



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

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO Nº 586

**PETROGRAFIA, GEOQUÍMICA E GEOCRONOLOGIA DE
ROCHAS VULCANO-PLUTÔNICAS OROSIRIANAS DO SE
DO CRÁTON AMAZÔNICO: UM ESTUDO DA FRONTEIRA
DOS DOMÍNIOS TAPAJÓS E IRIRI-XINGU**

Dissertação apresentada por:

AMANDA SUANY MARINHO DA SILVA

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

**BELÉM - PARÁ
2020**

**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 pe-
lo(a) autor(a)**

S586p

Silva, Amanda Suany Marinho da

Petrografia, geoquímica e geocronologia de rochas vulcano-plutônicas orosirianas do SE do Cráton Amazônico: um estudo da fronteira dos domínios Tapajós e Irixi-Xingu / Amanda Suany Marinho da Silva. — 2020.

xxi, 109 f.: il. color.

Orientador(a): Prof. Dr. Moacir José Buenano Macambira
Dissertação (Mestrado) - Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 2020.

1. Geocronologia U-Pb em zircão. 2. Sm-Nd em rocha total.
3. Vulcano-plutonismo. 4. Cráton Amazônico. 5. Domínio Tapajós. I. Título.

CDD 558.115



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

**PETROGRAFIA, GEOQUÍMICA E GEOCRONOLOGIA DE
ROCHAS VULCANOPLUTÔNICAS OROSIRIANAS DO SE
DO CRÁTON AMAZÔNICO: UM ESTUDO DA FRONTEIRA
DOS DOMÍNIOS TAPAJÓS E IRIRI-XINGU**

DISSERTAÇÃO APRESENTADA POR:

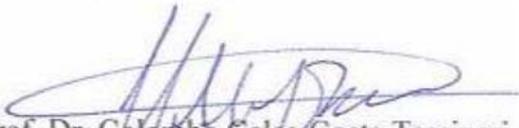
AMANDA SUANY MARINHO DA SILVA

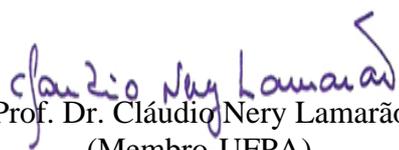
**Como requisito parcial à obtenção do Grau de Mestre em Ciências na Área de
GEOLOGIA e GEOQUÍMICA, Linha de Pesquisa GEOCRONOLOGIA E
GEOQUÍMICA ISOTÓPICA**

Data de Aprovação: 16 / 06 / 2020

Banca Examinadora:


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


Prof. Dr. Colombo Celso Gaeta Tassinari
(Membro-USP)


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

*Dedico este trabalho a minha mãe Virgília,
aos meus irmãos, Camila, Brendo e Bárbara
e ao meu cachorro Spike (in memoriam).*

AGRADECIMENTOS

À Universidade Federal do Pará, ao Instituto de Geociências, ao Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica (PPGG), por sua infraestrutura e apoio de todos os seus integrantes: professores, técnicos e setor administrativo.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pelo suporte financeiro através da concessão da bolsa de estudo (Processo 130988/2018-9).

Ao CNPq, pelo auxílio financeiro através do projeto *Geocronologia e Geoquímica Isotópica Aplicadas à Evolução Crustal e Metalogenia da Amazônia Oriental* (processo CNPq 428287/2016-6), coordenado pelo professor Dr. Moacir Macambira.

Ao Serviço Geológico do Brasil - CPRM/Superintendência de Belém, pela concessão de dados geológicos e amostras para a realização desta dissertação, e aos funcionários dessa empresa.

Aos professores Moacir José Buenano Macambira, Marco Antônio Galarza Toro, Jean Michel Lafon, Candido Augusto Veloso Moura e João Marinho Milhomem Neto e aos técnicos Paulo Baía e Jeferson Barbosa do Laboratório de Geologia Isotópica (Pará-Iso) pelo apoio prestado durante a realização das análises laboratoriais.

