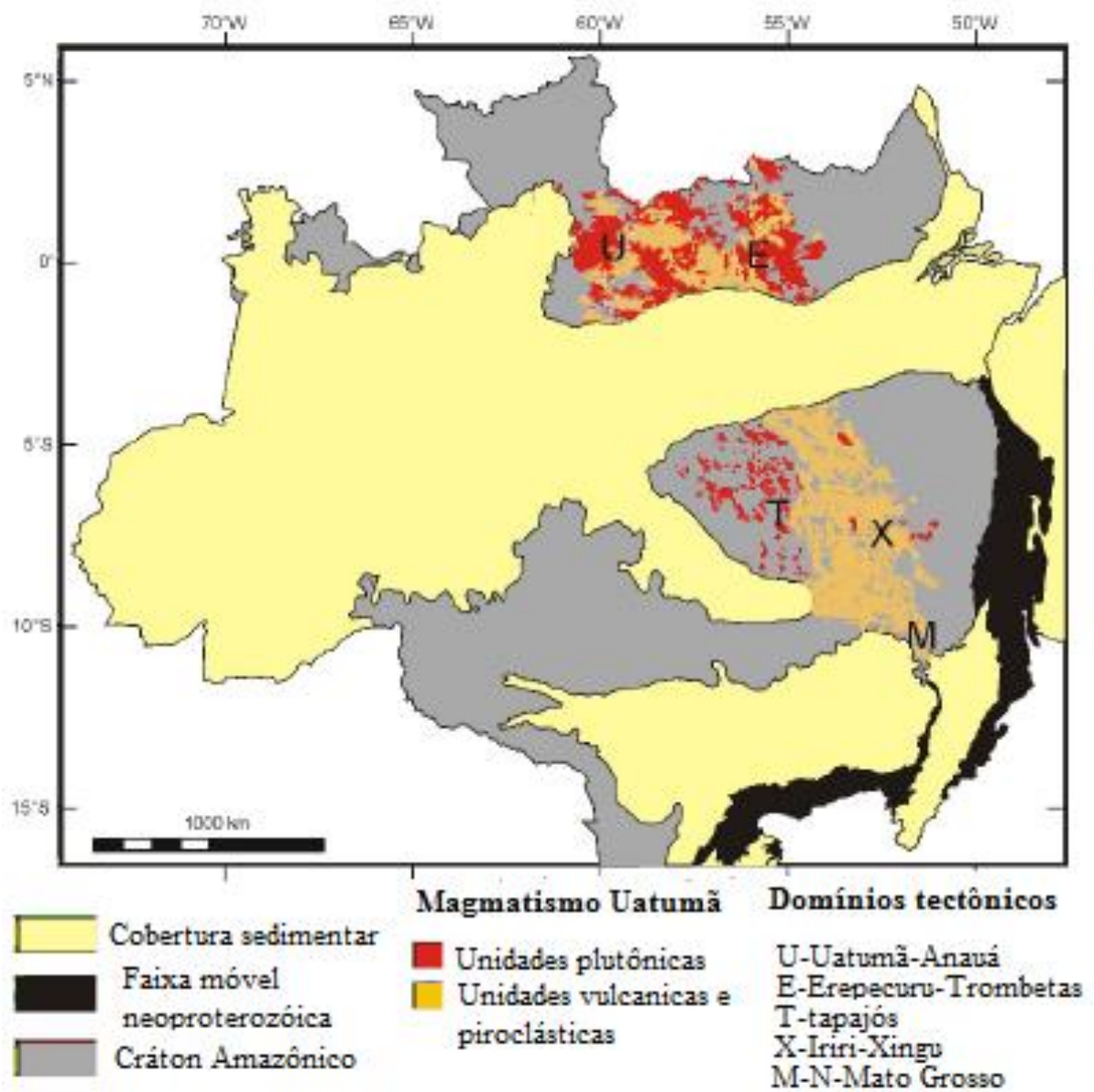


Figura 12 - Mapa geológico esquemático de distribuição do magmatismo Uatumã no norte do Brasil, modificado de Klein *et al.* (2012).

Tabela 1 - Dados geocronológicos de rochas vulcânicas e correlatas do Cráton Amazônico referentes a região de São Félix do Xingú, Tapajós, Roraima e Pitinga. Fontes: 1 – Vasquez *et al.* (1999), 2 – Costi *et al.* (2000), 3 – Lamarão *et al.* (2002), 4 – Texeira *et al.* (2002), 5 – Santos (2003), 6 – Pinho *et al.* (2006), 7 - Ferron *et al.* (2006), 8 – Fernandes *et al.* (2011), 9 – Barreto *et al.* (2013), 10 – Santos *et al.* (2017).

Unidades estratigráficas	Litologia	Método	Material analisado	Idade (Ma)	Ref.	
São Félix do Xingu						
Formação Sobreiro	Dacito	U-Pb	Zircão	1880 ± 6	6	
Formação Santa Rosa	Riolito	Pb-Pb	Zircão	1879 ± 2	8	
Tapajós						
Formação Moraes de Almeida	Riolito	Pb-Pb	Zircão	1890 ± 6	3	
	Ignimbrito	Pb-Pb	Zircão	1875 ± 4	3	
	Traquito	Pb-Pb	Zircão	1881 ± 4	3	
Formação Vila Riozinho	Riolito	Pb-Pb	Zircão	1898 ± 3	3	
	Grupo Iriri	Riolito	Pb-Pb	Zircão	1888 ± 2	1
		Riolito	Pb-Pb	Zircão	1875 ± 3	4
Suíte Intrusiva Maloquinha	Pórfiro	Pb-Pb	Zircão	1880 ± 9	3	
	Granitoide	Pb-Pb	Zircão	1881 ± 9	3	
	Granitóide	Pb-Pb	Zircão	1881 ± 9	3	
Pitinga						
Grupo Iricoumé	Riolito	Rb-Sr	RT	1960	5	
	Riolito	U-Pb	Zircão	1896 ± 7	2	
	Riodacito	Pb-Pb	Zircão	1881 ± 2	7	
	Ignimbrito	Pb-Pb	Zircão	1890 ± 2	7	
	Ignimbrito	Pb-Pb	Zircão	1888 ± 3	9	
				1889 ± 2		
	Andesito	Pb-Pb	Zircão	1992 ± 3	9	
Roraima						
Grupo Surumu	Andesito	U-Pb	Zircão	1966 ± 9	5	
				1984 ± 8		
Santana do Araguaia						
Formação Vila Mandi	Riolito	U-Pb	Zircão	1889 ± 4	10	
	Riolito	U-Pb	Zircão	1983 ± 18	10	

CAPÍTULO 4 ARTIGO CIENTÍFICO

A ser submetido à revista *Journal of South American Earth Sciences* ou outro de equivalente classificação (Qualis/CAPES).

Orosian volcanism correlated to the Uatumã Magmatism, Vila Mandi (PA), South Amazonian Craton: Petrography, Geochronology, and Isotope Geochemistry

Gabriel Silva de Araújo Pontes^{1*} (gbrpontes@gmail.com), Marco Antonio Galarza^{1,2} (antogt@ufpa.br); Carlos Marcello Dias Fernandes¹ (cmdf@ufpa.br)

¹Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica – Instituto de Geociências – UFPA
R. Augusto Corrêa 1, CEP 66075-110, Belém, PA, BR.

4 Laboratório de Geologia Isotópica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, PA, BR.

*Corresponding author. +55 91 985661500

ABSTRACT

The Amazonian Craton is in the South American Platform and is one of the most important Precambrian terrains in the world. This study focuses on the volcanic system in the Vila Mandi area (PA) within the craton. The area is characterized by felsic volcanic rocks and associated volcanoclasts belonging to the Cinco Estrelas and Vila Mandi formations. Petrographic, geochemical, and geochronological analyses were conducted to understand the characteristics of these units. The Cinco Estrelas Formation consists of volcanic rocks ranging from basic to intermediate nature, while the Vila Mandi Formation consists of more evolved rocks. Both formations exhibit compositional similarities with other magmatic events within the Amazonian Craton, specifically the Uatumã magmatic event. Rb-Sr and Pb-Pb dating techniques yielded ages of approximately 1871 ± 47 Ma and 1880 ± 43 Ma for the rhyolites from the Vila Mandi and Cinco Estrelas formations, respectively. The isotopic compositions suggest a contribution from the upper crust during their formation. The study also found strong correlations between the Vila Mandi and Cinco Estrelas formations in the Vila Mandi region and other formations associated with the Uatumã magmatism in different regions. The obtained ages along with the Pb-Sr-Nd isotope geochemistry provide valuable data supporting the correlation and similar origin of these units within the Uatumã Magmatism.

Keywords: Pb-Sr-Nd Isotopes, Volcanic Rocks, Orosian, Uatumã Magmatism, Amazonian Craton

1. INTRODUCTION

The Amazonian Craton (Almeida *et al.* 1981) is covered by volcano-plutonic sequences that date from the late Paleoproterozoic, especially during the Orosirian period (Lamarão *et al.* 2002, Ferron *et al.* 2006, Pinho *et al.* 2006, Fernandes *et al.* 2011, Barreto *et al.* 2013), which represents heterogeneous and effusive events that covers an area of approximately 1.500.000 km² (Pessoa *et al.* 1977; Juliani *et al.* 2009, Juliani & Fernandes 2010, Roverato *et al.* 2016). Recently, these sequences are the main subject of research with using different approaches depending on their metallogenetic potential and state of preservation, e.g., defining epithermal and Cu-Au porphyry-type mineral systems at the Tapajós Mineral Province (Juliani *et al.* 2005, Misas 2010, Tokashiki 2015) and São Félix do Xingu regions (Fernandes 2009, Lagler *et al.* 2011, Cruz *et al.* 2015, 2016).

The delimited research area is located approximately 90 Km west of the Vila Mandi and Santana do Araguaia districts, both located in the southeastern portion of the state of Pará, more precisely in the Araguaia region, as indicated in the map (Fig. 1). From the nearest capital, Belem, the access to the area is by the BR-155, BR-158 and PA-150 highways, passing through the districts of Santana do Araguaia and Vila Mandi. After accessing urban centers, the research area is accessed through secondary roads that link farms and villages.

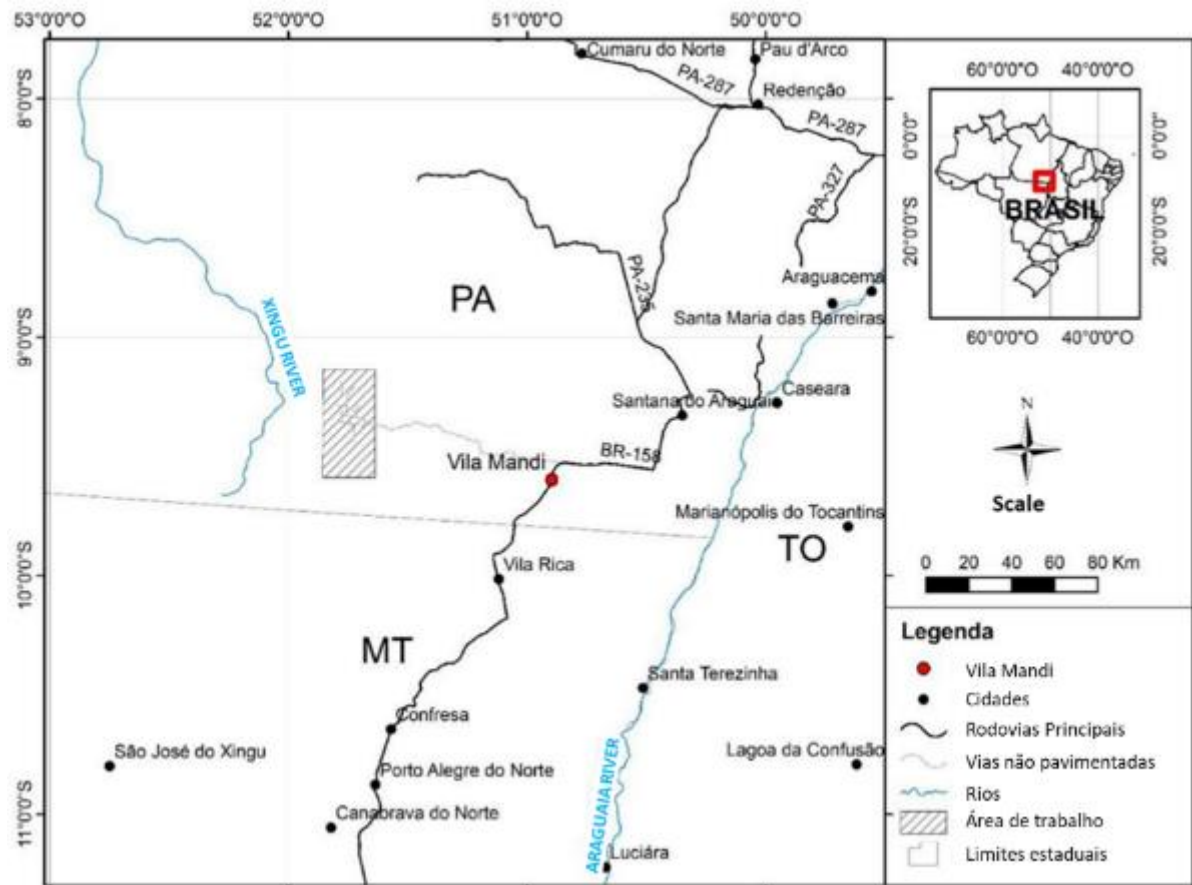


Fig. 1 - Research area location map showing the main urban districts and their access roads. Source: (Vieira 2019).

In the south-central region of the State of Pará, located at west of the Vila Mandi district, near the border between Pará and Mato Grosso states, this magmatic event is represented by volcanic-plutonic sequences of predominantly felsic compositions, also occurring subordinate intermediate types, and associated sedimentary rocks, revealing well-preserved and poorly studied textures and structures.

The works done by Chiquini (2011) e Lagler *et al.* (2014) reveal that these volcanic units are intruded by the Santana Mafic-Carbonatitic Complex, which exhibits phosphate mineralization in a residual saprolite lithology formed as a result from the weathering of apatite-rich rocks. This deposit was discovered in 2010 by MbAC Fertilizer Corp, which named it Serra da Capivara Deposit.

Detailed geological survey was recently done by the co-supervisor of this paper, with emphasis the host rocks of the Serra da Capivara Deposit, revealed that this volcano-plutonic system is both effusive and explosive, formed by at least three distinct igneous pulses, probably non-cogenetic and non-contemporaneous (Fernandes *et al.* 2016). Locally, were also identified the main sources of hydrothermal alteration along with its centers, both containing a promising

metallogenetic potential, further justifying the choice of this area for the development of this article.

This paper aims at a more detailed study about the Pb-Sr-Nd isotopic geochemistry and the petrographic characteristics of the Vila Mandi volcano-plutonic system, as well as comparing it with the Paleoproterozoic occurrences previously studied in other parts of the Amazonian Craton, as in the central region of São Félix do Xingu and Tapajos Mineral Province.

2. TECTONIC SETTING

The research area is located inside the Amazonian Craton, a megaunit initially considered, a large Archean platform which was reworked and reactivated during the Paleoproterozoic during the Transamazonian event (Hurley *et al.* 1967). Along with the scientific knowledge and development, especially due to the acquisition of geochronological and isotopic data, the region was segmented into geochronological provinces, genetically related to continental accretion events around an ancient Archean core represented by the Carajás Mineral Province (Santos *et al.* 2000; Tassinari & Macambira 2004).

This paper is in accord to Tassinari & Macambira (1999) proposal, along with in a set of existing data included in the SC.22–Tocantins Chart, a geological map in the scaling to 1:1.000.000 that belongs to the “Geological Chart of Brazil to the Millionth”, prepared by Faraco *et al.* (2004), as well as geological information from Vasquez *et al.* (2008) which shows all the existing units in the research area, however with little detail due to the lack of previously detailed works done in the region. Part of the existing units are also described in the Sheet SC.22-X-A–Redenção, a geological map scaling to 1:250.000 made by Neves & Vale (1999).

Inside the Amazonian Craton, the research area is also included into the Central Amazonian Province (Tassinari & Macambira 1999), specifically inside the Iriri-Xingu Domain (Santos 2017, Santos *et al.* 2017) (Fig. 2). The Central Amazonian Province is interpreted as the oldest core inside the Amazonian Craton (older than 2.3 Ga), then it is not affected by the tectonics due to the Transamazonian Cycle (2.26 – 1.96 Ga), which was responsible for the formation of paleoproterozoic mobile belts (Cordani *et al.* 1979, Tassinari *et al.* 2000). The province is characterized by an expressive Orosirian volcano-plutonic association with intracontinental characteristics, comprised by the Iriri Group and the Velho Guilherme Intrusive Suite, to the south of the Amazon Basin, and by the Iricoumé Group and the Mapuera Intrusive Suite, to the north (Vasquez *et al.* 2008). Isotopic data obtained by Tassinari & Macambira (1999), and Santos *et al.* (2000) reveal that in depth the Central Amazonian Province has an

Archean crust included in its domains, allowing the province to be classified as predominantly Archean, even in the absence of Archean rocks outcrops. The Santana do Araguaia and Iriri-Xingu domains are part of the Central Amazonian Province, both containing geological units included in the area of this work.

The Iriri-Xingu Domain is situated within the southern segment of the Iricoumé-Xingu block, located in the southern part of the Central Amazon Province (Fig. 2). It comprises volcanic formations such as the Iriri Group, the Sobreiro and Santa Rosa formations, and granite intrusions of the Velho Guilherme Intrusive Suite (Semblano *et al.*, 2016). Basement rocks within the Iriri-Xingu Domain are relatively scarce, with limited occurrences of gneisses and supracrustal units found in the Morro Grande unit, near the Curuá River (Forman *et al.*, 1972). Structurally, the DIX features faults primarily oriented along the NNW-SSE trend (Fig. 2), which play a crucial role in controlling both igneous intrusions and sedimentary segments of the Paleoproterozoic rift basins. This structural characteristic sets the DIX apart from the adjacent domains (Vasquez *et al.*, 2008).

The integrated usage of geological, geochemical and metallogenetic data obtained so far for the southern segment of the Amazonian Craton focused on the various occurrences of calc-alkaline volcano-plutonism, especially related to the Uatumã Event, suggested the existence of a possible metallogenetic zoning formed between 2000 and 1880 Ma in this tectonic segment (Juliani *et al.* 2009). According to this model, the research area discussed in this article indicates being shaped by an ocean-continent orogeny resulting from ongoing subduction to the north, with an approximate E-W orientation.

The youngest associations (< 1880 Ma) can be explained, in this context, by the unusual change in the angle of the subducted plate known as flat subduction (Fernandes *et al.* 2011, Fernandes & Juliani 2019). Thus, the crustal volcano-plutonism represented by the Santa Rosa Formation (1870 Ma - Santos 2017) and the stanniferous granitoids of the Velho Guilherme Intrusive Suite (1874±30 Ma – Lafon *et al.* 1995, Teixeira *et al.* 2002) would be linked to a distensive event that occurred during the end of an orogenic event that extended to the from the Paleoproterozoic through the Mesoproterozoic, identified in several regions of the Amazon Craton (Brito Neves 1999, Teixeira *et al.* 2002, Santos 2017).

Fig. 2 - Geological and mineral resources map included in the Iriri-Xingu Domain according to Vasquez *et al.* (2008). The blue rectangle delimits the study area.

This interpretation is backed by recent geophysical studies into the Tapajós Mineral Province (Carneiro *et al.* 2013, Juliani *et al.* 2014). There, the regional NW-SE tectonic trend is related to the main faults and transcurrent shear zones that controlled the emplacement of the post-tectonic felsic vulcano-plutonic associations, meanwhile the E-W structures are significative in the northern segment.

2.1. GEOLOGICAL DATA OF THE VILA MANDI REGION AND ADJACENCIES

The research area has at least two well-preserved effusive and explosive volcano-plutonic centers, recently individualized into the Cinco Estrelas and Vila Mandi formations (Fernandes *et al.* 2016, Vieira 2019). Both units are comprised of rocks generated by lava flows and volcanoclastic processes, as well as subordinate subvolcanic and plutonic rocks (Fig. 3). These rocks are clearly intruded by the Mafic-Carbonatitic Santana Complex, which is characterized by alkaline, volcanic,

and volcanoclastic carbonatitic and apatitite lithotypes, percutting the Serra da Capivara Phosphate Deposit (Chiquini 2011, Lagler *et al.* 2014, Gonçalves 2016). This complex exhibits a flat relief, with outcrops usually in the form of isolated blocks. The volcanoclastic rocks that occur in the deposit exhibit rhyolite and andesite clasts derived from both the Cinco Estrelas and Vila Mandi formations, confirming the intrusive relationship of this deposit in the volcano-plutonic sequences studied (Fernandes *et al.* 2016, Santos 2017).

More detailed studies of these lithotypes carried out by Vieira (2016) and Santos (2017) showed that the stratigraphy and eruption styles that occur in the area have similar characteristics to the volcanism that occurs in other portions of the Amazonian Craton, e.g. the Sobreiro and Santa Rosa formations in the São Félix do Xingu region (Juliani & Fernandes 2010, Fernandes & Juliani 2019), the Iriri Group in the Tapajós Mineral Province region (Juliani *et al.* 2005), and the Iricoumé Group in the Pitinga Tin Province. (Ferron *et al.* 2010). However, the topographic level of the mapped rocks points to a much more accentuated degree of erosion when compared to other occurrences in the Amazon Craton, thus favoring the generation of supergenic deposits.

The basal unit comprises the Cinco Estrelas Formation, it is more restricted and generally occurs in the form of small outcrops and isolated blocks having rare lateral continuity. Two facies were identified in the unit, they are: 1) massive subaerial lava flow facies, represented by andesites with horizontal flow foliation and subordinate porphyritic or unassociated dacites;

and 2) volcanoclastic facies comprising laminated ash tuff and subordinate lapilli-tuffs, topographically related to anterior facies that suggest an explosive event (Vieira 2016).

The Vila Mandi Formation is located above the Cinco Estrelas Formation, it is fissure related, with outcrops in the form of large slabs, mountains and hills and occurs in a large proportion in the area in at least five different facies (Fig. 3): 1) nearly vertical lava flow facies with occurrence of rhyolites and subordinate rhyodacites, which exhibit flow foliation and large banded rhyolite dikes. Selective and fissure-type hydrothermal alteration commonly occurs, sometimes occurring pervasively, as well as silicification and carbonation with pyrite-rich zones; 2) facies comprised of equigranular syenogranite biotite stocks, that occurs intrusively in rhyolites and rhyodacites. The mineralogy of this facies is similar to the volcanic lithotypes of the unit, and may represent a plutonic member of the system; 3) the felsic ignimbrite facies, being welded or not, revealing clasts of different compositions rotated by the volcanic flow; 4) volcanoclastic facies, composed of massive polymitic breccias with angular to subangular clasts of varying compositions, with lapilli-tuffs and subordinate crystal tuffs; and finally 5) a dyke facies that occurs subordinately with granitic porphyries having similar mineralogy to rhyolites, but the presence of more developed crystals suggests different crustal levels for this facies, however with a likely similar magmatic origin (Vieira 2016, Santos 2017).

3. METHODS

During the development of this article, it was necessary to read and analyze publications referring to isotopic geochemistry, from its inception to its application, and readings directed to the geological context in which the research area is included.

Regarding the sampling, all samples collected for the accomplishment of this paper were carried out by the co-supervisor of this work, who was also responsible for providing the geological maps, outcrop points, samples and drillhole descriptions contained in the MbAC Fertilizer Corporation database, which also had led to the participation of the MSC Geologist. Bruno Lagler to accompany the outcrops. Between October 14 and 26, 2014 and June 5 to 13, 2016 two field stages were carried out. During the field work, approximately 130 points were described in their lithological, structural, and stratigraphic aspects, with systematic collection of approximately 70 samples of the main identified rocks.

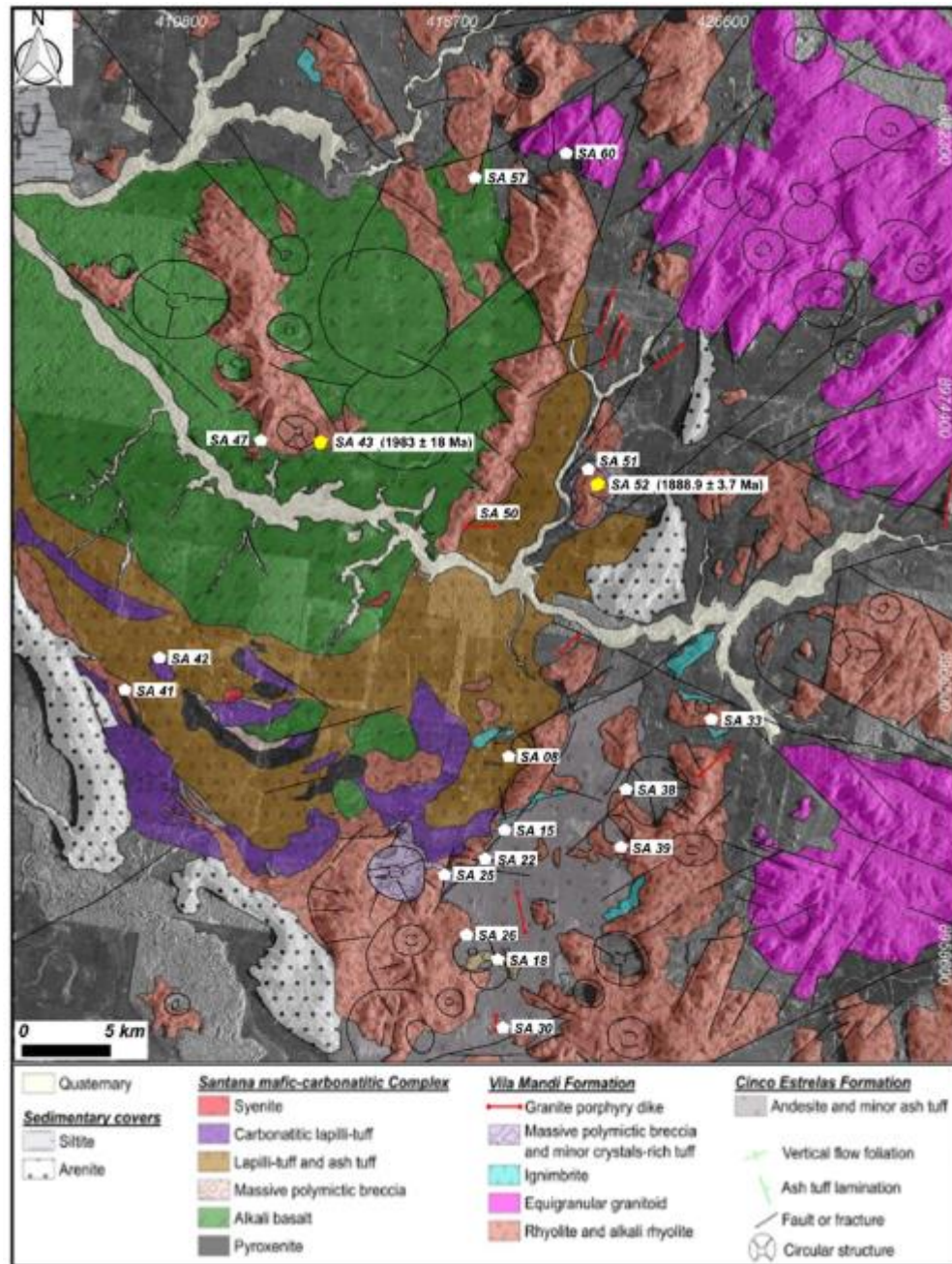


Fig. 3 - Detailed geological map of the research area containing the formations Cinco Estrelas and Vila Mandi among all its facies. Made by Fernandes *et al.* (2016) and modified by Santos (2017).

In this paper, the petrographic analysis was performed on hand samples and thin sections. The hand samples collected, were previously described, and then selected for making thin sections, used for more meticulously analysis under the microscope. All samples were described using a Zeiss Axioplan petrographic microscope, with both transmitted and reflected light settings, the microscope used is currently available at the of Economic Geology Laboratory of the Federal University of Pará.

Both the macroscopic and microscopic petrographic descriptions had, as main objectives,

mineralogical and textural analysis (Mackenzie *et al.* 1982; Mcphie *et al.* 1993) seeking (I) the recognition of mineral phases, their contact relationships, shapes and dimensions, presence of inclusions, intergrowths, structures, as well as their equilibrium relationships with other phases present; (II) characterization of paragenesis and, (III) identification of crystals, crystal fragments and lithic fragments of volcanoclastic origin of the main lithotypes studied.

Whole rock Pb, Sr and Nd isotopic analysis were performed at the Isotopic Geology Laboratory (Pará-Iso) at the Federal University of Pará. The analysis used TIMS thermo-ionization mass spectrometers (Sr: Finnigan MAT 262 and Pb-Nd: Triton Plus), following their respective implemented routine (Lafon *et al.* 1993, Bordalo *et al.* 2007, Oliveira *et al.* 2008, Oliveira 2016). Representative volcano-plutonic samples of all mapped units and facies were analyzed in order to better understand the process regarding the formation of the rocks existing in the area. The sample dissolution procedure for whole rock isotopic analysis of Pb, Sr and Nd follow the routine implemented by Oliveira (2016). During the isotopic analysis period, the Nd, Sr and Pb standards provided the following values: $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \pm 2\sigma$ (LaJolla: 0.511854 ± 0.000010 , $n=6$; Nd-UFPA: 0.511749 ± 0.000018 , $n=4$), $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \pm 2\sigma$ (NBS-987: 0.710257 ± 0.000025 , $n=7$) and $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} \pm 2\sigma$ (NBS-982: 0.467551 ± 0.000022 , $n=6$).

4. RESULTS

4.1. CLASSIFICATION

Plotting the geochemical data obtained by Santos (2017) on the TAS diagram (Le Bas *et al.* 1986) it is possible to identify that the rocks that comprises the Vila Mandi Formation (shown in red) have higher SiO_2 contents when compared to the Cinco Estrelas Formation (Fig. 4a). The diagram also shows that the Vila Mandi Formation has a predominantly rhyolitic composition in all its facies, meanwhile the Cinco Estrelas Formation composition varies between dacitic and rhyolitic, thus characterizing a unit with a more intermediate composition.

The R_1 - R_2 diagram (De la Roche *et al.* 1980) corroborates with what is proposed in the TAS diagram, however, it allows differentiating between the rhyolitic types for both formations. Fig. 4b shows that the rocks belonging to the Cinco Estrelas Formation have compositions of latí-andesites, dacites and rhyolites. The Vila Mandi Formation has more evolved compositions, varying between rhyodacites and rhyolites, having a sample with composition close to alkali-rhyolites.

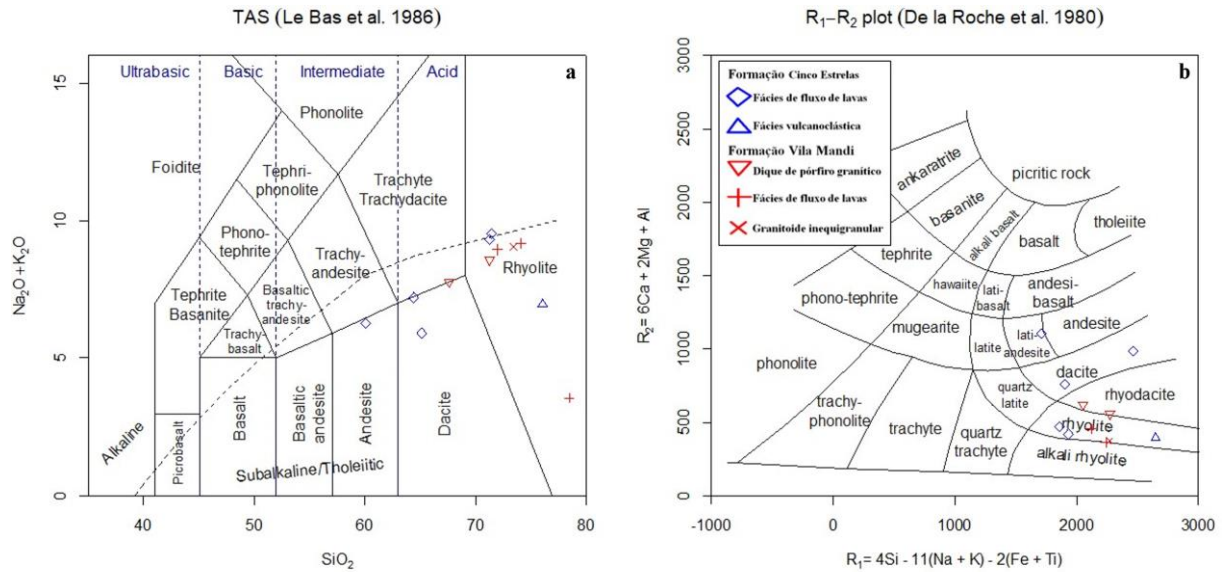


Fig. 4 - Classification based on the chemical composition of representative rocks of the Cinco Estrelas and Vila Mandi formations. Modified from Santos (2017).

4.2. PETROGRAPHY

In the research area, both formations reveal lava and volcanoclastic flows, as well as associated subvolcanic and plutonic rocks (Fig. 5 and 6). The basal unit is represented by a set of basic to intermediate volcanic rocks, effusive and subordinately, explosive, comprising the Cinco Estrelas Formation (Fig. 5), it is not very common in the area, but it is possible to correlate it with the basic to intermediate volcanic rocks of the Sobreiro Formation in the São Félix do Xingu region. They occur predominantly in a flattened topography, which generally outcrops as isolated blocks and slabs, without lateral or vertical continuity.

The Vila Mandi Formation (Fernandes *et al.* 2016) is the upper unit, it is predominantly fissure related and materialized by oriented hills in the NE-SW and NW-SE directions, although they also occur in small hillocks scattered throughout the area. There are also occurs several circular structures possibly related to the presence of the remnants of eroded volcanic caldera, strongly suggesting a polyphasic evolution. It outcrops predominantly in the form of large slabs, although it also occurs in the form of blocks (Fig. 6).

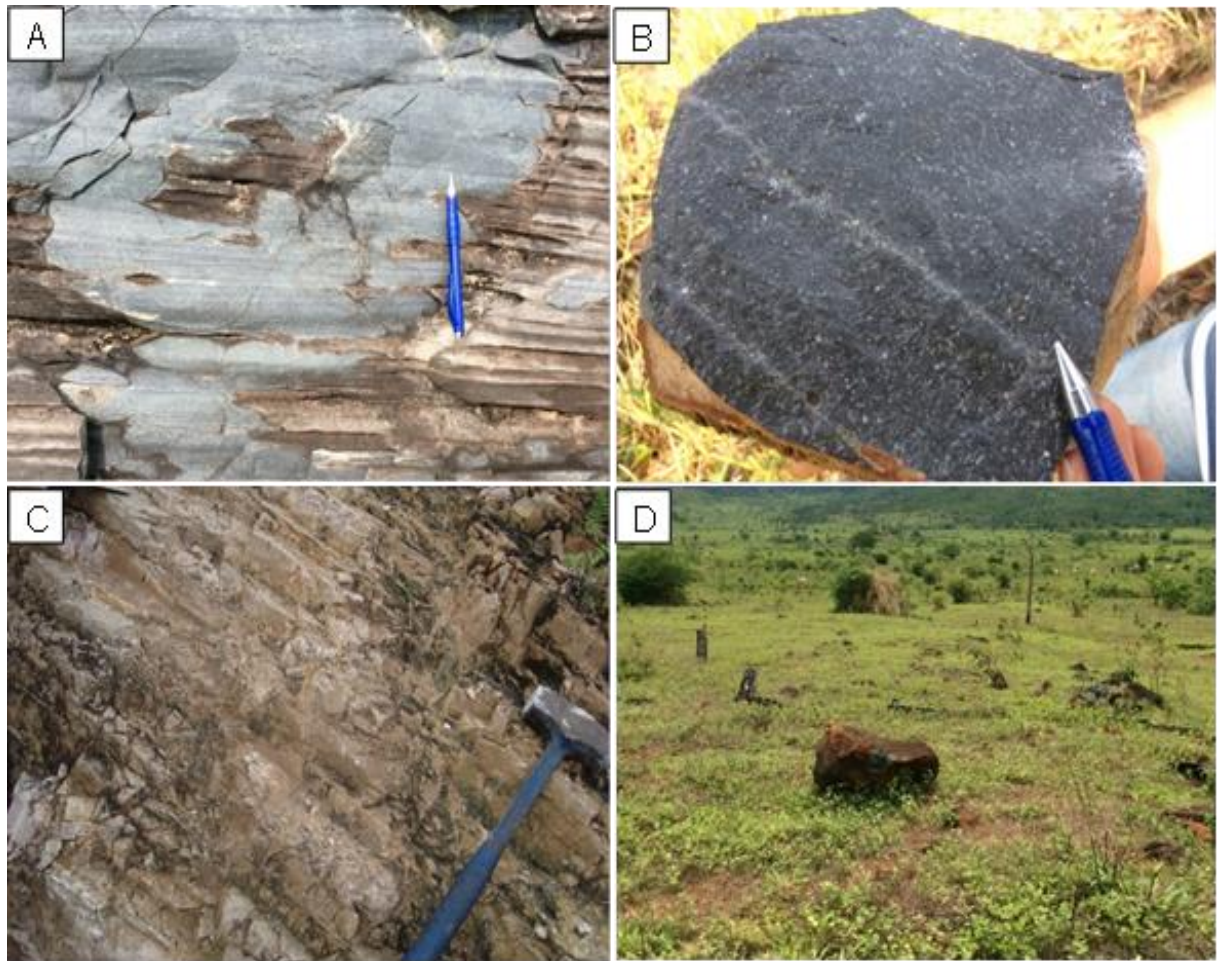


Fig. 5 - Photos of representative outcrops belonging to the Cinco Estrelas Formation. A) Aphyric andesite with marked horizontal flow foliation. B) Hand sample of porphyritic dacite. C) Ash-tuff outcrop with typical lamination. D) Andesite blocks in devastated topography. Source: Santos (2017).



Fig. 6 - Outcrop photos of the Vila Mandi Formation. a) Foliation of vertical lava flow in rhyolite. b) rhyolite with convoluted magmatic folds. c) Spherulites in porphyritic rhyolite. d) Ignimbrite with marked lamination (fiammes). Source: Santos (2017).

4.2.1. Cinco Estrelas Formation

a) Lava flow facies

The lava flow facies included in the Cinco Estrelas Formation is represented by samples SA-13-A, SA-19, SA-25, S30-A, SA-38 and SA-39. The petrographic and chemical analysis on the lithologies that make up the facies reveal that they are rocks that vary between andesitic to rhyolitic compositions (Fig. 4), frequently exhibiting porphyritic and glomeroporphyritic textures.

Macroscopically, the rocks that comprises the facies have a dark gray color, granulation varying between fine to very fine, thus being aphanitic. Texturally, the facies is predominantly anisotropic, exhibiting lava flow textures, defined by the orientation of the phenocrysts present, mainly in samples SA-13-A, SA-15 and SA-30-A.

Using a petrographic microscope, it is possible to identify that the facies is essentially composed of well-formed plagioclase, quartz and potassium feldspar crystals, all possessing

fine to medium granulation and are surrounded by an aphanitic quartz-feldspathic matrix. presence of opaque minerals (Fig. 7).

The plagioclase present in the facies in the form of phenocrysts with a well-developed tabular geometry, and it is possible to identify the presence of euhedral crystals, with lengths ranging from 1 to 3 mm, generally the albite-type twinning is also well developed. They are moderately fractured crystals. The mineral alters to sericite, carbonates and chlorite in a variant form according to the sample studied, however the changes occur in a more intense and localized way along the fracture planes.

The alkali-feldspar is characterized by the presence of crystals ranging from subhedral to anhedral forms, generally 1 mm long. They are moderately fractured crystals with alters to sericite and clay minerals occurring preferentially along the fracture planes. Alkali-feldspar is distinguished from plagioclase by the absence of well-formed twinning, lower relief, lower birefringence and the nature of the alterations present.

Opaque minerals are generally smaller than 0.5mm with predominant subhedral shapes, however some crystals are euhedral exhibiting bipyramidal geometry, indicating that some of the opaque minerals are magnetite crystals.

The rock matrix is composed of small plagioclase crystals with no preferred orientation. Opaque minerals, clinopyroxene, quartz, apatite, zircon, and magnetite crystals make up the assemblage of accessory minerals identified in the matrix. The alteration mineralogy is also present in the rock matrix, making it possible to identify clusters of carbonate and chlorite crystals.

b) Volcanoclastic Facies

The volcanoclastic facies is only represented by the sample SA-08, classified as an ash-tuff, the sample has a dark gray color, isotropic and aphanitic, however a few crystals are observable to the naked eye. Using the petrographic microscope, it is possible to identify that the volcanoclastic rock is composed of fragments of angular to subangular crystals of plagioclase, quartz, opaque minerals, and alkali-feldspar surrounded by a very fine matrix of quartz-feldspathic composition as well as opaque minerals (Fig. 7).

The plagioclase fragments have tabular formats, with subhedral and anhedral shapes and sizes close to 1.5 mm and can reach up to 3 mm. They are characterized by the albite-type twinning present along the longest axis of the crystal. They are intensely altered to sericite and clay-minerals, also occurring more moderately chloritic alteration. Quartz fragments are

predominantly angular, with anhedral shapes and rarely exceed 0.5 mm. The alkali-feldspar fragments have anhedral geometry, rarely larger than 1mm, without a well-defined twinning and are moderately altered to sericite and clay minerals, with subordinate chloritic alteration. The rock matrix is very thin, predominantly cryptocrystalline composed of feldspar, quartz and opaque minerals, with the occurrence of chloritic and sericitic alterations.