Às secretárias do PPGG Cleida Feitas e Joanicy Lopes, pela atenção e simpatia proporcionada ao longo desses anos.

Ao Laboratório de Laminação da Faculdade de Geologia (FAGEO) do IG/UFPA, sob a responsabilidade técnica de Joelma Lobo e Bruno Veras.

Aos funcionários da biblioteca do Instituto de Geociências, em especial a Lúcia Imbiriba, que me deu as devidas instruções para a finalização da formatação deste trabalho.

Ao Prof. Moacir Macambira pela oportunidade de orientação, confiança, paciência, cobrança e pelos ensinamentos no decorrer dessa dissertação, muito obrigada.

Ao geólogo Marcelo Lacerda Vasquez/CPRM-Belém pela confiança, ensinamentos, além de ter facilitado o contato com a CPRM, muito obrigada.

A técnica Maria Rosalva, por todo apoio durante a preparação das amostras na CPRM.

Agradeço em particular a minha mãe, por tantas coisas que não cabem aqui, porém, nós duas sabemos. Aos meus irmãos, Camila, Brendo e Bárbara que apesar da distância, sempre estiveram comigo. Ao meu avô (*in memoriam*), que me faz muita falta. Às minhas tias, em especial Valdenice e Zélia, por terem me dado abrigo e apoio emocional nesses últimos anos em Belém e, aos meus tios, meus primos e minhas avós. Ao meu amado Spike (*in memoriam*), por ter sido o melhor cachorro que poderíamos ter tido.

Agradeço os meus amigos do PPGG, que tornaram essa caminhada mais leve, em especial a Adriana Medina, Aline Nascimento, Bettina Bozzi, Bruna Nogueira, Cláudia Arrais, Davi Alcântara, Flávio Semblano, Isabele Souza, Ingledir Barra, João Paulo Alves, Lucas Condurú, Luiz Felipe, Luíz Saturnino, Nayan César, Renan Fernandes, Renata Veras, Sérgio Nunes e Vanisse Rodrigues.

Aos meus amigos de uma vida toda, Albanita Parente, Ana Jéssica, Amanda Almeida, Andressa Sarubi, Arthur Iven, Cleberson Vieira, Dara Sarubi, Dayara Palheta, Débora Nascimento, Eduardo Francisco, Gilmara Santos, Gleiciane Franco, Jubal Cabral, Laiana Eich, Luan Martins, Rafael Eich, Raíza D'Aquino, Sanny Castro e Thaís Fróes.

À família Barreto, em especial ao Mayke, Dianny, Deuza, Walter e seu Josué. A grande jovem Nicinha e a Dona Helena (*in memoriam*), em mim, sempre existirá um pouco de vocês, muito obrigada.

Enfim, a todos que participaram direta e indiretamente desta dissertação, caso eu tenha esquecido alguém, minhas sinceras desculpas.

*E um homem não me define
Minha casa não me define
Minha carne não me define
Eu sou meu próprio lar
Ela desatinou
Desatou nós
Vai viver só.*