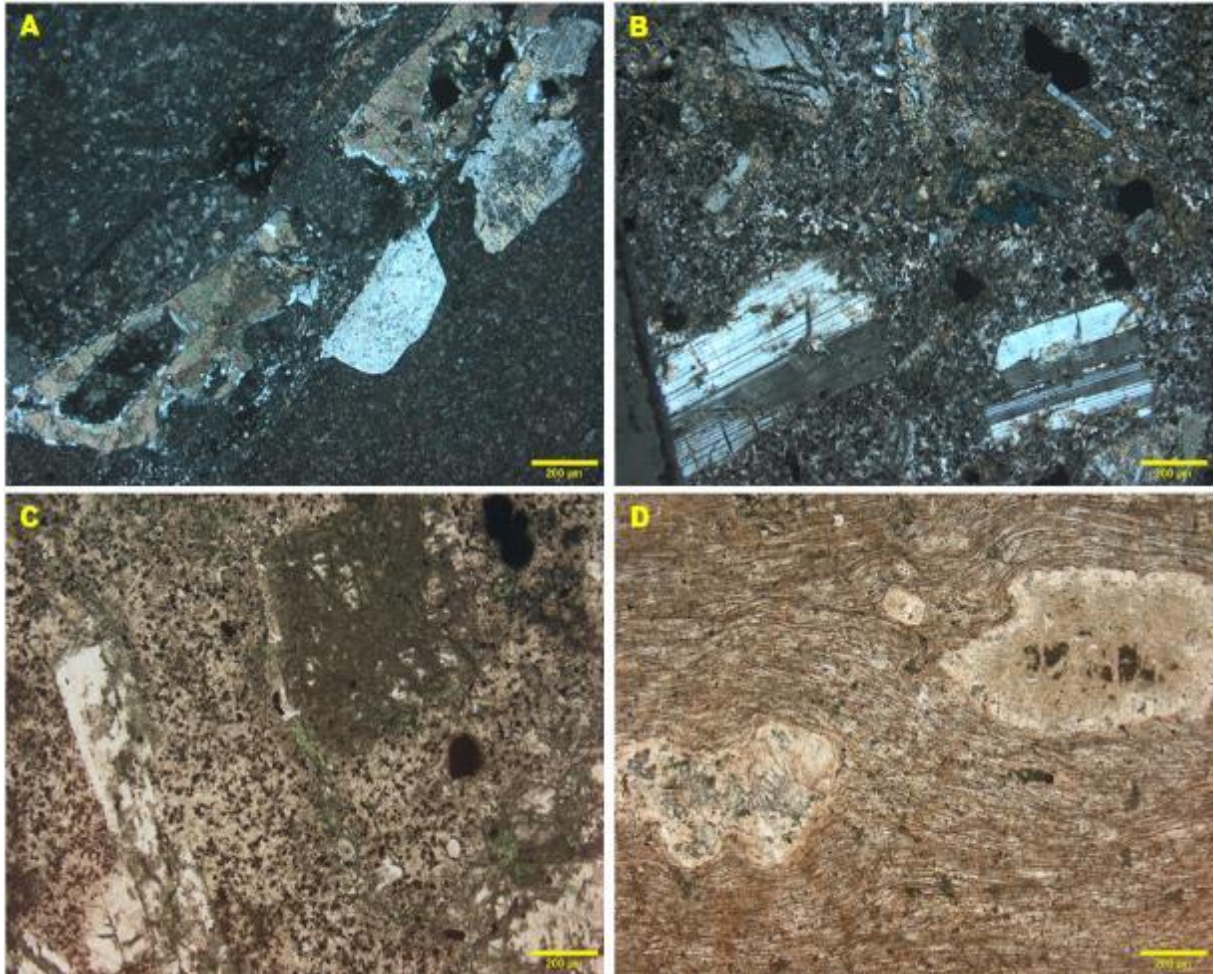


Fig. 7 - Representative photomicrographies of the facies that compose the Cinco Estrelas Formation. a) Porphyritic andesite exhibiting flow foliation characterized by the orientation of feldspar phenocrysts, already intensely altered to carbonates; b) Porphyritic dacite exhibiting plagioclase crystals moderately altered to sericite and clay minerals which are immersed in an aphyric matrix; c) Porphyritic dacite with greater intensity of clay and chloritic alterations (shown in brown and green); d) Ash-tuff representing the volcanoclastic facies of the Cinco Estrelas Formation. Photomicrographs a), b) and c) belong to lava flow facies.

4.2.2. Vila Mandi Formation

a) Lava flow facies

The lava flow facies belonging to the Vila Mandi Formation is represented by the samples SA-07, SA-22, SA-23, SA-24, SA-43, SA-47 e SA-67. Petrographic and chemical analysis of the lithologies that make up the facies reveal that they are rocks of rhyolitic composition (Figs 4a and 4b), sometimes exhibiting porphyritic texture.

This facies is composed of dark red, fine-grained rocks with crystals invisible to the naked eye. Often exhibiting lava flow texture, characterized by an incipient mineral orientation along a main direction, which is supported by the apparent orientation of fine crystals when observed under the petrographic microscope, observed in samples SA-07, SA-22 and SA-43. Some facies domains also exhibit compositional banding characterized by alternating dark red and purple millimetric bands. The facies also present isotropic domains represented by samples SA-23, SA-2A and SA-47. The SA-67 sample is too fine for handheld and petrographic microscope description.

Under the petrographic microscope (Fig. 8), it is possible to identify that the facies is essentially made up of plagioclase, alkali-feldspar, quartz and opaque minerals. The accessory mineral assembly is characterized by apatite, zircon and tourmaline. The secondary mineralogy is composed of sericite, carbonates, clay minerals and chlorite. These are rocks predominantly composed of a very fine matrix of quartz feldspathic composition, which is moderately altered to chlorite (chloritization) and carbonate (carbonatization).

Plagioclase crystals are predominantly subhedral, with tabular geometry, with lengths that rarely exceed 1 mm, however crystals with up to 2.5 mm are present with characteristic albite-type twinning. The crystals are intensely altered to chlorite, sericite and clay minerals, also occurring carbonate alterations in a more incipient way. Occasionally, crystals with compositional zoning occur.

The lava flow facies have anhedral and subhedral alkali-feldspar crystals, fine in size and up to 1 mm long, with crystals reaching a maximum of 1.5 mm in length. They exhibit intense alteration to clay minerals, with chloritic and sericite alterations occurring in a subordinate manner. Between the plagioclase and alkali-feldspar crystals there is the formation of rapakivi and perthite textures.

All quartz crystals present in this facies are smaller than 0.5mm, they are clear, little fractured, with anhedral shapes due to resorption features. In samples SA-23 and SA-24A the quartz and potassium feldspar crystals exhibit intergrowth mosaic textures.

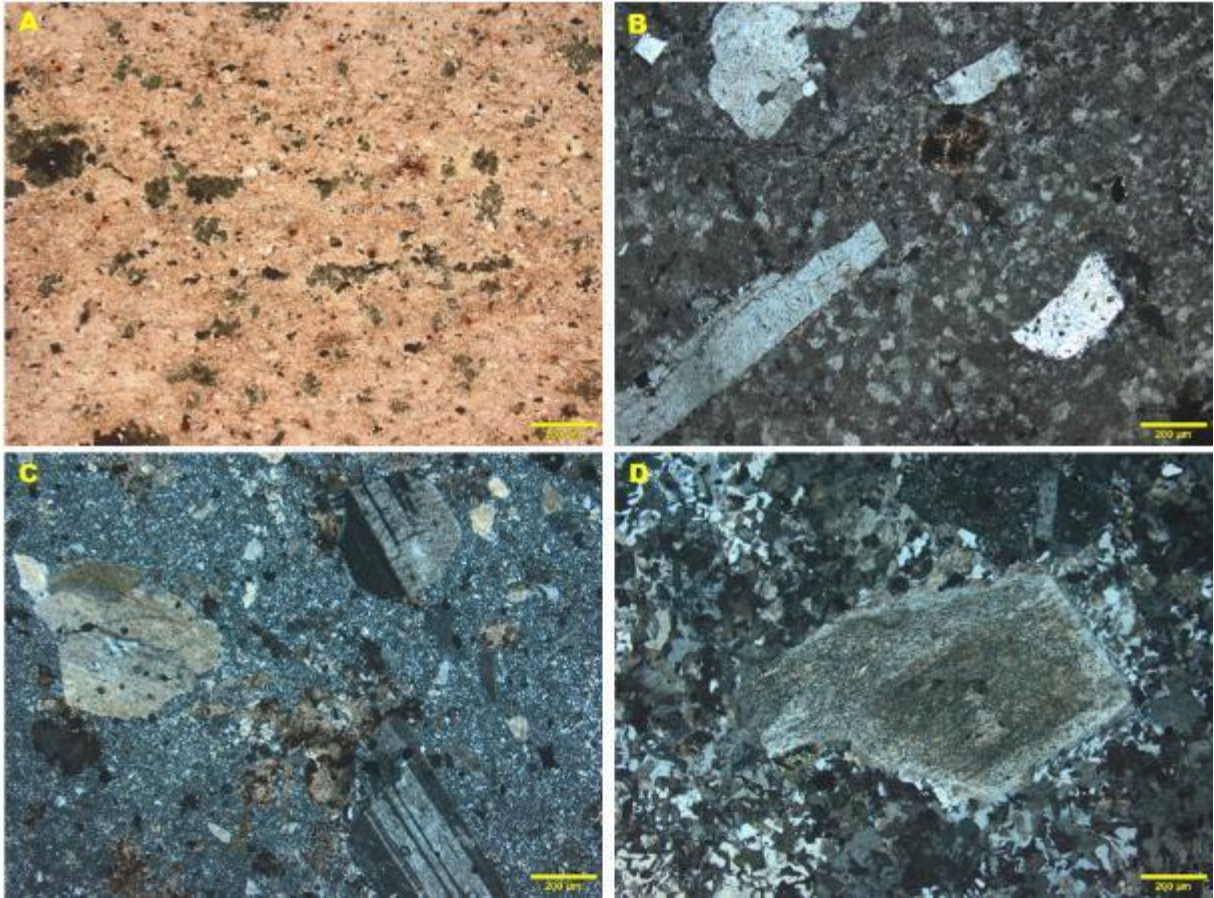


Fig. 8 - Representative photomicrographs of lava flow facies that comprise part of the Vila Mandi Formation. a) Rhyolite exhibiting chloritic alteration (in green); b) Porphyritic rhyolite exhibiting flow foliation characterized by the orientation of alkali feldspar phenocrysts amid a matrix of aphyric rock; c) Porphyritic texture in a rhyolite, for this facies most phenocrysts are of feldspathic composition; d) Porphyry dacite exhibiting graphic textures around a plagioclase phenocryst.

b) Ignimbrites

The Vila Mandi's ignimbrite facies is comprised by dark gray, aphanitic, anisotropic rocks with laminated volcanoclastic texture. It is composed of potassium feldspar, quartz and plagioclase crystal fragments that makes up about 5% of the sample total volume. The crystalline fragments are supported by a strongly welded aphyric matrix, which is primarily responsible for the color of the rock (Fig. 9).

The potassium feldspar crystal fragments have sizes ranging from 0.5 to 2 mm, with predominantly anhedral crystals, often presenting their characteristic features masked by the intense process of incident clay alteration. Plagioclase crystal fragments have, on average, 1.5 mm in length, they are predominantly subhedral with a well-developed tabular geometry with intense clay minerals and sericite alterations.

The rock exhibits a cryptocrystalline matrix, strongly welded, presenting pumices already in the process of transformation to fiammes, subordinately rheomorphism occurs, with pumices in sigmoids and in rotated crystals.

c) Inequigranular granitoid facies

The inequigranular granite facies that belongs to the Vila Mandi Formation is represented by the sample SA-60, a light pink, isotropic and coarse-grained syenogranite (Fig. 6), which is characterized by the presence of potassium feldspar, quartz, plagioclase and biotite crystals. Under the microscope, the rock is coarse-grained, isotropic, exhibiting an accessory mineral assemblage of biotite, opaque minerals, apatite and zircon (Fig. 9)

Unlike the other facies belonging to the Cinco Estrelas and Vila Mandi formations, the inequigranular granite facies has potassium feldspar as its most abundant mineral. It's comprised by coarse subhedral crystals, that often reach sizes greater than 1 cm, sometimes they are well formed, reaching euhedral forms. In this facies, the potassium feldspar is rarely fractured. These crystals only alter to clay minerals, resulting in a dirty appearance to the mineral. The potassium feldspar crystals show straight contacts with the other minerals present in the rock, except for the other potassium feldspar crystals present, in which case the contacts occur in irregular ways. Graphic textures are often present near the extremity of the crystals.

The plagioclase has a medium granulation, with sizes close to 3mm, they are subhedral crystals displaying well-developed tabular geometry with very clear albite twinnings. Its contacts with predominantly straight with the other minerals of the rock. Plagioclase crystals have few fractures and undergo sericitic and clay alteration processes, both occurring in a moderate manner.

Quartz crystals are medium-sized, approximately 2 mm long, anhedral, have a limpid aspect, are not very fractured and have resorption features. The mineral is also present in the graphic textures associated with potassium feldspar. The few biotite crystals present are dark brown, pleochroic, with sizes close to 2 mm, anhedral. They are found associated with opaque minerals, sometimes even changing to them.

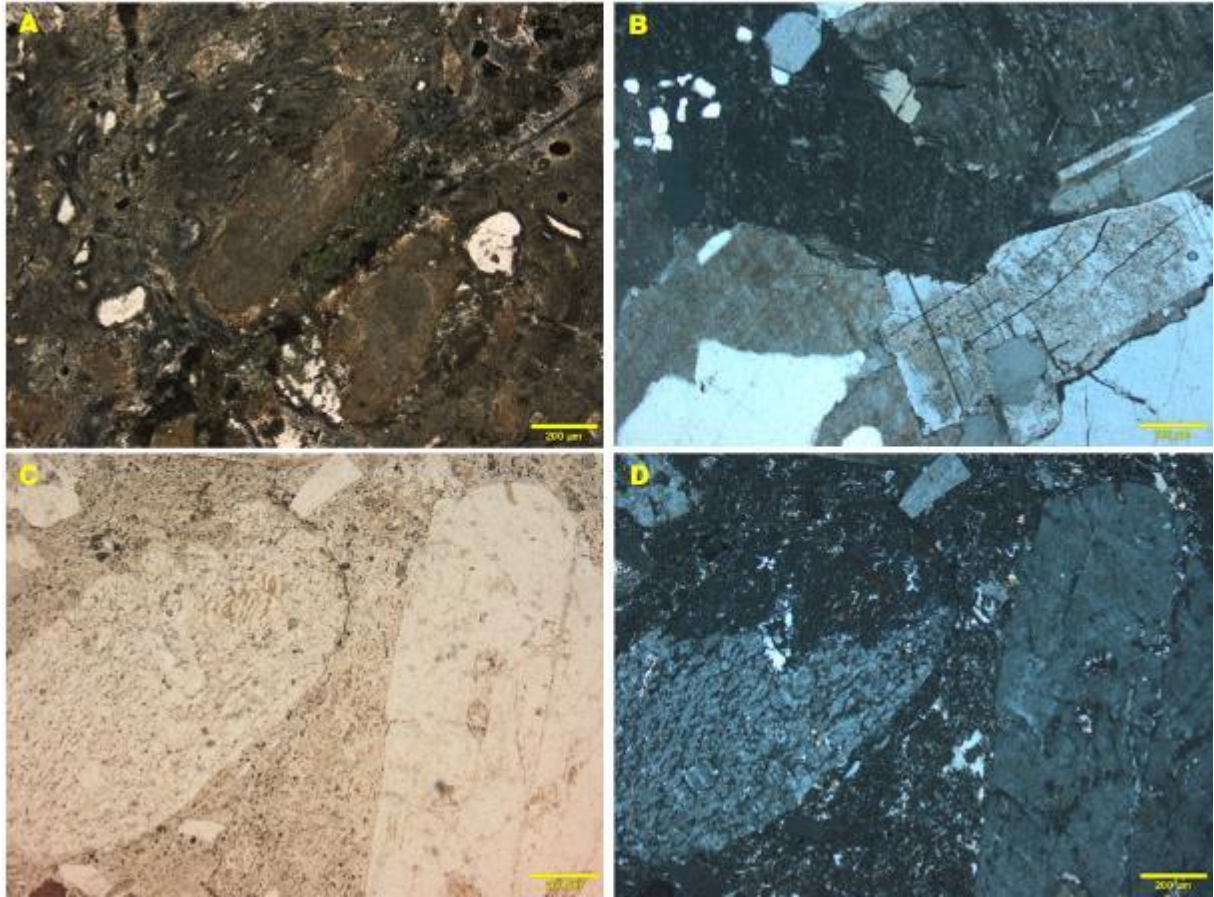


Fig. 9 - Representative photomicrographs of the other facies that comprises the Vila Mandi Formation. a) Strongly welded Ignimbrite, the phenocrysts belonging to the rock correspond to feldspathic fragments in the midst of the rock matrix. The portions exhibiting greenish tones correspond to chloritic alteration incident on the rock; b) Inequigranular granite showing crystals of plagioclase, potassium feldspar and quartz. The facies also exhibit graphic exsolution textures; c) and d) Facies of granitic porphyry dykes exhibiting moderately fractured potassic feldspar phenocrysts and little altered to clay minerals, immersed in an aphyric rock matrix.

d) Granite porphyry dyke

The granitic porphyry dykes included in the Vila Mandi Formation are represented by samples SA-30B and SA-50, both classified as granites. They are dark gray, porphyritic rocks, with predominantly medium-grained phenocrysts supported by an aphanitic rock matrix. The samples are structurally anisotropic due to an incipient orientation present between the phenocrysts.

Microscopically, the facies exhibit well-developed phenocrysts of potassium feldspar, quartz and plagioclase surrounded by a matrix of very dark aphyric rock characterizing porphyritic and glomeroporphyritic textures. The assemblage of accessory minerals present is given by crystals of opaque minerals, biotite, apatite, and zircon (< 1 % vol.).

Plagioclase phenocrysts are of tabular geometry, coarse-grained reaching up to 7 mm in length, and are characterized by having albite-type twinnings. They are intensely altered to clay

minerals and sericite, obliterating almost all the igneous characteristics of the mineral. The potassium feldspar phenocrysts are very similar to plagioclase phenocrysts; however, they differ in the nature and intensity of the incident hydrothermal alterations, the potassium feldspar in this facies is moderately altered to clay minerals and carbonates, with the presence of chlorite crystals being more restricted.

Quartz crystals appear clear, moderately fractured, bipyramidal, with resorption features and exhibit a mosaic of intergrowth between quartz and potassium feldspar. The rock matrix is very thin and has a dark appearance, making it impossible to distinguish between different mineral types.

4.3. GEOCHRONOLOGY AND ISOTOPE GEOCHEMISTRY

This topic presents the results obtained in a group of twenty representative samples of the lava flow and volcanoclastic facies of the Cinco Estrelas and Vila Mandi Formations, of the group nineteen revealed satisfactory results from the Sr and Nd isotopes, but only three were acceptable using Pb isotopes (Tables 1 and 2).

Although all the features identified from field evidence points that the Cinco Estrelas Formation is older through the Vila Mandi Formation, all initial isotopic ratios and model ages were all recalculated assuming a crystallization age of 1889 Ma, age obtained through the U-Pb method in zircon crystals by Santos (2017).

4.3.1. Pb isotopes

Of the three samples analyzed, two samples belong to lava flow facies (SA-22, SA-52) and one belongs to the volcanoclastic facies (SA-41C) of the Vila Mandi Formation. The analysis exhibits current isotopic ratios of $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ between 18.250 and 19.856. $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ between 15.787 and 15.971 and $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ between 38.484 and 40.534. The Th/U values are between 5.82 and 6.01 and the μ varies between 10.60 and 11.00 (Table 1). Similar Pb-Pb isotopic ratios are displayed by the volcanic rocks of the Sobreiro Formation ($17.22 < ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} < 18.39$; $15.64 < ^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} < 15.77$ and $37.24 < ^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} < 38.61$), however, the isotopic ratios of the Santa Rosa Formation are more radiogenic ($19.74 < ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} < 30.53$; $15.87 < ^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} < 17.38$ and $40.16 < ^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} < 53.40$), region of São Félix do Xingu (Fernandes & Juliani 2019).

Table 1 - Representative available Pb isotopic and concentration data for the samples from the Vila Mandi region. All initial ratios were recalculated to 1889 Ma. μ = two-stage calculation after Stacey & Kramers (1975).

Sample	Pb (ppm)	Th (ppm)	U (ppm)	Th/U	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	2SE	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	2SE	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	2SE	μ	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_i$ (1.88 Ga)	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_i$ (1.88 Ga)	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_i$ (1.88 Ga)
Vila Mandi Formation														
SA-22	18.4	20.8	5.0	4.16	19.856	0.002	15.971	0.002	40.534	0.005	11.0	13.295	15.213	32.625
SA-41C	13.9	16.0	4.2	3.81	18.250	0.001	15.787	0.001	38.484	0.003	10.6	10.955	14.944	30.431
SA-52	16.5	19.3	4.4	4.39	19.451	0.007	15.925	0.004	40.023	0.006	10.9	13.013	15.180	31.839

Pb-Pb results of the rhyolites of the Vila Mandi Formation indicated an Orosirian isochronic age of 1875 ± 17 Ma with MSWD = 0.0062 (Fig. 10a), interpreted as the age of crystallization. The $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ diagram also exhibits that the Pb-Pb isochron plots above the curve proposed by Stacey & Kramers (1975) for the general terrestrial Pb evolution model. The $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ diagram (Fig. 10b) presents an excellent linearity between the plotted samples, suggesting that there was little to no disturbance in the Pb system and good reliability in the Th/U and μ values.

The $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ diagram (Fig. 11a) exhibits that all samples plot above the Upper Crust Pb evolution curve (Zartman & Doe 1981), showing that the genesis of the Vila Mandi Formation is composed mainly by material from the upper crust, with the participation of orogenic material as shown in Fig. 11b. Similar data are presented for the volcanic rocks of the Sobreiro (less radiogenic) and Santa Rosa (more radiogenic) formations in the São Félix do Xingu region, (Figs. 11a-b; Fernandes & Juliani 2019).

The diagram contains the $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_{(i)}$ vs. $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_{(i)}$ ratios (Fig. 12a), all samples plot above the Northern Hemisphere Reference Line (NHRL) for ocean basalts (Hart 1984) and to the left of the Geochron (Patterson 1956). The $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_{(i)}$ vs. $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_{(i)}$ diagram (Fig. 12b) also reveals that all analyzed samples plot above the NHRL with isotopic ratios very close to each other. Similar results, when compared, are presented by samples from the Sobreiro and Santa Rosa formations, however they are more radiogenic. (Figs. 12a-b).

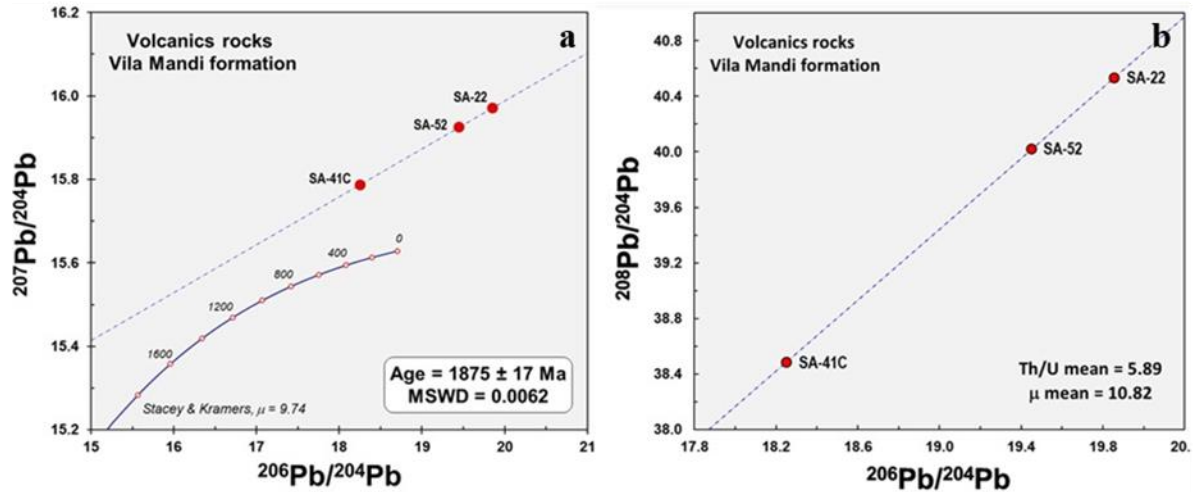


Fig. 10 - a) Whole-rock $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ three-point isochronic diagram for the Vila Mandi Formation plotting above the curve proposed by Stacey & Kramers, (1975); b) $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ diagram exhibiting a linearity between the samples.

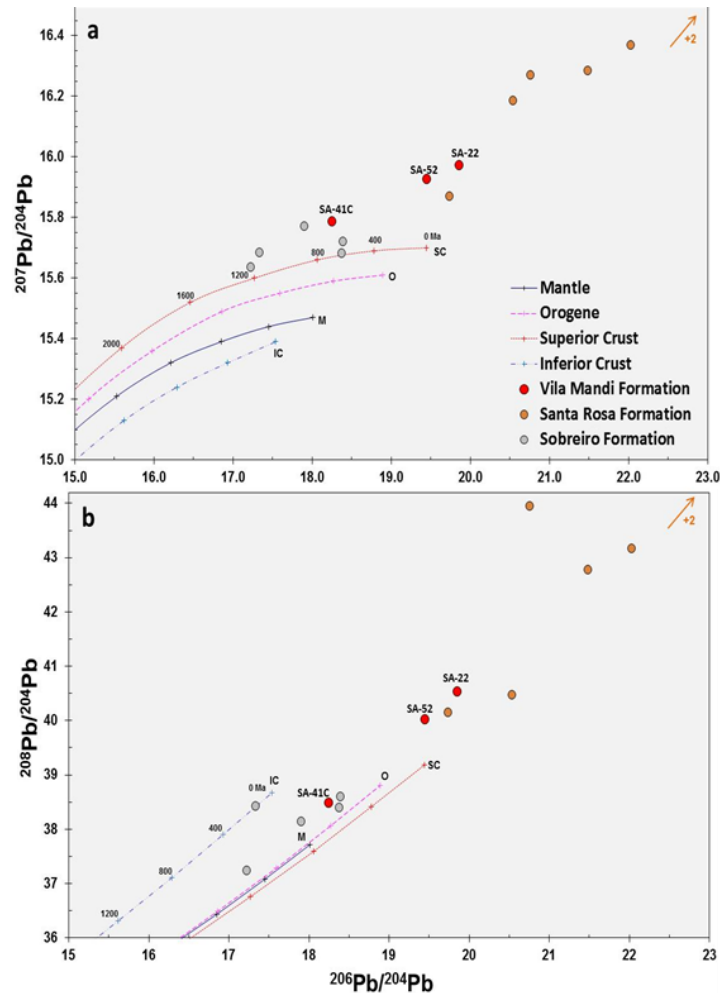


Fig. 11 - a) Pb-Pb isochron diagram, showing isotopic evolution of the four reservoirs computed by the plumbotectonics model (Zartman & Doe 1981), all samples plot above the curve attributed to the superior crust "SC". In b) the samples plot indicating the participation of orogenic material at the source of the formation. Samples from the Sombreiro and Santa Rosa formations were added for comparison (Fernandes & Juliani, 2019).

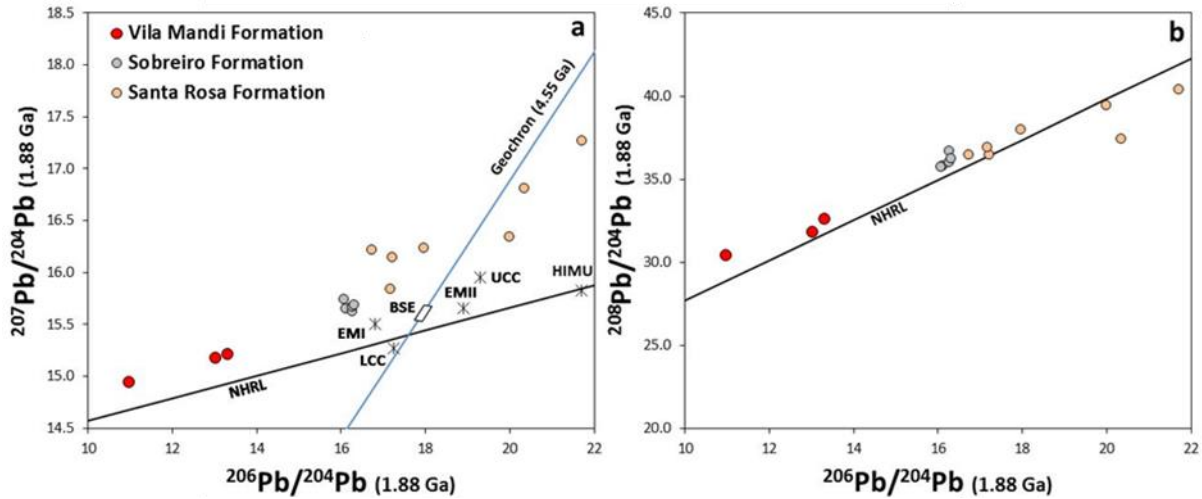


Fig. 12 - Initial Pb isotopic ratios (1.88 Ga) for the Vila Mandi formations. The Pb isotope ratio for NHRL is defined by $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_{\text{NHRL}} = 0.1084 * (^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i + 13.491$ and $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_{\text{NHRL}} = 1.209 * (^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i + 15.627$ (Hart 1984). The Geochron line (4.55 Ga) is defined as $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 0.617976 * (^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i + 4.524501$ (Patterson 1956). The reservoirs EM-1, EM-2, LCC, UCC, HIMU and BSE (Bulk Silicate Earth) are presented for reference (Zindler & Hart 1986). Samples from the Sobreiro and Santa Rosa formations were added for comparison (Fernandes & Juliani 2019).

4.3.2. Sr isotopes

The whole rock Rb-Sr isotopic results are presented in Table 2. It shows the Rb and Sr concentrations, their current $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ and $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ ratios and the initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(i)}$ ratio recalculated to 1889 Ma for each sample.

The range of initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(i)}$ ratios obtained from the Vila Mandi samples (0.702635 to 0.705972) is very similar when compared to the ratios obtained for samples from the Cinco Estrelas Formation (0.703114 to 0.704144), that present very high homogeneous values that overlap between both formations. It is assumed that all $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(i)}$ values obtained for the samples from the Cinco Estrelas and Vila Mandi formations are real, with acceptability based on the reference for an initial ratio for terrestrial rocks of 0.698976 ± 0.000055 obtained by (Papanastassiou & Wasserburg 1969).

As for the current ratios, the lowest current $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ values were identified in the samples belonging to the Cinco Estrelas Formation (0.719471 to 0.759381), while the samples from the Vila Mandi Formation have the highest and most heterogeneous current $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios (0.728392 to 0.839146). Regarding $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ ratios, the Cinco Estrelas Formation (0.6008 to 2.0698) is more homogeneous when compared to those belonging to the Vila Mandi Formation (0.8247 to 4.9368). The Vila Mandi Formation also has a higher mean value between the current $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ ratios for the rocks of this formation.

In the diagram containing the current $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ isotopic ratios (Fig. 13), it is shown that the samples of both the Cinco Estrelas and Vila Mandi formations have a good

correlation between both isotopic ratios, demonstrating a linear trend. The diagram also shows that when comparing both units, the Vila Mandi Formation is more radiogenic than the Cinco Estrelas Formation.

The primitive mantle has an $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio of 0.7028 at 1889 Ma, recalculated according to the current ratios ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7052$ and $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} = 0.089$) for the bulk Earth (Zindler & Hart 1986), so the Sr isotopes point to a source richer than the primitive mantle for both the Cinco Estrelas and Vila Mandi formations.

Analytical results obtained from Rb-Sr isotopes in rhyolites from the Vila Mandi Formation provided an $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ isochronic age of 1871 ± 47 Ma with $\text{MSWD} = 918$ and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i = 0.7054$. For the Cinco Estrelas Formation it is obtained an $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ isochronic age of 1880 ± 43 Ma with $\text{MSWD} = 56$ and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i = 0.7034$ n (Fig. 14), interpreted as the age of crystallization. Both ages, within the analytical errors, are like those obtained by the U-Pb dating on zircon performed by Santos (2017). Both isochrones also show little perturbation related to Rb and Sr isotopes. The high MSWD attributed to both isochrones is due to the small amount of error in obtaining the Sr isotope ratios, although the MSWD values do not permit the consideration of the regression lines, from a strictly statistical point of view, as isochrones. Nonetheless, the age interval of 1.87 – 1.88 Ga has major geological significance in the Carajás Province, because it constrains, by zircon dating.

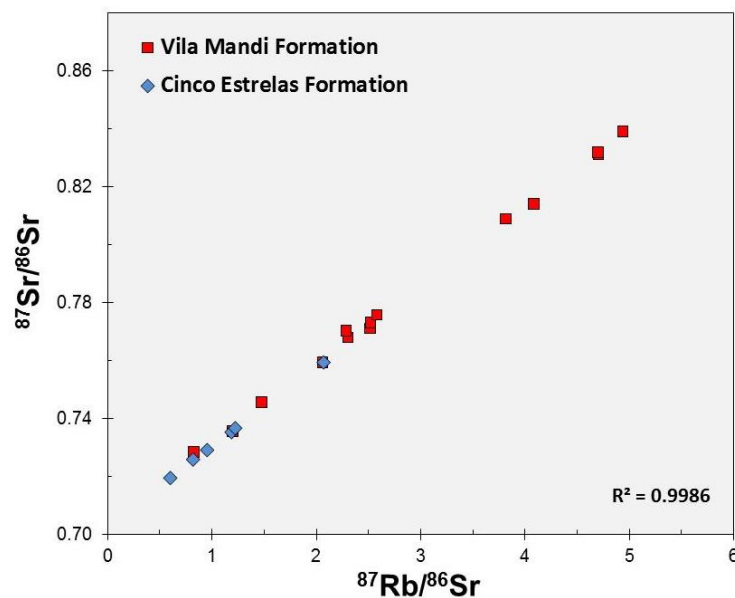


Fig. 13 - Present-day measured whole-rock $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ vs. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ isotope ratio for the Cinco Estrelas and Vila Mandi formations.

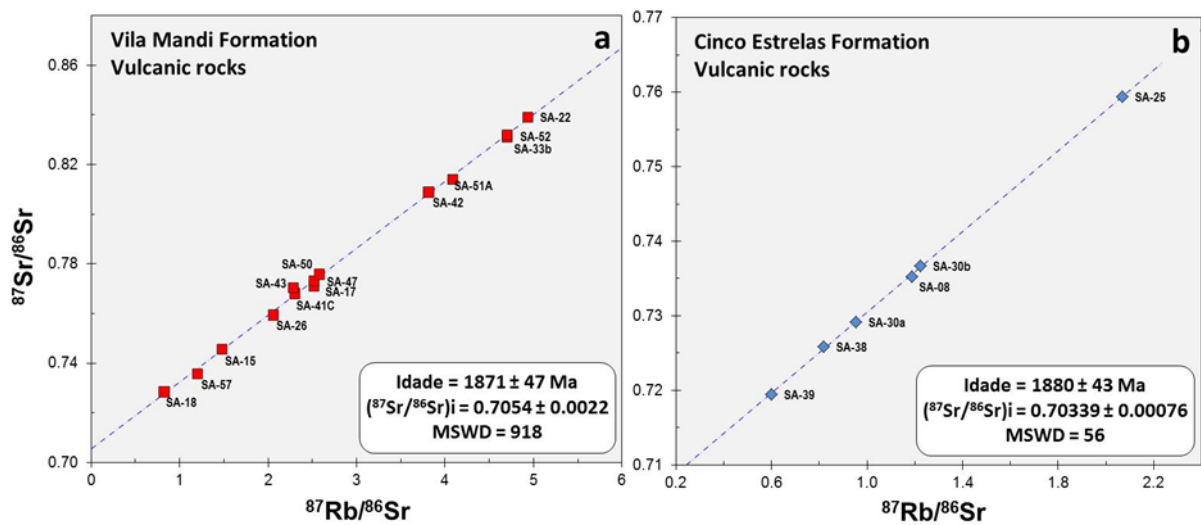


Fig. 14 - Whole-rock Rb-Sr isochrones: (a) 1.87 Ga - Vila Mandi and (b) 1.88 Ga - Cinco Estrelas formations. Symbols as in Fig. 13.

Table 2 - Sr and Nd isotopic data from the Cinco Estrelas and Vila Mandi formations, all initial ratios were recalculated to 1889 Ma; the Nd- T_{DM} age calculated in double stage. SiO_2 , P_2O_5 and K_2O data shown at Santos (2017).

Unit/ Samples	SiO_2 (%)	K_2O (%)	P_2O_5 (%)	Rb (ppm)	Sr (ppm)	Nd (ppm)	Sm (ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$f_{\text{Sm}/\text{Nd}}$	T_{DM}	ϵ_{Nd} (1.88Ga)	ϵ_{Sr} (1.88Ga)	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ (1.88Ga)	$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i$ (1.88Ga)
Cinco Estrelas Formation																	
SA-08	64.94	4.04	0.19	122.0	307.7	6.0	31.0	1.1878	0.735289	0.1169	0.511245	-0.41	2.86	-7.86	26.5	0.704144	0.509792
SA-25	65.38	4.61	0.09	148.4	208.9	4.4	24.6	2.0698	0.759386	0.1082	0.511300	-0.45	2.53	-4.66	11.8	0.703114	0.509955
SA-30a	64.31	3.24	0.11	114.1	345.9	5.0	29.2	0.9536	0.729123	0.1037	0.511213	-0.47	2.55	-5.27	13.0	0.703198	0.509924
SA-30b	66.84	3.92	0.22	120.8	284.8	6.4	34.8	1.2226	0.736681	0.1118	0.511309	-0.43	2.61	-5.38	16.6	0.703448	0.509919
SA-38	61.29	3.53	0.37	109.4	384.4	6.0	29.8	0.8186	0.725864	0.1206	0.511385	-0.39	2.74	-6.03	19.0	0.703616	0.509885
SA-39	55.49	2.10	0.15	75.2	360.1	21.2	89.8	0.6008	0.719471	0.1430	0.511099	-0.36	3.45	-17.09	12.2	0.703138	0.509321
Vila Mandi Formation																	
SA-15	69.94	4.38	0.09	134.7	263.1	5.3	26.0	1.4785	0.745630	0.1227	0.511546	-0.38	2.52	-3.38	44.9	0.705435	0.510020
SA-17	69.94	5.49	0.06	155.0	177.9	3.1	14.3	2.5179	0.771088	0.1302	0.511505	-0.34	2.84	-5.99	5.0	0.702635	0.509887
SA-18	74.71	1.33	0.06	62.0	216.5	4.4	24.6	0.8248	0.728394	0.1084	0.511185	-0.45	2.71	-6.97	52.5	0.705972	0.509838
SA-22	73.03	5.28	0.06	200.0	118.0	6.5	36.9	4.9369	0.839146	0.1067	0.511225	-0.46	2.61	-5.77	37.7	0.704928	0.509899
SA-26	69.10	5.40	0.09	169.0	239.1	6.0	33.2	2.0601	0.759383	0.1091	0.511236	-0.45	2.65	-6.13	15.6	0.703375	0.509880
SA-33b	71.88	5.95	0.06	196.0	121.4	7.7	43.1	4.7049	0.831161	0.1074	0.511255	-0.45	2.58	-5.35	13.8	0.703251	0.509920
SA-41c	78.31	3.79	0.06	103.8	130.0	4.4	23.5	2.3044	0.767985	0.1137	0.511211	-0.42	2.82	-7.74	43.5	0.705337	0.509798
SA-42	75.29	4.49	0.06	104.6	80.0	6.0	30.7	3.8133	0.808907	0.1174	0.511317	-0.40	2.76	-6.57	42.1	0.705237	0.509857
SA-43	70.68	4.96	0.07	150.8	191.1	6.8	38.8	2.2866	0.770372	0.1051	0.511170	-0.47	2.65	-5.35	41.3	0.705069	0.509798
SA-47	74.79	3.35	0.03	122.0	140.0	6.9	44.0	2.5206	0.773092	0.0945	0.511149	-0.52	2.43	-3.03	32.5	0.704565	0.509916
SA-50	70.81	5.50	0.06	186.2	208.4	7.0	38.2	2.5797	0.775811	0.1113	0.511251	-0.43	2.69	-6.38	48.3	0.705677	0.509867
SA-52	71.98	5.54	0.05	168.9	104.2	5.3	28.1	4.7002	0.831903	0.1133	0.511328	-0.42	2.62	-5.35	26.2	0.704119	0.509920
SA-51a	73.14	5.58	0.04	146.9	104.2	5.4	30.5	4.0846	0.814086	0.1072	0.511176	-0.45	2.69	-6.86	10.8	0.703039	0.509843
SA-57	43.49	1.44	0.09	75.1	180.0	2.1	7.9	1.2004	0.735619	0.1624	0.512083	-0.27	3.20	-2.52	10.0	0.702985	0.510064

4.3.3. Nd Isotopes

Whole rock Sm-Nd isotopic data obtained from the Vila Mandi and Cinco Estrelas samples are shown in Table 3. There, it shows the values of the Sm and Nd concentrations, the $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ and $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ratios, the chemical fractionation values ($f_{\text{Sm}/\text{Nd}}$), the current ϵ_{Nd} values $\epsilon_{\text{Nd}}(0)$, the recalculated ϵ_{Nd} values for the rock crystallization age, $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ and Nd- T_{DM} model ages, calculated for each sample.

Sm-Nd isotope data obtained from the Cinco Estrelas Formation samples reveal $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ ratios between (0.1036 to 0.1430), $^{147}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ between (0.511099 to 0.511385) and very restricted ϵ_{Nd} values ranging from -7.9 to -4.66 with a single outlier of -17.09 . The samples from the Vila Mandi Formation show $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ ratios between (0.0944 to 0.1301), $^{147}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ between (0.511170 to 0.511546) and more homogeneous ϵ_{Nd} with variations between -7.7 and -3.0 . Both formations show a significant heterogeneity of sources in relation to Nd and a clear material contribution from the crust partial melting. Nd- T_{DM} model ages varies between 2.53 to 3.44 and 2.43 to 2.84 for the Cinco Estrelas and Vila Mandi formations, respectively. The 3.44 Nd- T_{DM} model age for sample SA-39 was calculated in a double stage due to high radiogenic Sm and Nd concentrations, resulting in a high $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ ratio (0.14303).

The $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(i)}$ vs. $\epsilon_{\text{Nd}}(i)$ (Fig. 15) shows that both formations have moderately negative ϵ_{Nd} values close to -3.03 , showing a slight downward trend of isotopic compositions similar to the lower mantle, indicated by the “LM” field. An outlier is present in the Cinco Estrelas Formation with ϵ_{Nd} values of (-17.09) .

The $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs. $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ diagram (Fig. 16) shows the current isotopic ratios for the Cinco Estrelas and Vila Mandi formations. All samples plot in the lower right quadrant indicating enrichment in radiogenic Sr and Nd isotopes, a common behavior for Precambrian rocks with lower Sm/Nd ratios than the subcontinental mantle (Rollinson 1993, Faure & Mensing 2005). The diagram also shows an enrichment in radiogenic Sr for the Vila Mandi Formation, meanwhile the $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ratios are similar for both formations.

The fractionation factor ($f_{\text{Sm/Nd}}$) proposed by DePaolo (1988) for the Cinco Estrelas Formation ranges from -0.47 to -0.36 , while for the Vila Mandi Formation the values of $f_{\text{Sm/Nd}}$ range from -0.52 to -0.34 . Note that the $f_{\text{Sm/Nd}}$ values for both formations are quite homogeneous, indicating that the fractionation is not significant in the Sm-Nd system for the analyzed samples.