Triste, Louca Ou Má - Francisco, El Hombre

RESUMO

A parte central do Cráton Amazônico é configurada pelos domínios tectônicos Tapajós (DTJ) e Iriri-Xingu (DIX), que registram eventos vulcano-plutônicos do período Orosiriano. O limite entre os dois domínios foi proposto a partir de isótopos de Nd e é marcado pelo predomínio de fontes paleoproterozoicas juvenis ou com pouca participação da crosta arqueana para o DTJ, enquanto as rochas do DIX apresentam fontes crustais arqueanas. Contudo, a delimitação da fronteira entre esses domínios ainda é alvo de discussão devido à falta de dados isotópicos, de mudanças nos litotipos presentes e ausência de estruturas tectônicas que possam delinear esse contato. A área de estudo localiza-se na região limítrofe entre os DTJ e DIX, no município de Trairão, sudoeste do Pará, onde há ocorrência de associações vulcano-plutônicas de idade paleoproterozoica. O objetivo deste trabalho é aprimorar o entendimento do posicionamento tectônico e cronológico dessas rochas magmáticas, bem como melhor definir o limite entre o DTJ e DIX. Foram realizadas análises petrográficas e geoquímicas, e aplicadas as metodologias U-Pb em zircão por espectrometria de massa ICP-MS a *laser ablation* e Sm-Nd em rocha total por TIMS. Na área de estudo, as sequências vulcânicas são representadas pelas formações Moraes Almeida, Salustiano e Aruri. As unidades plutônicas correspondem às suítes Creporizão, Parauari (unidade granodiorítica e granítica) e Maloquinha. As rochas vulcânicas efusivas e vulcanoclásticas são riolitos, dacitos, andesitos, ignimbrito riolíticos e tufos. As rochas plutônicas são granodioritos, quartzomonzonitos, monzogranitos e sienogranitos. Os resultados geoquímicos apontaram que as rochas das suítes intrusivas Creporizão e Parauari (unidades granodiorítica e granítica) apresentam assinatura cálcio-alcálica de alto-K a shoshonítica, de caráter meta a peraluminoso, com enriquecimento em LILE (K, Rb, Ba e Sr), moderado fracionamento dos ETR pesados e fracas anomalias negativas de Eu*. Distintivamente, os granitoides da Suíte Intrusiva Maloquinha e as formações Salustiano e Moraes Almeida apresentam assinatura cálcio-alcálica de alto-K, caráter peraluminoso a peralcalino. Essas rochas apresentam enriquecimento em HFSE (Zr, Hf e Th), alto conteúdo de ETR e pronunciadas anomalias negativas de Eu*. Em diagramas de classificação de ambiente tectônico, os granitoides das suítes intrusivas Creporizão e Parauari (unidades granítica e granodiorítica), e as formações Salustiano e Aruri evidenciaram afinidades geoquímicas com granitoides cálcio-alcálicos relacionados a arco magmático, enquanto as rochas da Suíte Intrusiva Maloquinha e da Formação Moraes Almeida estão relacionadas a ambiente intraplaca. A datação U-Pb em zircão permitiu o reconhecimento das rochas plutônicas e vulcânicas mais antigas, pertencentes respectivamente, à Suíte Intrusiva Creporizão, com idade de crista-

lização de 1980 ± 6 Ma e à unidade mapeada como Formação Salustiano, com idade de 1975 ± 11 Ma. As rochas da Suíte Intrusiva Maloquinha foram geradas em 1880 ± 9 Ma, tendo como correspondente vulcânico a Formação Moraes Almeida de 1877 ± 14 Ma, coevas com as rochas plutônicas da Suíte Intrusiva Parauari (unidade granodiorítica) com idade de 1876 ± 9 Ma, Suíte Intrusiva Parauari (unidade granítica), de 1867 ± 15 Ma, e as rochas vulcânicas da Formação Aruri, geradas em 1867 ± 7 Ma. As características geoquímicas aliadas aos dados geocronológicos permitiram definir uma evolução geodinâmica envolvendo um contexto relacionado a um ambiente de arco magmático de 1,98 Ga, que favoreceu a formação das rochas da Suíte Intrusiva Creporizão e Formação Salustiano, seguido por um ambiente extensional intraplaca (1,88 Ga), marcado pela coexistência das rochas tipos A e I das suítes intrusivas Maloquinha e Parauari (unidades granodiorítica e granítica) e formações Moraes Almeida e Aruri. Idades modelo Nd- T_{DM} (2,31-2,64 Ga), com valores levemente a fortemente negativos de $\epsilon Nd(t)$ (-1,39 a -7,11), indicam magmas derivados da fusão de fontes crustais do Paleoproterozoico e Arqueano. Esses resultados permitiram delimitar um traçado NW-SE, que separa as rochas de idades modelo predominantemente paleoproterozoicas (<2,5 Ga) daquelas arqueanas (>2,5 Ga), pertencentes, respectivamente, aos DTJ e DIX.

Palavras-chave: Geocronologia U-Pb em zircão. Sm-Nd em rocha total. Vulcano-plutonismo. Cráton Amazônico. Domínio Tapajós. Domínio Iriri-Xingu.