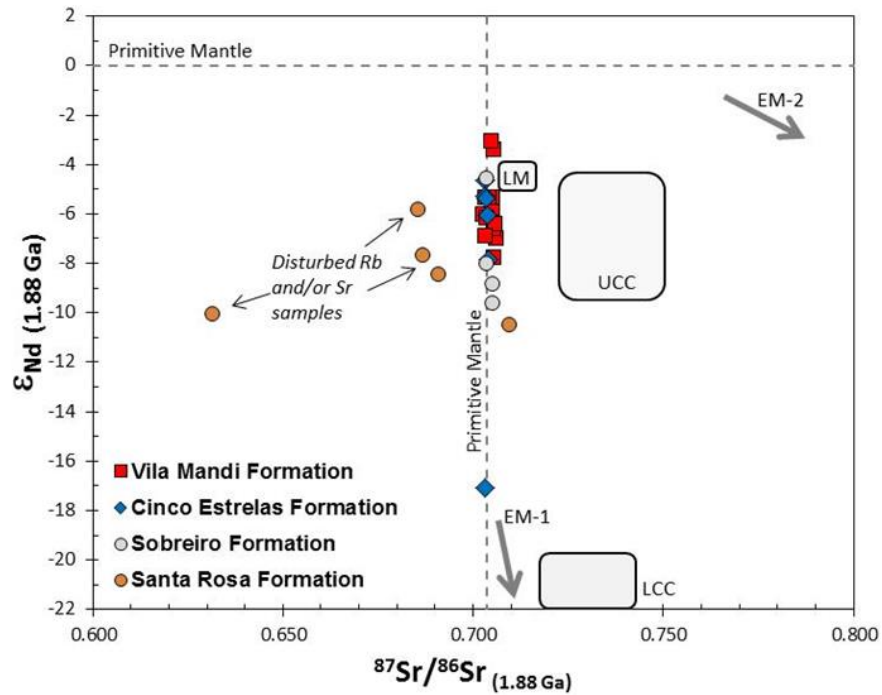


Fig. 15 - Initial Sr and Nd isotope ratio diagram for the paleoproterozoic volcanic rocks of Vila Mandi and Cinco Estrelas Formations. LM=Lower mantle; UCC=Upper continental crustal; LCC=Lower continental crust; EM-1=Enriched mantle 1; and EM-2=Enriched mantle 2 (Zindler & Hart 1986, Faure 2001). All isotope ratios are recalculated to 1.89 Ga. Sobreiro and Santa Rosa formations located at the São Félix do Xingu region were plotted and exhibit a similarity with the formations of the Vila Mandi Region.

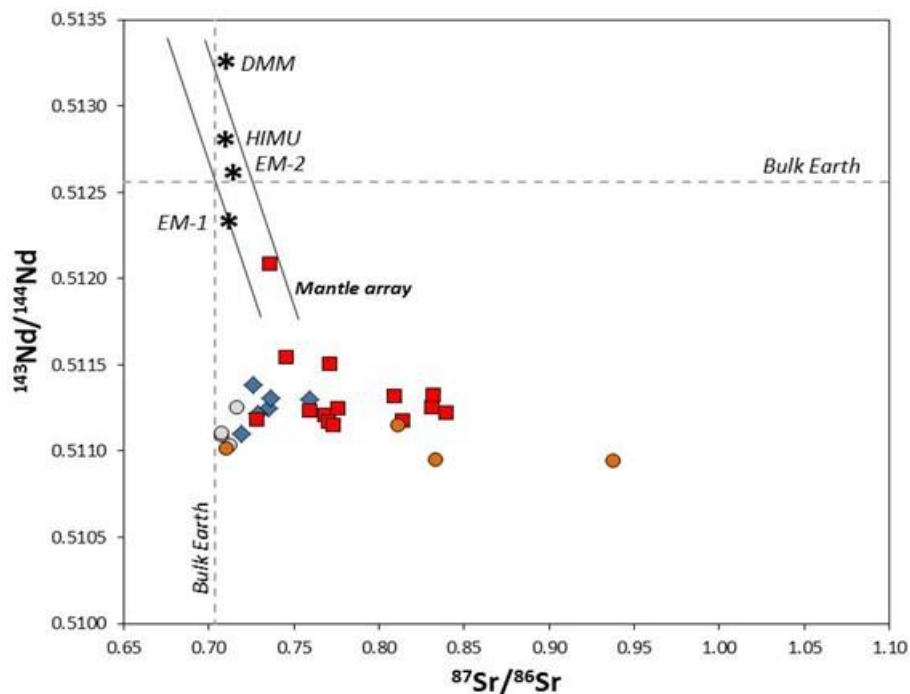


Fig. 16 - Present-day measured whole-rock $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ vs. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ isotope ratio diagram for the Cinco Estrelas, Vila Mandi, Sobreiro and Santa Rosa formations. The postulated EM-1, EM-2, HIMU (high μ), DMM (Depleted MORB-mantle component), and Bulk Earth compositions are presented for reference (Zindler & Hart 1986). Symbols as in Fig. 15.

The $f_{\text{Sm/Nd}}$ vs. $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ diagram (DePaolo & Wasserburg, 1976; McLennan & Hemming 1992) is useful to discriminate the tectonic context in which the units were formed (Fig. 17). The analyzed samples plots concentrating in both the active and passive margin fields, with behavior suggesting the participation of juvenile sources related to arc environments. The semi-horizontal pattern between the plotted samples also points to mixing between sources during formation genesis.

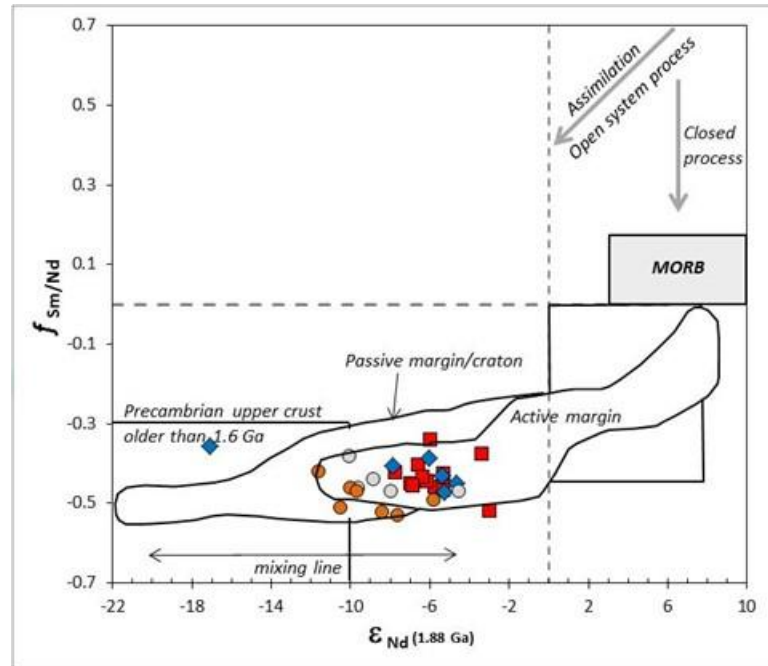


Fig. 17 - Fractionation factor ($f_{\text{Sm/Nd}}$) vs. ϵ_{Nd} (1.88 Ga) diagram (DePaolo & Wasserburg 1976, Shirey and Hanson 1986) for the Cinco Estrela and Vila Mandi Sobreiro and Santa Rosa Formations. The modeled vectors show open-and-closed system processes (Zachariah *et al.* 1997). Symbols as in Fig. 15.

5. DISCUSSION

5.1. CORRELATIONS WITH THE UATUMÃ MAGMATISM

Together the petrographic, geochronological and isotopic data previously presented allow us to attribute to the volcano-plutonic lithotypes of the Cinco Estrelas and Vila Mandi formations a temporal correlation with the bimodal Paleoproterozoic volcano-plutonism attributed to the Uatumã Magmatism, widely identified along the Amazon Craton (Juliani *et al.* 2005, Ferron *et al.* 2005, Ferron *et al.* 2010, Juliani & Fernandes 2010, Misas 2015, Tokashiki 2015, Bettencourt *et al.* 2016, Vieira 2016, Santos 2017, Santos *et al.* 2017, Fernandes & Juliani 2019).

The comparison between petrographic data presented in chapter 4.2 of this article and with other previous works allows us to insert the Cinco Estrelas and Vila Mandi formations in the Uatumã Magmatism event, e.g. in the state of Roraima, the Surumu Group (Vasquez *et al.*

1999, Pinho *et al.* 2001); the Irocoumé Group in the Pitinga Region (Santos 2003, Costi *et al.* 2000, Ferron *et al.* 2006); the Moraes de Almeida and Vila Riozinho formations, the Iriri Group and the Maloquinha Intrusive Suite in the Mineral Province of Tapajós (Lamarão *et al.* 2002, Vasquez *et al.* 1999, Texeira *et al.* 2002) and the Sobreiro and Santa Rosa formations in the São Félix do Xingu region (Macambira & Vale 1997, Pinho *et al.* 2006, Fernandes *et al.* 2011, Fernandes & Juliani 2019). In some of the units, the Uatumã Magmatism is characterized by its bimodal character with the presence of volcanic rocks related to magmatic arc environments in transition to an anorogenic tectonic context, a phenomenon that occurs in the Cinco Estrelas and Vila Mandi formations.

From the petrographic analysis of the two facies that comprises the Cinco Estrelas Formation, we can correlate it with the Sobreiro, Moraes de Almeida and Vila Riozinho formations and with the lower portion of the Iroucoumé and Surumu groups. All characterized by the presence of andesites with subordinate rhyolites and rhyodacites with the presence of lava flows and volcanoclastics facies (Figs. 3, 4, 5 and 7). While the Vila Mandi Formation is mainly characterized by a more evolved rhyolitic composition, being constituted by different volcanic and sub-volcanic facies with the occurrence of lava flows, ignimbrites and other volcanoclastic rocks, analogous to the Santa Rosa Formation, the Maloquinha Intrusive Suite and the upper portions of the Iriri, Irocoumé and Surumu groups (Figs. 3, 4, 6, 8 and 9).

The geochronological data also support the insertion of the studied formations and the Uatumã Magmatism. The isochrones shown in figures 10 and 13 present 1871 ± 47 Ma Rb-Sr age and 1875 ± 17 Ma Pb-Pb ages for the volcanic of the Vila Mandi Formation, whereas the Cinco Estrelas Formation has Rb-Sr age of 1880 ± 43 Ma. Among the errors present, all the ages obtained are similar to the U-Pb age of 1889 ± 3.7 Ma of the Vila Mandi Formation rhyolites (Santos 2017, Santos *et al.* 2017). The isochronics ages are also contemporary, among their margins of error, the ages obtained for the other formations that make up the Uatumã Magmatism along the Amazon Craton presented in Table 3. The ages obtained also suggest that all the systems used were closed to their respective geochronometers.

Table 3 - Geochronological data of volcanic and Uatumã related rocks on the Amazon Craton referring to the São Félix do Xingú, Tapajós, Roraima, Santana do Araguaia, Erepecuru - Trombetas and Pitinga regions. Sources: (1) Pinho *et al.* (2006); (2) Fernandes *et al.* (2011); (3) Lamarão *et al.* (2002); (4) Lamarão *et al.* (2005); (5) Vasquez *et al.* (1999); (6) Texeira *et al.* (2002); (7) Santos (2003); (8) Costi *et al.* (2000); (9) Ferron *et al.* (2006); (10) Barreto *et al.* (2012); (11) Barreto *et al.* (2021); (12) Santos (2017); (13) Castro *et al.* (2014).

Lithostratigraphic Units	Lithology	Method	Material Analyzed	Age (Ma) / (Source)
São Félix do Xingu				
Sobreiro Formation	Dacite	U-Pb	Zircon	1880 ± 6 (1)
	Andesite	Nd-T _{DM}	Whole rock	3110 – 2490 (2)
Santa Rosa Formation	Rhyolite	Pb-Pb	Zircon	1879 ± 2 (2)
	Rhyolite	Nd-T _{DM}	Whole rock	2560 – 3120 (2)
Tapajós				
Moraes de Almeida Formation	Rhyolite	Pb-Pb	Zircon	1890 ± 6 (3)
	Ignimbrite	Pb-Pb	Zircon	1875 ± 4 (3)
	Trachyte	Pb-Pb	Zircon	1881 ± 4 (3)
	Trachyte/Ignimbrite	Nd-T _{DM}	Whole rock	2490 – 2280 (4)
Vila Riozinho Formation	Rhyolite	Pb-Pb	Zircon	1898 ± 3 (3)
Iri Group	Rhyolite	Pb-Pb	Zircon	1888 ± 2 (5)
	Rhyolite	Pb-Pb	Zircon	1875 ± 3 (6)
Maloquinha Intrusive Suite	Granite	Pb-Pb	Zircon	1880 ± 9 (3)
	Granite	Pb-Pb	Zircon	1881 ± 9 (3)
	Granite	Pb-Pb	Zircon	1881 ± 9 (3)
Pitinga				
Iricoumé Group	Rhyolite	U-Pb	Zircon	1960 (7)
	Rhyolite	U-Pb	Zircon	1896 ± 7 (8)
	Riodacite	Pb-Pb	Zircon	1881 ± 2 (9)
	Ignimbrite	Pb-Pb	Zircon	1890 ± 2 (9)
	Ignimbrite	Pb-Pb	Zircon	1888 ± 2.5 (10)
	Ignimbrite	Pb-Pb	Zircon	1889 ± 2 (10)
	Andesite	Pb-Pb	Zircon	1992 ± 3 (10)
	Ignimbrite	Pb-Pb	Zircon	1888 ± 8.6 (13)
	Dacite	Nd-T _{DM}	Whole rock	1980 – 2390 (10)
Erepecuru – Trombetas				
Igarapé Paboca Formation	Andesite	Pb-Pb	Zircon	1992 ± 3 (11)
	Andesitic Ignimbrite	U-Pb	Zircon	1948 ± 6 (13)
	Andesite Ignimbrite	U-Pb	Zircon	1889 ± 9 (11)
Irocoumé Group	Trachydacitic	Pb-Pb	Zircon	1888 ± 3 (11)
	Ignimbrite			
Roraima				
Surumu group	Andesite	U-Pb	Zircon	1966 ± 9 (5)
	Andesite	U-Pb	Zircon	1984 ± 8 (5)
Santana do Araguaia				
Vila Mandi Formation	Rhyolite	U-Pb	Zircon	1888.9 ± 3.7 (12)
	Rhyolite	U-Pb	Zircon	1983 ± 18 (12)
	Rhyolite	Rb-Sr	Whole rock	1871 ± 47
	Rhyolite	Pb-Pb	Whole rock	1875 ± 17
	Rhyolite	Nd-T _{DM}	Whole rock	2530 – 3440
Cinco Estrelas Formation	Andesite/Rhyolite	Rb-Sr	Whole rock	1880 ± 43
		Nd-T _{DM}	Whole rock	2430 – 2800

The Pb isotopic geochemistry of the Vila Mandi Formation also allows for a correlation with the Santa Rosa Formation, in the São Félix do Xingu Region. In addition to having a very similar Pb-Pb isochronic age, the Vila Mandi Formation has an isotopic signature of Pb,

pointing to the almost exclusive participation of material from the upper crust (Figs. 10 and 11), like what was proposed by Fernandes & Juliani (2019) for the Santa Rosa Formation rocks. Sr isotopic geochemistry also points out similarities between the Cinco Estrelas and Vila Mandi formations with the Sobreiro and Santa Rosa formations, respectively. Figure 13 shows that samples from the Vila Mandi Formation are more radiogenic than samples from the Cinco Estrelas Formation, analogous to samples from the Uatumã Magmatism in the São Félix do Xingu region.

Nd isotopic data also confirm the correlation between the Vila Mandi units and the Uatumã Magmatism. The Nd- T_{DM} model ages (Tables 2 and 3) of the Cinco Estrelas and Vila Mandi formations are like the Nd- T_{DM} ages calculated for the Sobreiro and Santa Rosa formations (Fernandes *et al.* 2011, Fernandes & Juliani 2019), volcanic rocks from the Iricoumé Group (Barreto *et al.* 2012) and ignimbrites from the Moraes de Almeida Formation (Lamarão *et al.* 2005). The $\epsilon_{Nd}(t)$ values are also similar for the Vila Mandi and São Félix do Xingu regions, both varying between -5 and -10 , but some discrepancies are found when comparing with the Iricoumé Group.

Together, the Pb, Sr and Nd isotopic geochemistry reveals even greater similarities between the formations in both Vila Mandi and São Félix do Xingu regions. In the $^{87}Sr/^{86}Sr_{(1,88 Ga)}$ vs. $\epsilon_{Nd(1,88 Ga)}$ diagram (Fig. 15) the samples from the Cinco Estrelas and Vila Mandi formations from the Vila Mandi region and the samples from Sobreiro and Santa Rosa Formations from the São Félix do Xingu region, reveal negative and median values of ϵ_{Nd} , with a slight downward trend from compositions close to the lower mantle to higher $^{87}Sr/^{86}Sr$ initial values. The $^{143}Nd/^{144}Nd$ vs. $^{87}Sr/^{86}Sr$ e $f_{Sm/Nd}$ vs. $\epsilon_{Nd(i)}$ (Figs. 16 and 17) also point out similarities between the formations, both reinforcing the genetic relationship between the geological units in both regions, as predicted in the elemental and isotopic Sm/Nd geochemistry (Fernandes *et al.* 2011, Fernandes & Juliani 2019).

Thus, it is proposed that both units studied are related to the Paleoproterozoic bimodal effusive magmatism present in other portions of the Amazonian Craton, such as the region of São Félix do Xingu (Juliani & Fernandes 2010, Fernandes & Juliani 2019), of the Iriri Group in the Tapajós Mineral Province region (Juliani *et al.* 2005), and the Iricoumé Group in the Pitinga Tin Province (Ferron *et al.* 2010).

5.2. AGE AND PETROGENESIS OF MAGMAS

The existing geochronological information on the Cinco Estrelas and Vila Mandi formations are scarce, with only LA-ICP-MS U-Pb datings in single-crystal zircons of 1983 ± 18 Ma and 1889 ± 3.7 Ma performed by Santos (2017, Santos *et al.* 2017), both obtained from the lave flow facies of the Vila mandi Formation and interpreted as the age of magmatism.

The Pb-Pb ages of 1875 ± 17 Ma (Fig. 10a) and Rb-Sr of 1871 ± 47 Ma with a initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ ratio varying between 0.702635 to 0.705972 for the Vila Mandi formation and the Rb-Sr age of 1880 ± 43 Ma with initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ ratio ranging from 0.703114 to 0.704144 for the Cinco Estrelas Formation and are in agreement, within the error margin, with those obtained by Santos (2017) for the Vila Mandi region, and with the other units representing the Uatumã magmatism across the Amazon craton (Table 3). Given these facts, the following interpretation hypothesis can be raised for the ages obtained in this work together with that of Santos (2017) for the volcanic series represented by the Cinco Estrelas and Vila Mandi formations:

- The ages obtained by the Pb-Pb and Rb-Sr methods date the units' crystallization events. In this case, using the isotopic data in conjunction with petrography and field surveys, it is possible to state that the andesites belonging to the Cinco Estrelas Formation were generated first, followed by a rhyolitic volcano-plutonism that generated the Vila Mandi Formation.
- The mean $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ ratios of 0.703443 for the Cinco Estrelas Formation and 0.704510 for the Vila Mandi Formation (Table 2), is an indicative for a mantle source for both units (Faure 1986; Dickin 2005). Both values within the range of the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ ratios for the representative volcanic rocks of the Uatumã Magmatism in the region of São Félix do Xingu with an analogous interpretation given by Fernandes & Juliani (2019).
- The average $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_i$ ratios is 0.509799 and 0.509880 (Table 2) for the Cinco Estrelas and Vila Mandi formations, respectively, also points to mantle sources for the magmas that generated the Cinco Estrelas and Vila Mandi formations (Faure 1986).
- The Nd- T_{DM} ages ranging between 2.62 to 2.86 Ga suggesting a Neoarchean source for the rocks of the Cinco Estrelas and Vila Mandi formation.

5.3 THE ROLE OF FRACTIONAL CRYSTALLIZATION AND CRUSTAL ASSIMILATION

The magmatic evolution of the Cinco Estrelas and Vila Mandi formations suggests the participation of components from Fractional Crystallization (FC) in conjunction with Assimilation-Fractional Crystallization (AFC), evolving from an andesitic to dacitic magmas in the Cinco Estrelas Formation and in the rhyolites of the Vila Mandi Formation.

As previously discussed in the chapter 4.2 of this paper, the Cinco Estrelas Formation mineral assemblage is comprised of magnetite, clinopyroxene, zircon, potassic feldspar and plagioclase crystals present in rocks varying from andesites, trachydacites and dacites. Whereas the rhyolites of the Vila Mandi Formation are predominantly composed of potassium feldspar, with some subordinate plagioclase occurrences. Thus, the mineralogical association of both formations suggests that these rocks may be derived from poorly evolved rocks such as basaltic andesite or basalt by fractional crystallization.

Fernandes & Juliani (2019) propose that the Sobreiro Formation, correlated with the Cinco Estrelas Formation as previously discussed, has a geochemical compatibility with mantle-sourced magmas that evolved under oxidizing conditions through the extraction of accessory minerals and phenocryst assemblage encompassing magnetite, augite, magnesiohastingsite and possible plagioclase from basaltic andesites and andesites. By comparing the data between the Sobreiro and Cinco Estrelas formations, it can be inferred that the theories proposed by Fernandes & Juliani (2019) can be applied to the rocks of the Cinco Estrelas Formation, since both formations have very similar mineral assemblages and Sr-Nd isotopic data (Table 2 and Figure 15), the same data also points a mantle source for the generating magmas of the Cinco Estrelas Formation.