ABSTRACT

The central part of the Amazonian Craton encompasses the Tapajós (TJD) and Iriri-Xingu (IXD) tectonic domains, which record volcano-plutonic events from the Orosirian times. The boundary between both domains was proposed from Nd isotopes and is marked by the predominance of juvenile paleoproterozoic sources or with little participation of the archaean crust for the TJD, whereas the rocks of the IXD present archaean crustal sources. However, the boundary between these domains is still subject of discussion due to the lack of isotopic data, the homogeneity of the lithotypes and the absence of tectonic structures that could outline this frontier. The study area is in the municipality of Trairão, southwestern Pará state, the probable boundary region between TJD and IXD, where there are occurrences of paleoproterozoic volcano-plutonic associations. We performed in situ U-Pb on zircon by plasma-induced mass spectrometry with laser ablation (LA-ICP-MS), Sm-Nd whole-rock by thermal ionization mass spectrometry (TIMS), together with geochemical analyses and petrographic data aiming to reconstruct the tectonic and chronological emplacement of the magmatic rocks, as well as to better establish the boundary between TJD and IXD. In the study area, the volcanic sequences are represented by the Moraes Almeida, Salustiano and Aruri formations, and the plutonic units correspond to the Creporizão, Parauari (granodioritic and granitic units) and Maloquinha suites. The effusive and volcanoclastic rocks are rhyolites, dacites, andesites, rhyolitic ignimbrites, and tufts. The plutonic units are granodiorites, quartz monzonites, monzogranites, and syenogranites. The geochemical results showed that the rocks of the Creporizão and Parauari intrusive suites (granodioritic and granitic units) have high-K calc-alkaline to shoshonitic signature, a meta to peraluminous character, with enrichment in LILE (K, Rb, Ba, and Sr), moderate fractionation of heavy ETR and weak negative Eu* anomalies. Distinctively, the granitoids of the Maloquinha Intrusive Suite and the Salustiano and Moraes Almeida formations have a high-K calc-alkaline signature, from peraluminous to peralkaline character. These rocks present enrichment in HFSE (Zr, Hf, and Th), high ETR contents and pronounced negative Eu* anomalies. In tectonic environment classification diagrams, the granitoids of the Creporizão and Parauari (granitic and granodioritic units) intrusive suites and, Salustiano and Aruri formations showed geochemical affinities with volcanic arc granites (VAG), related to magmatic arc, while the rocks of the Maloquinha Intrusive Suite and the Moraes Almeida Formation are related to intraplate anorogenic environment. The U-Pb zircon dating allowed to identify the oldest plutonic and volcanic rocks, belonging, respectively, to the Intrusive Creporizão Suite, with crystallization age of 1980 ± 6 Ma, and to the unit mapped

as Salustiano Formation, aged of 1975 ± 11 Ma. The rocks of the Maloquinha Intrusive Suite were generated at 1880 ± 9 Ma, with a volcanic correspondent of the Moraes Almeida Formation of 1877 ± 14 Ma, followed by the plutonic rocks of the Parauari Intrusive Suite (granodioritic unit, aged of 1876 ± 9 Ma, and the granitic unit, of 1867 ± 15 Ma), and the volcanic rocks of the Aruri Formation, generated at 1867 ± 7 Ma. The geochemical characteristics combined with the geochronological data allowed to define a geodynamic evolution involving an context related to magmatic arc environment at *ca.* 1.98 Ga, which favored the formation of the rocks of the Intrusive Suite Creporizão and Salustiano Formation, followed by an intraplate extensional environment (*ca.* 1.88 Ga), marked by the coexistence of the types A and I rocks of the Maloquinha and Parauari (granodioritic and granitic units) suites, and Moraes Almeida and Aruri formations. Model ages Nd- T_{DM} (2.31-2.64 Ga), with slightly to strongly negative values of $\epsilon Nd(t)$ (-1.39 to -7.11), indicate magmas derived from the melting of crustal sources of the Paleoproterozoic and Archaean. These results allowed to draw an NW-SE line, where mainly rocks of paleoproterozoic (<2.5 Ga) and archaean (> 2.5 Ga) model outcrop, belonging, respectively, to the TJD and IXD.