The silica-rich Vila Mandi Formation is interpreted as the product of crustal anatexis, with a reasonable addition of oceanic and/or terrigenous sediments that evolved under reducing to oxidizing conditions with magmatic evolution driven by fractionating of zircon, apatite, potassium feldspar, plagioclase and minor biotite on rhyodacite to rhyolite. Analogous to the interpretation proposed by Fernandes & Juliani (2019) for the Santa Rosa Formation in the São Félix do Xingu region. Both units behave in accordance with the petrographic descriptions in chapter 4.2 and the variation diagrams presented by Santos (2017).

The negative $\epsilon_{\text{Nd}(1.88 \text{ Ga})}$ values (-7.86 to -3.03), the positive $\epsilon_{\text{Sr}(1.88 \text{ Ga})}$ values (5.03 to 44.90) and the Nd- T_{DM} model ages ranging from 2.43 to 2.86 Ga (Table 2) for the Vila Mandi and Cinco Estrelas formations indicate that the original magmas could not have been derived solely from mantle sources but may have been originated as the product from the melting of a slightly older Paleoproterozoic sialic crust, suggesting dominant Archean crustal sources for the parental magmas.

The SiO_2 vs. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ and SiO_2 vs. $\epsilon_{\text{Nd}(1.88 \text{ Ga})}$ diagrams (Figs. 18a and 18b; White & Patchett 1984) reveals that the Cinco Estrelas and Sobreiro Formation samples yields a small positive correlation with a clear FC trend and a smaller and subordinate AFC component,

reinforcing the participation of crustal assimilation for the rocks of this formation. Meanwhile the more evolved Vila Mandi and Santa Rosa Formations yields a steeper positive correlation trend which slope points to a more equal participation of FC and AFC components, also suggesting a probable subducted sediment participation (SS) in its composition.

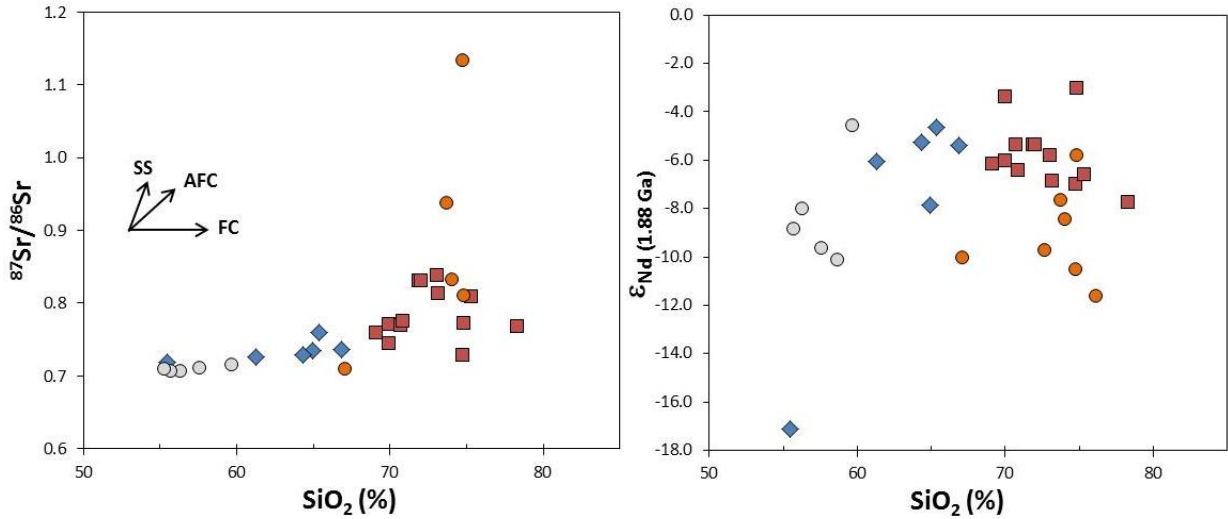


Fig. 18 - Present-day measured whole-rock $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ isotope ratios and $\epsilon_{\text{Nd}}(1.88 \text{ Ga})$ plotted against SiO_2 for the Cinco Estrelas, Vila Mandi, Santa Rosa and Sobreiro rock types. The vectors represent Assimilation-Fractional Crystallization (AFC), Fractional Crystallization (FC), and Subducted Sediment (SS) components (White & Patchett 1984). SiO_2 data of Santos (2017) and symbols as in Fig. 15.

Although, only using the diagrams from Figure 18 can be prove difficult in establishing the source of the contamination for both formations, therefore it is used the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(1.88 \text{ Ga})}$ vs. $\text{P}_2\text{O}_5/\text{K}_2\text{O}$ diagram (Carlson & Hart 1987, Hart *et al.* 1997; Fig 19) since the $\text{P}_2\text{O}_5/\text{K}_2\text{O}$ ratio is a sensitive indicator of contamination by intermediate to felsic crust. By comparing figures 18 and 19 it is also possible to confirm the greater participation of the AFC component in the Vila Mandi and Santa Rosa formations, meanwhile the trend presented in both the Cinco Estrelas and Sobreiro formations is stricter in a FC trend.

This interpretation is compatible with the magmatic evolution proposed for the volcanic units of the regions of São Félix do Xingu (Fernandes *et al.* 2011, Fernandes & Juliani 2019), The Tapajós Mineral Province (Lamarão *et al.* 2002, Misas 2010), and the Erepecuru-Trombetas Domain (Barreto *et al.* 2021).

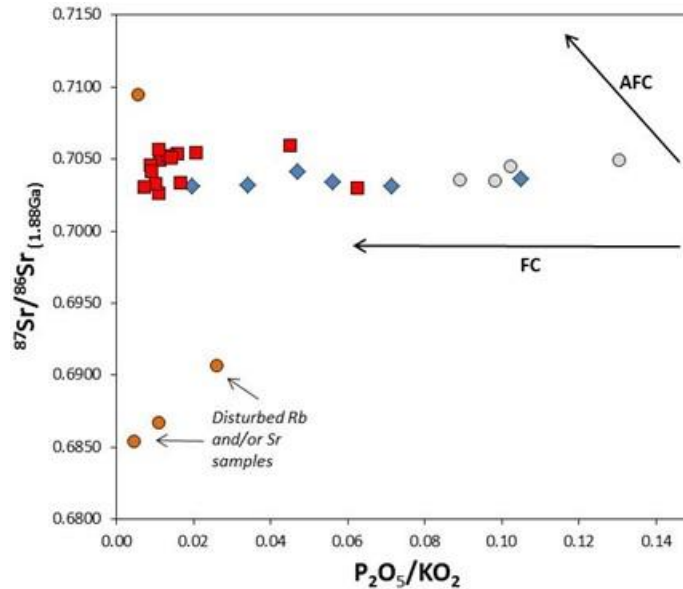


Fig. 19 - $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(1.88\text{ Ga})}$ vs. $\text{P}_2\text{O}_5/\text{K}_2\text{O}$ diagram (Carlson & Hart 1987, Hart *et al.* 1997) as an indicator of crustal contamination. P_2O_5 and K_2O data of Santos (2017) and symbols as in Fig. 15.

6. CONCLUSIONS

This work is the product of the integration of data from petrographic studies, geochronology and Pb-Sr-Nd isotopic geochemistry for the Paleoproterozoic volcano-plutonic rocks located in the southern portion of the Amazon Craton, more specifically in the Vila Mandi region (PA). The results obtained show that:

- The basal unit comprises the Cinco Estrelas Formation, characterized by basic to intermediary volcanic rocks divided in two distinct facies: the lava flow facies and volcanoclastic facies. Data obtained from the petrographic and chemical analysis on the lithologies that make up the lava flow facies reveal their composition vary between andesitic to rhyolitic compositions (Figs. 4a and 4b) sometimes exhibiting porphyritic texture. The volcanoclastic facies is classified as an ash-tuff, composed of fragments of angular to sub angular crystals of plagioclase, quartz, opaque minerals and alkali-feldspar surrounded by a very fine matrix of quartz-feldspathic composition as well as opaque minerals.
- The upper unit comprises the Vila Mandi Formation, hosting more evolved rocks formed in a similar tectonic setting as the basal unit, it has compositions, varying between rhyodacites and rhyolites, with a single sample of alkali-rhyolite composition. This unit is divided into four distinct facies: lava flow, ignimbrites, inequigranular granitoid facies, granite porphyry dyke.

- Based on geochemical and petrographic data previously shown in this paper, the rocks comprising the Cinco Estrelas Formation compositions divided into lava flow and volcanoclastic facies can be correlated with the Sobreiro and Vila Riozinho formations and parts of Irocoumé and Surumu groups. Meanwhile the more evolved Vila Mandi Formation can also be correlated with the more evolved segments of the Irocoumé and Surumu groups as well as the Santa Rosa Formation.
- Rb-Sr analytical results from the Vila Mandi Formation rhyolites exhibits an isochronic age of 1871 ± 47 Ma and an $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ initial ratio of 0.7054, meanwhile the Cinco Estrelas Formation rhyolites presents a isochronic age of 1880 ± 43 Ma and an initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio of 0.7034. The Pb-Pb results in the Vila Mandi Formation rhyolites presents a isochronic age of 1875 ± 17 Ma. All ages are very similar to the U-Pb results obtained by Santos (2017), within the analytical errors, suggesting that all the systems remained closed for the geochronometers.
- The initial $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ for these rocks vary between 0.7026 a 0.7059, suggesting a mantellic source for the generating magmas, the μ values (10.6 to 11.0) points to a superior crust source with U enrichment for these rocks. The positive $\epsilon_{\text{Sr}}(t)$ vary between +5 to +53, pointing to a strong crustal component for the genesis of both units, this interpretation is backed up by the negative $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ ranging between $-5,35$ to $-7,86$. The Nd- T_{DM} model ages of 2.62 to 2.86 Ga suggest a Neoproterozoic source for both formations. The Pb-Pb isotopic composition of the Vila Mandi formation vary between $18.25 < ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} < 19.85$; $15.78 < ^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} < 15.97$ and $38.48 < ^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} < 40.53$, with values suggesting a Pb source from the Superior Crust with a significant Orogen Pb component.
- The low initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios (table 2) point to a mantle source for the magmas generating the rocks in the São Félix do Xingu region; however, the data presented in Chapter 5.3 suggest the involvement of crustal components in the generation of these rocks.
- By comparing the Pb-Sr-Nd isotope data of the Cinco Estrelas and the Vila Mandi formations between the Sobreiro and Santa Rosa formations at the São Félix do Xingu Region (Fernandes & Juliani 2019), we can determine the correlation between the volcano-plutonic units from both regions. All the ages obtained in this work can also be correlated to the volcano-plutonic rocks belonging to the Uatuma event in the Tapajós and Pitinga regions (Table 3). The Pb-Pb and Rb-Sr isochronic ages in figures 10a, 14a

and 14b and the distribution of the Pb-Pb and Rb-Sr isotopes ratios can also be used strong a correlation and a similar origin between units in both regions.

Acknowledgments

The authors involved in this paper express their sincere gratitude to all involved in conducting this study. Firstly, thanking the Institute of Geosciences and the Isotopic Geology Laboratory (Pará-Iso) at the Federal University of Pará (UFPA) for their technical and laboratory support and assistance. We would also like to thank CNPq processes 483349/2012-7 (Geologia e potencial metalogenético do vulcano–plutonismo paleoproterozoico da região de Santana do Araguaia (PA), SE do Cráton Amazônico) and process CNPq 550342/2011-7 (Petrogênese e Metalogênese da LIP (Large Igneous Province) Uatumã, Cráton Amazônico) and CAPES - Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior for a scholarship of research productivity, both fundamental for providing funding for this research. And thank all the MbAC Fertilizer Corporation employees and technicians for their support during field work. Additionally, I would like to extend my thanks to all those who contributed in any way to this project, including the research participants, collaborators, and the institution that financially supported this work. Their contribution was vital to the completion of this study and the dissemination of the obtained results.

References

- Almeida F.F.M., Hasui Y., Brito Neves B.B., Fuck P.A. 1981. Brazilian structural provinces: An introduction. *Earth-Science Reviews* **17**: 1–29.
- Barreto C.J.S., Haag M.B., Lafon J.M., Sommer C.A., Rosa-Costa L.T.da. 2021. Textural analysis and emplacement conditions of well-preserved Orosirian felsic volcanic rocks of northern Amazon Craton, Brazil. *Precambrian Res* **366**: 106437.
- Barreto C.J.S., Lafon J.M., Costa L.T.R. 2012. Geochemistry, Pb-Pb zircon ages and Sm-Nd isotopic study of Orosirian felsic volcanism of Iricoumé Group, Central Amazonian Province, southern Guyana Shield. In: Conf 8° South Am Symp Isot Geol (SSAGI) At Medellín, Colombia . *Anais[...]*, v.1, p. 1-29.
- 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., Fernandes C.M.D., Pereira V.P. 2016. Metallogenic systems associated with granitoid magmatism in the Amazonian Craton: An overview of the present level of understanding and exploration significance. *J South Am Earth Sci* **68**: 22–49.

<https://doi.org/10.1016/j.jsames.2015.11.014>

Bordalo A.O., Moura C.A.V., Scheller T., 2007. Determinação da composição isotópica de estrôncio em águas naturais: exemplos de sua aplicação em águas subsuperficiais da zona costeira na região Bragantina-PA. *Quim Nova* **30**: 821–827. <https://doi.org/10.1590/S0100-40422007000400012>

Brito Neves B.B. de. 1999. America do Sul: Quatro fusões, quatro fissões e o processo acrescionário andino. *Rev Bras Geociências* **29**: 379–392. <https://doi.org/10.25249/0375-7536.199929379392>.

Carlson R.W. & Hart W.K. 1987. Crustal genesis on the Oregon Plateau. *J Geophys Res* **92**: 6191. <https://doi.org/10.1029/JB092iB07p06191>

Carneiro C. de C., Carreiro-Araújo S.A., Juliani C., Monteiro L.V.S., Crósta A.P., Fernandes C.M.D. 2013. Estruturação profunda na Província Mineral do Tapajós evidenciada por magnetometria: implicações para a evolução tectônica do Cráton Amazonas. In: 13th International Congress of the Brazilian Geophysical Society & EXPOGEF, Rio de Janeiro, Brazil. Brazilian Geophysical Society, *Anais[...]*. p. 672–676. <https://doi.org/10.1190/sbgf2013-139>

Castro J.M.R., Silva R.C., Rosa-Costa L., Barbosa J.P.O. 2014. *Mapa geológico da folha Rio Trombetas – SA.21-X-A*. Escala 1:250.000. Belém, CPRM-Serviço Geológico do Bras Programa Geol do Bras.

Chiquini A.P. 2011. *Estudo geológico e petrográfico das vulcânicas e das alterações hidrotermais associados no médio Rio Xingu*. Dissertation, Universidade de São Paulo. vi, 59p.

Cordani U., Tassinari C.C., Teixeira W., Basel M.A., Kawashita K. 1979. Evolucion Tectonica de Amazonia con base nos dados geochronologicos. In: 2 Congresso Geologico Chileno, Arica, Chile, *Actas[...]*. p. 137–148.

Costi H.T., Dall’Agnol R., Moura C.A. V. 2000. Geology and Pb-Pb Geochronology of Paleoproterozoic Volcanic and Granitic Rocks of Pitinga Province, Amazonian Craton, Northern Brazil. *Int Geol Ver*, **42**: 832–849. <https://doi.org/10.1080/00206810009465114>

Cruz R.S., Fernandes C.M.D., Villas R.N.N., Juliani C., Monteiro L.V.S., Almeida T.I.R.de, Lagler B., Carneiro, C.C.de, Misas C.M.E. 2015. A study of the hydrothermal alteration in Paleoproterozoic volcanic centers, São Félix do Xingu region, Amazonian Craton, Brazil, using short-wave infrared spectroscopy. *J Volcanol Geotherm Res*, **304**: 324–335. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2015.09.005>.

Cruz R.S., Fernandes C.M.D., Villas R.N.N., Juliani C., Monteiro L.V.S., Lagler B., Misas C.M.E. 2016. Paleoproterozoic volcanic centers of the São Félix do Xingu region, Amazonian craton, Brazil: Hydrothermal alteration and metallogenetic potential. *J Volcanol Geotherm Res*, **320**: 75–87. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2016.04.023>

De la Roche H., Leterrier J., Grandclaude P., Marchal M. 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R 1 R 2 -diagram and major-element analyses — Its relationships with current nomenclature. *Chem Geol*, **29**: 183–210. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(80\)90020-0](https://doi.org/10.1016/0009-2541(80)90020-0).

DePaolo D.J., 1988. Neodymium Isotope Geochemistry. An Introduction. *Geological Magazine*, **126** (5): 596-597. Cambridge University Press.

DePaolo D.J., Wasserburg G.J., 1976. Nd isotopic variations and petrogenetic models. *Geophys Res Lett* **3**: 249–252. <https://doi.org/10.1029/GL003i005p00249>

Dickin A.P., 2005. *Radiogenic Isotope Geology*. Cambridge University Press. 480p. <https://doi.org/10.1017/CBO9781139165150>

Faraco M.T.L., Marinho P.A.C., Vale A.G., Costa J, Ferreira A.L.R.V.C., Lacerda Filho J.V., Moreton L.C., Camargo L., Camargo M.A., Frasca A.A., Ribeiro P.S.E., Vasconcelos A.E., Oliveira M., Oliveira I.W.B., Abreu Filho W., Gomes I., 2004. Folha SC.22 - Tocantins. CPRM. In: Schobbenhaus C., Gonçalves J.H., Santos J.O.S, Abram M.B., Leão Neto R., Matos G.M.M., Vidotti R.M., Ramos M.A.B., Jesus J.D.A. de. (eds.), *Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo*, Sistema de Informações Geográficas - SIG. Brasília, DF, CPRM (Programa Geologia do Brasil).

Faure G., 2001. *Origin of Igneous Rocks*. Springer Berlin Heidelberg, Berlin, Heidelberg. <https://doi.org/10.1007/978-3-662-04474-2>

Faure G., 1986. Principles of Isotope Geology. *Geol Mag*, **124**: 589. <https://doi.org/10.1017/S0016756800017453>

Faure G., Mensing T.M., 2004. *Isotopes: Principles and Applications*, 3rd Edition. New York, John Wiley Ed., 897p.

Fernandes C.M.D., Juliani C., Monteiro L.V.S., Lagler B., Misas C.M.E., 2016. Metallogeny of the Paleoproterozoic volcanic centers in the Vila Mandi region, Uatumã SLIP, southernmost Amazonian Craton, Brazil, In: Goldschmidt 2016. Cambridge Publications. p. 808.

Fernandes C.M.D., 2009. *Estratigrafia e petrogênese das sequências vulcânicas paleoproterozóicas na região de São Félix do Xingu (PA), Província Mineral de Carajás*. PhD Theses, Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo. <https://doi.org/10.11606/T.44.2009.tde-23112009-092856>

Fernandes C.M.D., Juliani C., 2019. The tectonic controls on the Paleoproterozoic volcanism and the associated metallogeny in the South Amazonian craton, Brazil: Sr–Nd–Pb isotope constraints. *Precambrian Res* **331**, 105354. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2019.105354>

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? *J South Am Earth Sci* **32**, 351–368. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2011.03.004>

Ferron J.M.T.M., 2005. *Rochas vulcânicas paleoproterozóicas daregião de Pitinga - AM*. Monogr Exame Qualif em Geociências Inst Geociências, Universidade Fed do Rio Gd do Sul 95.

Ferron J.M.T.M., Bastos Neto A.C., Lima E.F., Nardi L.V.S., Costi H.T., Pierosan R., Prado M., 2010. Petrology, geochemistry, and geochronology of Paleoproterozoic volcanic and granitic rocks (1.89–1.88Ga) of the Pitinga Province, Amazonian Craton, Brazil. *J South Am Earth Sci*, **29**: 483–497. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2009.05.001>

Ferron J.M.T.M., Neto Bastos, A.C., Lima E.F. de, Costa H.T., Moura C.A.V., Prado M., Pierosan R., Galarza M.A., 2006. Geologia e Geocronologia Pb-Pb de rochas graníticas e vulcânicas ácidas a intermediárias paleoproterozoicas da Província Pitinga, Cráton Amazônico. *Rev Bras Geociências*, **36**: 499–512. <https://doi.org/10.25249/0375-7536.2006363499512>

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 Recur Naturais.

Gonçalves V.M.L., 2016. *Petrografia dos carbonatitos e vulcanoclásticas associados ao Depósito de Fosfato Serra da Capivara, região de Vila Mandi (PA), Sul do Cráton Amazônico*. Dissertation, Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará.

Hart S.R., 1984. A large-scale isotope anomaly in the Southern Hemisphere mantle. *Nature*, **309**: 753–757. <https://doi.org/10.1038/309753a0>

Hart S.R., Blusztajn J., LeMasurier W.E., Rex D.C., 1997. Hobbs Coast Cenozoic volcanism: implications for the West Antarctic rift system. *Chem Geol*, **13**: 223–248.