Keywords: U-Pb zircon geochronology. Sm-Nd on whole rock. Volcano-plutonic. Amazonian craton. Tapajós domain. Iriri-Xingu domain.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

CAPÍTULO I

- Figura 1.1 - A) Mapa do Brasil, destacando o estado do Pará. B) Mapa do estado do Pará, onde o polígono em vermelho destaca a área de pesquisa. C) Destaque (polígono em vermelho) para a área de Trairão, com a localização das cidades e povoados.....2

CAPÍTULO II

- Figura 2.1 - Principais modelos geocronológicos propostos para o Cráton Amazônico. Fonte: A) Tassinari & Macambira (1999). B) Santos *et al.* (2006)..... 11
- Figura 2.2 - A) Mapa de localização do Cráton Amazônico, Escudo Brasil Central. B) Mapa geológico dos domínios Tapajós e Iriri-Xingu com suas principais unidades litoestratigráficas. Fonte: Modificado de (Vasquez *et al.* 2008). 18
- Figura 2.3 - Mapa geológico da área de Trairão e sua localização no estado do Pará: A) Localização dos domínios Tapajós (DTJ) e Iriri-Xingu (DIX) no Pará; B) Mapa geológico da área de Trairão Fonte: Modificado de (Vasquez *et al.* 2017), com a localização das amostras para estudos petrográficos, geoquímicos e isotópicos (U-Pb e Sm-Nd). S.I.- Suíte Intrusiva. 19

CAPÍTULO III

- Figura 3.1 - Fotomicrografias das rochas vulcânicas da Formação Moraes Almeida. A) Aspecto geral de um dacito com fenocristais de plagioclásio (Pl) dispersos em uma matriz afanítica criptocristalina. B) Aspecto em detalhe de um plagioclásio (Pl) alterado para carbonato (Cb); a seta destaca o produto da alteração propílica. C) Riólito de matriz felsofírica composta por quartzo (Qz) e feldspato alcalino (Afs). D) Em destaque, indícios de desvitrificação caracterizada por esferulitos radiais em um riólito. E) Aspecto geral de um ignimbrito de composição riolítica, onde são observados fenocristais de plagioclásio e quartzo dispersos numa matriz com leve orientação preferencial. F) Em destaque fiamme no ignimbrito não soldado de composição riolítica. Abreviações *cf.* Whitney & Evans (2010).22
- Figura 3.2 - Fotomicrografias das rochas vulcânicas da Formação Salustiano. A) Riólito de matriz felsofírica, constituída por microfenocristais de quartzo e feldspato alcalino. B) Em destaque, esferulitos radiais em um riólito. C) Cristal de clinopiroxênio (Cpx) envolto por microfenocristais de plagioclásio (Plg) em uma matriz traquitoide em um andesito. D) Aspecto textural de um ignimbrito de composição riolítica. E) Fiamme