Hurley P.M., Rand J.R., Pinson W.H., Fairbairn H.W., de Almeida F.F.M., Melcher G.C., Cordani U.G., Kawashita K., Vandomos P., 1967. Test of Continental Drift by Comparison of Radiometric Ages. *Science*, (80-) **157**: 495–500. <https://doi.org/10.1126/science.157.3788.495>

Juliani C., Fernandes C.M.D., 2010. Well-preserved Late Paleoproterozoic volcanic centers in the São Félix do Xingu region, Amazonian Craton, Brazil. *J Volcanol Geotherm Res*, **191**: 167–179. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2010.01.016>

Juliani C., Fernandes Dias C.M., Monteiro L.V.S., Echeverri Misas C.M., Lagler B., 2009. Possível zonamento metalogenético associado ao evento vulcano-plutônico de ~ 2,0 a 1,88 GA na parte sul do Cráton Amazônico, In: *Épocas Metalogenéticas Brasileiras, Ciclos Tectônicos e Modelos Metalogenéticos*. 2009.

Juliani C., Rye R.O., Nunes C.M.D., Snee L.W., Corrêa Silva R.H., Monteiro L.V.S., Bettencourt J.S., Neumann R., Neto A.A., 2005. Paleoproterozoic high-sulfidation

mineralization in the Tapajós gold province, Amazonian Craton, Brazil: geology, mineralogy, alunite argon age, and stable-isotope constraints. *Chem Geol*, **215**: 95–125. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2004.06.035>.

Juliani C., Vasquez M.L., Klein E.L., Villas R.N.N., Misas C.M.E., Santiago E.S.B., Monteiro L.V.S., Carneiro C.C., Fernandes C.M.D., Usero G., 2014. Metalogênese da Província Tapajós, *In*: Da Silva G., Da Rocha Neto MB, Jost H., K. (ed.), *Metalogênese Das Províncias Tectônicas Brasileiras*. p. 589.

Lafon J.M., Rodrigues E., Scheller T., 1993. Resumos do 4º Congresso Brasileiro de Geoquímica, Brasília, Brasil.

Lafon J.M., Rodrigues E., Macambira E.M.B., Pereira E.D., 1995. Magmatisme anarogénique du Protérozoïque Inférieur dans la région de São Félix do Xingu-Tucumã (Amazonie Orientale, Brésil). *Nouvelles données géochronologiques. C. R. Acad. Sci. Paris*, **320**: 937 /944.

Lagler B., Juliani C., Pessoa F.F., Fernandes C. M.D., 2011. Petrografia e geoquímica das sequências vulcânicas paleoproterozoicas na Região de Vila Tancredo, São Felix do Xingu (PA)., *In*: SBGq, 13º Cong. Bras. Geol. *Resumos Expandidos*, Gramado. pp. 899–902.

Lagler B, Tedesco A.M., Oliveira D.A.S., Juliani, C., Waring, H.M., 2014. Geologia do Depósito de Fosfato Serra da Capivara - São Félix do Xingu, Pará, MbAC Fertilizer Corp.

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 Res*, **119**: 189–223. [https://doi.org/10.1016/S0301-9268\(02\)00123-7](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(02)00123-7)

Lamarão C.N., Dall’Agnol R., Pimentel M.M., 2005. Nd isotopic composition of Paleoproterozoic volcanic and granitoid rocks of Vila Riozinho: implications for the crustal evolution of the Tapajós gold province, Amazon craton. *J South Am Earth Sci*, **18**: 277–292. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2004.11.005>

Le Bas M.J., Maitre R.W.L., Streckeisen A., Zanettin B., 1986. A Chemical Classification of Volcanic Rocks Based on the Total Alkali-Silica Diagram. *J Petrol*, **27**: 745–750. <https://doi.org/10.1093/petrology/27.3.745>

Macambira E.M.B., Vale A.G., 1997. *Folha SB-22-Y-B*. São Félix do Xingu. Estado do Pará. Escala 1:250.000, CPRM, Brasília. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil.

Mackenzie W., Donaldson C., Guilford C., 1982. *Atlas of Igneous Rocks and Their Textures*. John Wiley & Sons; 1ª edição (23 janeiro 2008).

McPhie J., Doyle M., Allen R.L. 1993. *Volcanic textures: a guide to the interpretation of textures in volcanic rocks*. Allen Rod. (ed.). Tasmania, Centre for Ore Deposit and Exploration Studies, University of Tasmania.

Misas C.M.E. 2010. *Evolução magmática, alteração hidrotermal e gênese da mineralização de ouro e cobre do Palito, Província Aurífera do Tapajós (PA)*. Dissertation, Programa de Pós-Graduação em Mineralogia e Petrologia, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo. <https://doi.org/10.11606/D.44.2010.tde-06052010-113340>

Misas C.M.E. 2015. *Geologia e alteração hidrotermal nas rochas vulcânicas e plutônicas paleoproterozoicas na porção Sul da Província Mineral do Tapajós (PA)*. PhD Theses, Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo. <https://doi.org/10.11606/T.44.2015.tde-27082015-101343>

Neves A.P. & Vale A.G. 1999. *Folha SC.22- X-A Redenção. Estado do Pará e Tocantins. Escala 1:250.000*. Brasília,DF, CPRM. (Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil).

Oliveira E.C. 2016. *Geoquímica elemental e isotópica Pb-Sr-Nd dos sedimentos de fundo do sistema estuarino de Belém e do litoral paraense*. PhD Theses, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 220p.

Oliveira E.C., Lafon J.M., Gioia S.M.C.L., Pimentel M.M. 2008. Datação Sm-Nd em rocha total e granada do metamorfismo granulítico da região de Tartarugal Grande, Amapá Central. *Revista Brasileira de Geociências*, **381**(1):114-127.

Papanastassiou D.A., Wasserburg G.J., 1969. Initial strontium isotopic abundances and the resolution of small time differences in the formation of planetary objects. *Earth Planet Sci Lett*, **5**: 361–376. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(68\)80066-4](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(68)80066-4)

Patterson C. 1956. Age of meteorites and the earth. *Geochim Cosmochim Acta*, **10**: 230–237. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(56\)90036-9](https://doi.org/10.1016/0016-7037(56)90036-9).

Pinho M.A.S.B., Lima E.F.de, Fetter A., Van Schmu W.R, Chemale Jr. F. 2001. Caracterização petrográfica e dados geocronológicos preliminares das rochas vulcânicas da Formação Iriri, porção centro-sul do Cráton Amazônico, Aripuanã, Mato Grosso. *Rev Bras de Geociências*, **31**: 37–42.

Pinho S.C.C., Fernandes C.M.D., Teixeira N.P., Paiva J.A., Cruz V.L., Lamarão C.N., Moura C.A.V. 2006. O magmatismo paleoproterozóico da região de São Félix do Xingu, Província Estanífera do Sul do Pará: Petrografia e Geocronologia. *Rev Bras Geociências*, **36**(4): 793–802.

Rollinson H.R. 1993. *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*. Harlow, Essex, England. New York, Longman Scientific & Technical.

Santos J.O.S. 2003. Geotectônica dos Escudos da Guiana e Brasil Central. In: Bizzi L.A., Schobbenhaus C., Vidotti R.M., Gonçalves J.H. (eds.). *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil*. Texto, Mapas e SIG ed., V. Brasília, DF, CPRM., p. 169–226.

Santos J.O.S., Hartmann L.A., Gaudette H.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 Res*, **3**: 453–488. [https://doi.org/10.1016/S1342-937X\(05\)70755-3](https://doi.org/10.1016/S1342-937X(05)70755-3)

Santos R., Galarza M., Fernandes C.M. 2017. Vulcano-Plutonismo Paleoproterozoico ocorrente na região de Vila Mandi (PA), Cráton Amazônico. *In*: SBG-NO, 15º Simp Geol Amaz, Belém *Anais[...]*, p. 99–302.

Santos R.F. 2017. *Estudo do vulcano-plutonismo paleoproterozoico na região de Vila Mandi (PA), Cráton Amazônico*. MS Dissertation, Inst Geociências, Univ Fed do Pará, Belém, 71p.

Semblano F.R.D., Pereira N.C.S., Vasquez M.L., Macambira M.J.B. 2016. Novos dados geológicos e isotópicos para o Domínio Iriri-Xingu, Província Amazônia Central: implicações para a idade do Grupo Iriri. *Geol USP Série Científica*, **16**: 19. <https://doi.org/10.11606/issn.2316-9095.v16i3p19-38>

Shirey S.B. & Hanson G.N. 1986. Mantle heterogeneity and crustal recycling in Archean granite-greenstone belts: Evidence from Nd isotopes and trace elements in the Rainy Lake area, Superior Province, Ontario, Canada. *Geochim Cosmochim Acta*, **50**: 2631–2651. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(86\)90215-2](https://doi.org/10.1016/0016-7037(86)90215-2)

Stacey J.S., Kramers J.D., 1975. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth Planet Sci Lett*, **26**: 207–221. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(75\)90088-6](https://doi.org/10.1016/0012-821X(75)90088-6)

Tassinari C.C.G., Bettencourt J.S.C., Geraldles M., Macambira M.J.B., Lafon J.M., 2000. The Amazonian cráton, *In*: Cordani, U.G., Milani E.J., Thomaz Filho A., Campos D.A., (eds.), Tectonic Evolution of South America. Rio de Janeiro. pp. 41–95.

Tassinari C.C.G. & Macambira M.J.B. 2004. A evolução tectônica do Cráton Amazônico. *In*: Mantesso-Neto V., Bartonelli A., Carneiro C.D.R., Brito Neves B.B. (eds.) *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo: Beca - SP, p.471-485.

Tassinari C.C.G., Macambira M.J.B., 1999. Geochronological provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, **22**: 174–182. <https://doi.org/10.18814/epiugs/1999/v22i3/004>

Teixeira N.P., Bettencourt J.S., Moura C.A., Dall’Agnol R., Macambira E.M., 2002. Archean crustal sources for Paleoproterozoic tin-mineralized granites in the Carajás Province, SSE Pará, Brazil: Pb–Pb geochronology and Nd isotope geochemistry. *Precambrian Res*, **119**: 257–275. [https://doi.org/10.1016/S0301-9268\(02\)00125-0](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(02)00125-0)

Tokashiki C. do C., 2015. *Mineralizações low-e intermediate sulfidation de ouro e de metais de base em domos de riolito paleoproterozóicos na porção sul da província mineral do Tapajós*. PhD Theses, Programa de Pós-Graduação em Recursos Minerais e Hidrogeologia, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo. <https://doi.org/10.11606/T.44.2015.tde->

22092015-143854

Vasquez M.L. & Rosa-Costa L.T.R. 2008. Geologia e recursos minerais do Pará: texto explicativo dos mapas geológico, tectônico e de recursos minerais do estado do Pará. Belém: CPRM, 328 p. Escala 1:1.000.000. Sistema de Informações Geográficas-SIG; Programa Geologia do Brasil – PGB.

Vasquez M.L., Klein E.L., Quadros M.L.E., Bahia R.B.C., Santos A., Ricci P., Sachett C.R., Silva C.M.G., Macambira M.J.B., 1999. Magmatismo Uatumã na Província Tapajós – Novos dados geocronológicos. 6º Simpósio Geol da Amaz, *Anais[...]*.v 471- 474 Manaus SBG.

Vieira D.A., 2016. *Cartografia e evolução geológica do vulcano–plutonismo paleoproterozoico associado ao Depósito de Fosfato Serra da Capivara, região de Vila Mandi (PA), sul do Cráton Amazônico*. Trab Conclusão Curso Fac Geol Inst Geociências, Univ Fed do Pará, Belém.

Vieira D.A.S., 2019. *Alterações hidrotermais associadas às rochas máfico-carbonatíticas do depósito de fosfato Serra da Capivara, região de Vila Mandi (PA), extremo sul do Cráton Amazônico*. MS Dissertation, Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará.

White W.M., Patchett J., 1984. HfNdSr isotopes and incompatible element abundances in island arcs: implications for magma origins and crust-mantle evolution. *Earth Planet Sci Lett*, **67**: 167–185. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(84\)90112-2](https://doi.org/10.1016/0012-821X(84)90112-2)

Zachariah J.K., Balakrishnan S., Rajamani V., 1997. Significance of Sm-Nd isotope systematics in crustal genesis: A case study of Archaean metabasalts of the eastern Dharwar Craton. *J Earth Syst Sci*, **106**: 361–367. <https://doi.org/10.1007/BF02843460>

Zartman R.E., Doe B.R., 1981. Plumbotectonics—the model. *Tectonophysics*, **75**: 135–162. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(81\)90213-4](https://doi.org/10.1016/0040-1951(81)90213-4)

Zindler A., Hart S., 1986. Chemical Geodynamics. *Annu Rev Earth Planet Sci*, **14**: 493–571. <https://doi.org/10.1146/annurev.ea.14.050186.002425>

CAPÍTULO 5 CONCLUSÕES E CONSIDERAÇÕES FINAIS

Este estudo resulta da combinação de dados de análises petrográficas e geoquímicas isotópicas de Pb-Sr-Nd para as unidades vulcano-plutônicas do Paleoproterozoico situadas na porção sul do Cráton Amazônico, particularmente na área de Vila Mandi (PA). Os resultados evidenciam que:

A unidade inferior é formada pela Formação Cinco Estrelas, que consiste em rochas vulcânicas de caráter básico a intermediário e é dividida em duas fácies distintas: a fácies de fluxo de lavas e a fácies vulcanoclástica. As análises petrográficas e químicas das litologias presentes na fácies de fluxo de lavas revelam uma variação na composição, que varia de andesíticas a riolíticas (Figs. 4a e 4b), com texturas por vezes porfiríticas. A fácies vulcanoclástica é classificada como um tufo de cinzas, constituído por fragmentos angulares a subangulares de plagioclásio, quartzo, minerais opacos e alcalino-feldspato, circundados por uma matriz muito fina de composição quartzo-feldspática e minerais opacos.

A unidade superior é composta pela Formação Vila Mandi, que contém rochas mais evoluídas e formadas em um ambiente tectônico semelhante ao da unidade inferior. As composições dessas rochas variam entre riodacitos e riolitos, com apenas uma amostra de composição alcalino-riolito. A Formação Vila Mandi é dividida em quatro fácies distintas: fluxo de lavas, ignimbritos, fácies granitoides inequigranulares e dique porfirítico granítico.

As análises petrográficas e geoquímicas apresentadas indicam que as rochas da Formação Cinco Estrelas possuem composições que reforçam sua correlação com as formações Sobreiro e Vila Riozinho e segmentos dos grupos Irocoumé e Surumu. Por outro lado, a Formação Vila Mandi, que é mais evoluída, pode ser correlacionada com os segmentos mais evoluídos dos grupos Irocoumé e Surumu, além da Formação Santa Rosa.

Os riolitos das Formações Vila Mandi e Cinco Estrelas apresentaram idades Rb-Sr de 1871 ± 47 Ma e 1880 ± 43 Ma, respectivamente. A razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial da Formação Cinco Estrelas é de 0,7054; enquanto a razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial da Formação Vila Mandi é de 0,7034. Além disso, os riolitos da Formação Vila Mandi indicaram uma idade isocrônica Pb-Pb de 1875 ± 17 Ma. Essas idades são similares aos resultados U-Pb em zircão obtidos por Santos (2017), interpretadas como idades de cristalização para as rochas dessas formações, sugerindo que os sistemas permaneceram fechados para os respectivos geocronômetros.

Os valores de $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ das rochas de ambas unidades variam entre 0,7026 a 0,7059, sugerindo uma fonte mantélica para o magma gerador. Os valores de μ (10,6 a 11,0) indicam uma fonte da crosta superior com enriquecimento em U. Os valores positivos de $\epsilon_{\text{Sr}}(t)$ variam de +5 a +53, sugerindo uma forte componente crustal na gênese das unidades, o que é corroborado pelos valores negativos de $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ variando entre -5,35 a -7,86. As idades do modelo Nd- T_{DM} variam de 2,62 a 2,86 Ga, indicando uma fonte Neoarqueana para ambas as formações. As composições isotópicas Pb-Pb da Formação Vila Mandi variam entre $18,25 < ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} < 19,85$; $15,78 < ^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} < 15,97$ e $38,48 < ^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} < 40,53$, sugerindo uma fonte de Pb da crosta superior com um componente significativo de Pb orogênico. As baixas razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ apotam para uma fonte mantélica nos magmas geradores das rochas da região de São Félix do Xingu, no entanto, os dados apresentados no artigo anexado, especialmente o capítulo 5.3 sugerem a participação de componentes crustais na geração dessas rochas.

Ao comparar as assinaturas isotópicas de Pb-Sr-Nd das formações Vila Mandi e Cinco Estrelas na região de Vila Mandi entre as formações Sobreiro e Santa Rosa na região de São Félix do Xingu (Fernandes & Juliani 2019), sugerem uma forte correlação com essas unidades nessas regiões. As idades obtidas neste estudo também podem ser correlacionadas com as rochas vulcano-plutônicas do evento Uatumã nas regiões de Tapajós e Pitinga (Tabela 3). As idades isocrônicas Pb-Pb e Rb-Sr (Figuras 12a, 16a e 16b) e assim como as distribuições das razões isotópicas Pb-Pb e Rb-Sr podem ser usadas para estabelecer uma forte correlação e origem semelhante entre as unidades das regiões de Vila Mandi e São Félix do Xingu.

REFERÊNCIAS

- Almeida F.F.M., Hasui Y., Brito Neves B.B., Fuck R.A. 1981. Brazilian structural provinces: An introduction. *Earth-Science Reviews*, **17**:1–29.
- Allègre C. 2008. *Isotope Geology* (C. Sutcliffe, Trans.). Cambridge, Cambridge University Press. doi:10.1017/CBO9780511809323
- Bahia R.B.C. & Quadros M.L.E.S. 2000. *Projeto Especial Província Mineral do Tapajós: geologia e recursos minerais da Folha Caracol (SB.21-X-C), Estado do Pará*, Escala 1:250.000. Nota explicativa. [Porto Velho-Rondônia], CPRM – Serviço Geológico do Brasil.
- Babinski M. 1993. *Idades isocrônicas Pb/Pb e geoquímica isotópica de Pb das rochas carbonáticas do Grupo Bambuí na porção sul da Bacia do São Francisco*. PhD Theses. IPEN, Universidade de São Paulo, São Paulo, 152p.
- Barbosa O. 1966. *Geologia estratigráfica, estrutural e econômica da área do Projeto Araguaia*. Monografia. Rio de Janeiro, SERGRAF do IBGE, Entidade Secundária: DNPM/DGM, 94p.
- Barreto C.J.S., Lafon J.M., Rosa-Costa L.T., Lima E.F. 2013. Vulcanismo félsico paleoproterozoico do Grupo Iricoumé, Domínio Erepecuru-Trombetas, Província Amazônia Central: dados de campo, caracterização petrográfica e geocronologia Pb-Pb em zircão. *Geol. USP, Sér. cient.*, São Paulo, **13**(1):47-72.
- Berglund M. & Wieser M.E. 2011. Isotopic compositions of the elements 2009 (IUPAC Technical Report). *Pure and Applied Chemistry* **83**(2):397-410. doi: 10.1351/PAC-REP-10-06-02.
- Bordalo A.O., Moura C.A.V., Scheller T. 2007. Determinação da composição isotópica de estrôncio em águas naturais: exemplos de sua aplicação em águas subsuperficiais da zona costeira na região Bragantina-PA. *Química Nova*, **30**:821-827.
- Brito Neves B.B. & Cordani U.G. 1991. Tectonic evolution of south america during the late proterozoic. *Precambrian Research*, **53**(1-2):23-40. doi:10.1016/0301-9268(91)90004-T.
- Cas R.A.F. & Wright J.V. 1987. *Volcanic Successions, modern and ancient: a geological approach to processes, products and successions*. Allen & Unwin (Publish) Ltd., U.K., 487p.
- Cordani U.G. & Teixeira W. 2007 Proterozoic accretionary belts in the Amazonian Craton. In: Hatcher Jr. R.D., Carlson M.P., McBride J.H., Martinez Catalan J.R. (eds.). *4-D Framework of Continental Crust*. Boulder: Geological Society of America, p. 297-320.
- 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: II Congresso Geológico Chileno, *Actas*[...], Arica-Chile, p. 137-48.
- Costi H.T., Dall'Agnol R., Moura C.A.V. 2000. Geology and Pb-Pb geochronology of paleoproterozoic volcanic and granitic rocks of Pitinga Province, Amazonian Craton, northern Brazil. *International Geology Review*, **42**(9):832-849.
- Chiquini A.P. 2011. *Estudo geológico e petrográfico das vulcânicas e das alterações hidrotermais associados no médio Rio Xingu*. Trabalho de Formatura. São Paulo: Instituto de Geociências – Universidade de São Paulo.
- Cunha B.C.C., Potiguar L.A.T., Ianhez C.A., Bezerra P.E.L., Pitthan J.H.L., Souza Júnior J.J., Montalvão R.M.G., Sousa A.M.S., Hildred P.R., Tassinari C.C.G. 1981. Geologia. In: Brasil.

Ministério de Minas e Energia. Projeto RADAMBRASIL Folha SC.22 Tocantins. Rio de Janeiro (Levantamento de Recursos Naturais, 22).

Cruz R.S., Fernandes C.M.D., Villas R.N.N., Juliani C., Monteiro L.V.S., Almeida T.I.R., Lagler B., Carneiro C.C., Misas C.M.E. 2015. A study of the hydrothermal alteration in Paleoproterozoic volcanic centers, São Félix do Xingu region, Amazonian Craton, Brazil, using short-wave infrared spectroscopy. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **304**:324-335.

Cruz R.S., Fernandes C.M.D., Villas R.N.N., Juliani C., Monteiro L.V.S., Lagler B., Misas C.M.E. 2016. Paleoproterozoic volcanic centers of the São Félix do Xingu region, Amazonian craton, Brazil: Hydrothermal alteration and metallogenetic potential. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **320**:75-87.

Dall'Agnol R., Scaillet B., Pichavant M. 1999. An experimental study of a lower Proterozoic A-type granite from the eastern Amazonian Craton, Brazil. *Journal of Petrology*, **40**(11):1673-1698. <https://doi.org/10.1093/petroj/40.11.1673>.

DePaolo D.J. 1988. *Neodymium Isotope Geochemistry: An Introduction*. (1a ed.). New York: Springer-Verlag.

DePaolo D.J. & Wasserburg G.J. 1976. Nd isotopic variations and petrogenetic models. *Geophysical Research Letters*, **3**(5):249-252. ISSN 0094-8276. doi: 10.1029/GL003i005p00249.

Dickin A.P. 2005. *Radiogenic Isotope Geology*. 2nd Edition, Cambridge University Press, Cambridge, 509p. <http://dx.doi.org/10.1017/CBO9781139165150>.

Doe B.R. & Zartman R.E. 1979. Plumbotectonics I, The Phanerozoic. In: Barnes H. L. (ed.). *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*. 2nd. edn. [S.l.], Wiley Interscience. Chap 2, p. 22-70,

Faraco M.T.L., Carvalho J.M.A., Klein E.L. 1997. Carta Metalogenética da Província Aurífera do Tapajós. In: Costa M.L. & Angélica R.S. (ed.). *Contribuições à geologia da Amazônia*. Belém, Sociedade Brasileira de Geologia - Núcleo Norte, p. 423-437.

Faraco M.T.L., Marinho P.A.C., Vale A.G., Costa J.S., Ferreira A.L., Valente C.R., Lacerda Filho J.V., Moreton L.C., Camargo L.C., Camargo M.A., Frasca A.A., Ribeiro P.S.E., Vasconcelos A.M., Oliveira M., Oliveira I.W.B., Abreu Filho W., Gomes I.P. 2004. Folha SC.22 - Tocantins. In: Schobbenhaus C., Gonçalves J.H., Santos J.O.S., Abram M.B., Leão Neto R., Matos G.M.M., Vidotti R.M., Ramos M.A.B., Jesus J.D.A. (ed.). *Carta geológica do Brasil ao Milionésimo*, Sistema de Informações Geográficas. Brasília, CPRM, 1 CD-ROM.

Faure G. 1986. *Principles of isotope geology*. 2nd. New York, John Wiley and Sons.

Faure G. & Mensing T.M. 2005. *Isotopes: principle and applications*. 3rd ed. Hoboken, New Jersey, John Wiley & Sons.

Fernandes C. M. D. 2005. *Geologia, geoquímica e geocronologia das 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, 130p.

Fernandes C.M.D. 2009. *Estratigrafia e petrogênese das seqüências vulcânicas paleoproterozóicas na região de São Félix do Xingu (PA), Província Mineral de Carajás*. PhD Theses. Instituto de Geociências, USP, São Paulo, 190 p.

- Fernandes C.M.D., Juliani C., Monteiro L.V.S., Lagler B., Misas C.M.E. 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**(4): 351–368.
- Fernandes C.M.D., Lagler B., Juliani C., Monteiro L.V.S., Rocha Júnior J.M. 2016. Metallogeny of the Paleoproterozoic volcanic centers in the Vila Mandi region, Uatumã SLIP, southernmost Amazonian Craton, Brazil. *In: 26° Goldschmidt, Yokohama. Abstracts*, p. 808.
- Ferron J.M.T.M., Bastos Neto A.C., Lima E.F., Costi H.T., Moura C., Prado M., Galarza M., 2006. Geologia e geocronologia Pb-Pb de rochas graníticas e vulcânicas ácidas a intermediárias Paleoproterozóicas da Província Pitinga, Craton Amazônico. *Revista Brasileira de Geociências*, **36**(3):499–512.
- Fisher R.V. & Schmincke H.U. 1984. *Pyroclastic rocks*. Berlin, SpringerVerlag eds. 462 p. <http://www.volcanoes.usgs.gov>
- Forman J.H.A., Nardi J.I.S., Marques J.P.M., Lima M.I.C. 1972. *Pesquisa mineral no Iriti/Curuá: relatório preliminar*. Belém, Sudam/Departamento de Recursos Naturais.
- Gonçalves V.M.L. 2016. *Petrografia dos carbonatitos e vulcanoclásticas associados ao Depósito de Fosfato Serra da Capivara, região de Vila Mandi (PA), Sul do Cráton Amazônico*. Trabalho de Conclusão de Curso, Faculdade de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém.
- Groves D.I., Goldfarb R.J., Gebre-Mariam M., Hagemann S.G., Robert F. 1998. Orogenic gold deposits: A proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types. *Ore Geol. Rev.* **13**:7–27.
- Hall A. 1996. *Igneous petrology*. [S.l.], Prentice Hall, 417p.
- 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**(3-4):167–179.
- Juliani C., Fernandes C.M.D., Monteiro L.V.S., Misas C.M.E., Lagler B. 2009. Possível zonamento metalogenético associado ao evento vulcano-plutônico de ~2,0 a 1,88 Ga na parte sul do Cráton Amazônico. *In: UFRGS, Simpósio Brasileiro de Metalogenia, Gramado*. 1 CD-ROM.
- Juliani C., Rye R.O., Nunes C.M.D., Snee L.W., Correa Silva R.H., Monteiro L.V.S., Bettencourt J.S., Neumann R. Neto A.A. 2005. Paleoproterozoic high-sulfidation mineralization in the Tapajós gold province, Amazonian Craton, Brazil: geology, mineralogy, alunite argon age, and stable-isotope constraints. *Chemical Geology*, **215**(1-4):95–125.
- Klein E.L., Macambira M.J.B., Santos A., Bahia R.B.C., Quadros M.L.E.S. 2000. Geochronology of granitoids, mafic intrusions and mineralizations of the Tapajós Gold Province - Amazonian Craton Brazil. *In: 31st International Geology Congress, Rio de Janeiro*.
- Klein E.L., Rodrigues J.B., Lopes E.C.S., Soledade G.L. 2012. Diversity of Rhyacian granitoids in the basement of the Neoproterozoic-Early Cambrian Gurupi Belt, northern Brazil: geochemistry, U-Pb zircon geochronology, and Nd isotope constraints on the Paleoproterozoic magmatic and crustal evolution. *Precambrian Research*, **220-221**:192-216.
- Lafon J. M., Rodrigues E., Scheller T. 1993. *In: 4º Congresso Brasileiro de Geoquímica, Brasília, Brasil. Resumos*[...].

- Lafon J.M., Rodrigues E., Macambira E.M.B., Pereira E.D. 1995. Magmatisme anarogénique du Protérozoïque Inférieur dans la région de São Félix do Xingu-Tucumã (Amazonie Orientale, Brésil). Nouvelles données géochronologiques. *C. R. Acad. Sci. Paris*, **320**:937/944.
- Lagler B., Juliani C., Pessoa F.F., Fernandes C.M.D. 2011. Petrografia e geoquímica das sequências vulcânicas Paleoproterozóicas na região de Vila Tancredo, São Félix do Xingu (PA). In: SBGq, 13º Cong. Bras. Geoq. Gramado. 1 CD-ROM.
- Lagler B., Tedesco M.A., Oliveira A.S.D., Juliani C., Waring M.H. 2014. *Geologia do depósito de fosfato Serra da Capivara - São Félix do Xingu, Pará*. São Felix do Xingu, MbAC Fertilizer Corp.
- 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, Tapajos Gold Province, Amazonian craton, Brazil. *Precambrian Research*, **119**(1-4):189– 223.
- Lipman P.W., Self S., Heiken G. 1984. Introduction to Calderas Special Issue. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **89**(10):8219-8221. <https://doi.org/10.1029/JB089iB10p08219>.
- Macambira E.M.B. & Vale A.G. 1997. *São Félix do Xingu. Folha SB-22-Y-B. Estado do Pará*. CPRM, Brasília, DF. (Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil).
- Mackenzie W.S., Donaldson C.H., Guilford C. 1982. *Atlas of igneous rocks and their textures*. Harlow Essex, England, Longman Group Ltd. 148p.
- McPhie J., Allen R., Doyle M. 1993. *Volcanic textures: a guide to the interpretation of textures in volcanic rocks*. Centre for Ore Deposit and Exploration Studies, University of Tasmania, Hobart, 198 p.
- Misas C.M.E. 2010. *Evolução magmática, alteração hidrotermal e gênese da mineralização de ouro e cobre do Palito, Província Aurífera do Tapajós (PA)*. MS Dissertation, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.
- Montalvão R.M.G., Bezerra P.E.L., Issler R.S., Dall'Agnol R., Lima M.I.C., Fernandes C.A.C., Silva C.G. 1975. *Folha NA.20-Boa Vista e parte das folhas NA.21-Tumucumaque, NB.20-Roraima e NB.21*. Rio de Janeiro, RADAMBRASIL (ed.). Geologia ed., v. 8.
- Neves A.P. & Vale, A.G. 1999. Carta geológica - folha redenção - SC.22-X-A - escala 1:250.000. In: Neves A.P. & Vale A.G. (eds.). *Folha Redenção SC.22-X-A*. Brasília,DF, CPRM. (Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil).
- Nunes C.M.D., Juliani C., Silva R.H.C., Monteiro L.V.S., Bittencourt J.S., Bettencourt J.S., Neumann R., Alcover Neto A., Rye R. 2001. Caracterização de um sistema epitermal high-sulfidation vulcânico paleoproterozoico da Província Aurífera do Tapajós, Pará. In: Simp. Geol. Amaz., 7, Belém.
- Oliveira A.I.D. & Leonardos O.H. 1943. *Geologia do Brasil. Issue 2, Serviço de Informação Agrícola. Série didática*, A. Encadernadora S/A, 472p.
- Oliveira E.C. 2016. *Geoquímica elemental e isotópica Pb-Sr-Nd dos sedimentos de fundo do sistema estuarino de Belém e do litoral paraense*. PhD Theses. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 220p.

Oliveira E.C., Lafon J.M., Gioia S.M.C.L., Pimentel M.M., 2008. Datação Sm-Nd em rocha total e granada do metamorfismo granulítico da região de Tartarugal Grande, Amapá Central. *Revista Brasileira de Geociências*, **38**(1):116-129.

Papanastassiou D.A. & Wasserburg G.J. 1968. Initial strontium isotopic abundances and the resolution of small time differences in the formation of planetary objects. *Earth and Planetary Science Letters*, **5**:361-376.

Paiva Júnior A.L.D., Lamarão C.N., Lima P.H.A. 2011. Geologia, Petrografia e Geoquímica do Batólito Seringa, Província Carajás, SSE do Pará. *Brazilian Journal of Geology*, **41**:185-202.

Pastana J.M.N. & Silva Neto C.S. 1980. *Projeto Rio Chiché*: relatório final. Texto. Belém, DNPM/CPRM, **1**, 125p.

Pessoa M.R., Andrade A.F., Nascimento J.O., Santos J.O.S., Oliveira J.R., Lopes R.C. Prazeres W.V. 1977. *Projeto Jamanxim*, DNPM/CPRM, Manaus.

Pinho S.C.C., Fernandes C.M.D., Teixeira N.P., Paiva Jr. A.L., Cruz V.L., Lamarão C.N. Moura C.A.V. 2006. O magmatismo paleoproterozóico da região de São Félix do Xingu, Província Estanífera do Sul do Pará: Petrografia e Geocronologia. *Revista Brasileira de Geociências*, **36**(4):793–802.

Polo L.A. 2014. *O vulcanismo ácido da Província Magmática Paraná-Etendeka, na região de Gramado Xavier, RS: estratigrafia, estruturas, petrogênese e modelo eruptivo*. PhD Theses. Programa de Pós-Graduação em Mineralogia e Petrologia, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, SP, 340p.

Rollinson H.R. 1993. *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*. Longman Scientific & Technical, Essex, 352p.

Roverato M., Giordano D., Misas C.M., Juliani C. 2016. Paleoproterozoic felsic volcanism of the Tapajós Mineral Province, Southern Amazon Craton, Brazil. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **310**:98-106.

Santos D.B. 1975. Geologia. In: BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mineral. Projeto Radam. *Folha SB.21 - Tapajós: geologia, geomorfologia, solos, vegetação e uso potencial da terra*. Rio de Janeiro, il. p. 15–99. (Levantamento de Recursos Naturais, 7).

Santos J.O.S. 2003. Geotectônica dos Escudos da Guiana e Brasil Central. In: Bizzi L.A., Schobbenhaus C., Vidotti R.M., Gonçalves J.H. (eds.). *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil*. Texto, mapas e SIG ed., iv. 169-226. Brasília: CPRM.

Santos J.O.S., Hartmann L. A., Gaudette H. 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**(4):453-488.

Santos R.F. 2017. *Estudo do vulcano-plutonismo Paleoproterozoico ocorrente na região de Vila Mandi (PA), Cráton Amazônico*. MS Dissertation, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 71 p.

Santos R.F., Galarza M.A., Fernandes C.M.D. 2017. Vulcano-Plutonismo Paleoproterozoico ocorrente na região de Vila Mandi (PA), Cráton Amazônico. In: 15º Simp. Geol. Amaz. p.299-302, SBG-NO, Belém.

- Santos P.A., Teixeira M.F.B., Dall'Agnol R., Guimarães F.V. 2013. Geologia, petrografia e geoquímica da associação Tonalito-Trondhjemito-Granodiorito (TTG) do extremo leste do Subdomínio de Transição, Província Carajás, Pará. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi. Ciências Naturais*, **8**(3):257- 290.
- Schobbenhaus C. & Brito Neves B.B. 2003. A Geologia do Brasil no Contexto da Plataforma Sul-Americana. In: Bizzi L.A., Schobbenhaus C., Vidotti R. M., Gonçalves J.H. (eds.). *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil*, texto, mapas & SIG. Brasília: CPRM. Disponível em: <https://repositorio.usp.br/directbitstream/764e0aaf-6772-4d88-b52d-5fbb2b4523ba/1433704.pdf>. Acesso em: 23 de novembro de 2021.
- Semblano F.R.D., Macambira M.J.B., Vasquez M.L. 2016. Petrography, geochemistry and SmNd isotopes of the granites from eastern of the Tapajós Domain, Pará state. *Brazilian Journal of Geology*, **46**(4):509-529.
- Stacey J.S. & Kramers J.D. 1975. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two stage model. *Earth Planet. Sci. Lett*, **26**(2):207–221.
- Tokashiki C.C. 2015. *Mineralizações Low- e Intermediate-sulfidation de ouro e de metais de base em domos de riolito paleoproterozoicos na porção sul da Província Mineral do Tapajós*. PhD Theses. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.
- Tassinari C.C.G. & Macambira M.J.B. 1999. Geochronological Provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, **2**(3):174-182.
- Tassinari C.C.G. & Macambira M.J.B. 2004. A evolução tectônica do Cráton Amazônico. In: Mantesso-Neto V., Bartorelli A., Carneiro C.D.R., Brito Neves B.B. (ed.), *Geologia do continente sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo, Beca, p. 471-485.
- Tassinari C.G., Bettencourt J.S., Geraldés M.C., Macambira M. J.B., Lafon J.M. 2000. The Amazon craton. In: Cordani U., Milani E.J., Thomaz Filho A., Campos D.A. *Tectonic evolution of South America*. In: 31st International Geological Congress. Rio de Janeiro. *Anais*[...] p. 41-95.
- Teixeira N.P., Bettencourt J.S., Moura C.A.V., Dall'Agnol R., Macambira E.M.B. 2002. Archean crustal sources for Paleoproterozoic tin-mineralized granites in the Carajas Province, SSE Para, Brazil: Pb-Pb geochronology and Nd isotope geochemistry. *Precambrian Research*, **119**(1-4):257-275.
- Vieira D.A.S. 2016. *Cartografia e evolução geológica do vulcano-plutonismo paleoproterozoico associado ao Depósito de Fosfato Serra da Capivara, região de Vila Mandi (PA), sul do Cráton Amazônico*. Trabalho de Conclusão de Curso. Faculdade de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém.
- Vieira D.A.S.L., Quadros M.L.E., Bahia R.B.C., Santos A., Ricci P., Sachett C.R., Silva C.M.G., Macambira M.J.B. 1999. Magmatismo Uatumã na Província Tapajós - Novos dados geocronológicos. In: SBG, 6^o Simpósio de Geologia da Amazônia, Manaus. *Boletim de resumos expandidos*. p.471.
- Vasquez L.V., Rosa-Costa L.R., Silva C.G., Ricci P.F., Barbosa J.O., Klein E.L., Lopes E.S., Macambira E.B., Chaves C.L., Carvalho J.M., Oliveira J.G., Anjos G.C., Silva H.R. 2008. *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*. Pará, 328 p.

Vasquez M.L. & Rosa-Costa L.T. 2008. *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*, Ed. Belém, CPRM.

White R.V. & Saunders A.D. 2005. Volcanism, impact and mass extinctions: incredible or credible extinctions? *Lithos*, **79**:299-316.

Zartman R.E. & Doe B.R. 1981. Plumbotectonics-The model. *Tectonophys*, **75**:135-162.

Zartman R.E. & Haines S.M. 1988. The plumbotectonics model for Pb isotopic systematics among major terrestrial reservoirs - a case for bi-directional transport. *Geochim. et Cosm. Acta*, **52**:1327-1339.



Ministério da Educação
Universidade Federal do Pará
Sistema de Bibliotecas

**TERMO DE AUTORIZAÇÃO E DECLARAÇÃO DE DISTRIBUIÇÃO NÃO EXCLUSIVA PARA
PUBLICAÇÃO DIGITAL NO PORTAL INSTITUCIONAL DE ACESSO ABERTO DA UFPA**

1. Tipo de documento: () TCC³ () TCCE⁴ (X) Dissertação () Tese () Artigo Científico () Livro () Capítulo de Livro () Trabalho Apresentado em evento

2. Informações sobre a obra:

Autor: Gabriel Silva da Araújo Pontes

RG: 5073360 CPF: 000.799.122-30 E-mail: gabpontes@gmail.com

Telefone: (91) 98566-1500 Curso/Programa: Programa de pós graduação em Geologia e Geofísica

Orientador: Prof. Dr. Marco Antônio Calzota Tene Coorientador: Prof. Dr. Carlos Marcello Dias Fernandes

Título do documento:

Geocronologia e geotermica isotópica Pb-Sr-Nd das rochas vulcano-plu-
tônicas paleoproterozoicas, Bacia Sul do Cráton Amazônico, região de Vila Mendi (PA)

Data da defesa: 10/10/2023 Área do Conhecimento: Geologia

Agência de Fomento (se houver): CAPE

3. Informação de disponibilização do documento:

Restrição para publicação: (X) Total () Parcial () Sem restrição

Justificativa de restrição total*:

Em caso de restrição parcial, especifique os capítulos restritos:

A partir de qual data esse documento poderá ser disponibilizado: 02/07/2024

4. Permissões⁵

Permite o uso comercial da obra? (X) Sim () Não / Permitir modificações na obra? () Sim (X) Não

O documento está sujeito a patentes? () Sim (X) Não

5. T&D defendidas fora da instituição

É Tese ou Dissertação defendida fora da UFPA? () Sim (X) Não

Araguari - MG - 02/07/2024

Local e Data

Gabriel Pontes

Assinatura do autor

³ Trabalho de Conclusão de Curso

⁴ Trabalho de Conclusão de Curso em Especialização

⁵ Creative Commons Internacional 4.0



Ministério da Educação
Universidade Federal do Pará
Sistema de Bibliotecas

DECLARAÇÃO DE AUTORIA

Autor: Gabriel Silva de Araújo Pontes
CPF: 000.799.122-30 Matrícula: 202001770014
Telefone: (91) 98566-1500 e-mail: gabPontes@gmail.com
Curso/Programa: Programa de pós-graduação em geologia e geoquímica (PPG-UFPA)
Orientador: Prof. Dr. Marco Antônio Góes Tere
Coorientador: Prof. Dr. Carlos Marcello Dias Fernandes
Data da Defesa: 10/10/2023
Título/Subtítulo: Geocronologia e geoquímica isotópica Pb-Sr-Nd das rochas vulcânicas-plutônicas paleoproterozóicas, porção sul do Cráton Amazônico, Região da Vila Mondé (PA)
Tipo do documento: ☐ TCC¹ ☐ TCCE² ☒ Dissertação ☐ Tese ☐ Artigo Científico
☐ Livro ☐ Capítulo de livro ☐ Outro: _____

Declaro que, para os devidos fins, o presente trabalho é de minha autoria e que estou ciente:

- Dos Artigos 297 a 299 do Código Penal, Decreto-Lei n. 2.848 de 7 de dezembro de 1940;
- Da Lei n. 9.610, de 19 de fevereiro de 1998, que dispõe sobre os Direitos Autorais;
- Do Regimento Interno da Universidade Federal do Pará;
- Da lei 12.527 de novembro de 2011, que trata da Lei de Acesso à Informação;
- Da utilização da licença pública internacional *Creative Commons 4.0*;
- Que plágio consiste na reprodução de obra alheia e submissão da mesma como trabalho próprio ou na inclusão, em trabalho próprio, de ideias, textos, tabelas ou ilustrações transcritos de obras de terceiros sem a devida e correta citação referencial.

Gabriel Pontes

Autor

ARAQUAÍ - MG 02/07/2024

Local e Data

¹ Trabalho de Conclusão de Curso

² Trabalho de Conclusão de Especialização