- preenchido em um ignimbrito riolítico. F) Matriz piroclástica de um tufo de cristais félsicos caracterizada pela má seleção dos cristais. Abreviações *cf.* Whitney & Evans (2010). 25
- Figura 3.3 - Fotomicrografias das rochas vulcânicas da Formação Aruri. A-B) Textura piroclástica dos tufos de composição félsica. 26
- Figura 3.4 - Diagramas Q-A-P e Q-(A + P)-M (Streckeisen 1976) exibindo a composição mineralógica modal das rochas plutônicas da área de Trairão. As séries graníticas e suas tendências evolutivas são de Lameyre & Bowden (1982) e Bowden *et al.* (1984): 1 - toleítica, 2 - cálcio-alcálica tonalítica ou trondhjemítica, 3 - cálcio-alcálica granodiorítica, 4 - subalcálica monzonítica ou shoshonítica e 5 - alcálica e peralcálica. 27
- Figura 3.5 - Fotomicrografias das rochas plutônicas da Suíte Intrusiva Creporizão. A) Aspecto geral da fácies anfibólio granodiorito. B) Textura poiquilítica com inclusões de anfibólio (Amp), plagioclásio (Pl) e clorita (Chl) em megacristal de feldspato alcálico (Afs); observa-se também, o feldspato alcálico com textura *patching zone* da fácies anfibólio monzogranito. C) Aspecto de cristais de plagioclásio (Pl) e feldspato alcálico (Afs) intensamente sericitizado e argilizado, respectivamente, da fácies anfibólio quartzo monzonito. D) Plagioclásio (Pl) levemente deformado da fácies biotita sienogranito E) Anfibólio (Amp) moderadamente cloritizado de um monzogranito incluso em um cristal de plagioclásio (Pl) de maclamento polissintético levemente saussuritizado da fácies anfibólio granodiorito. F) Anfibólio (Amp) incluso em feldspato alcálico, com a ocorrência de diminutas inclusões de opacos (Opq) da fácies anfibólio quartzo monzonito. Abreviações *cf.* Whitney & Evans (2010). 31
- Figura 3.6 - Fotomicrografias das rochas plutônicas da Suíte Intrusiva Parauari (unidade granodiorítica). A) Aspecto textural de feldspato alcálico (Afs) de geminação *carlsbad* da fácies anfibólio monzonito. B) Textura mimerquítica em um plagioclásio da fácies clorita tonalito. C) Aglomerados de cristais de plagioclásio (Pl) representados pela textura *syneussis*. D) anfibólio (Amp) anédrico, com inclusão de opacos (Opq) e titanita (Ttn) da fácies anfibólio monzonito. E) Titanita euédrica em contato com minerais opacos da fácies anfibólio monzogranito. F) Aspecto textural da fácies clorita tonalito com fraturas preenchidas por epidoto da fácies clorita tonalito. Abreviações *cf.* Whitney & Evans (2010). 33
- Figura 3.7 - Fotomicrografias das rochas plutônicas da Suíte Intrusiva Parauari (unidade granítica). A) Aspecto geral textural da fácies anfibólio monzogranito. B)

Intercrescimento gráfico da fácies anfibólio sienogranito. C) Plagioclásio (Pl) levemente sericitizado com geminação polissintética da fácies anfibólio quartzo monzonito. D) Cristais euédricos de biotita (Bt) e anfibólio (Amp) em contato tipo reto, com pequenas inclusões de opacos (Opq) da fácies anfibólio quartzo monzonito. E) Cristal anédrico de anfibólio levemente cloritizado da fácies anfibólio sienogranito. F) Titanita euédrica em contato reto com o anfibólio levemente cloritizado da fácies anfibólio monzogranito. Abreviações *cf.* Whitney & Evans (2010).35

Figura 3.8 - Fotomicrografias das rochas plutônicas da Suíte Intrusiva Maloquinha. A) Textura hipidiomórfica granular grossa da fácies biotita quartzo monzonito. B) Textura granofírica intensa nos cristais de feldspato alcalino (Afs) da fácies biotita-anfibólio sienogranito. C) Cristal de feldspato alcalino (Afs) moderadamente alterado para argilominerais da fácies biotita-anfibólio monzogranito. D) Plagioclásio (Pl) euédrico de maclamento polissitético da fácies biotita-anfibólio monzogranito. E) Textura *syneussis* representada pela aglomeração de plagioclásio (Pl) da fácies biotita quartzo monzonito. F) Ocorrência de biotita (Bt) intersticial com cristais de quartzo (Qz) da fácies biotita-anfibólio sienogranito. Abreviações *cf.* Whitney & Evans (2010).37

CAPÍTULO IV

Figura 4.1 - Províncias e domínios tectônicos do estado do Pará (Vasquez *et al.* 2008).44

Figura 4.2 - Esquema de localização e mapa geológico: A) Localização dos domínios Tapajós (DTJ) e Iriri-Xingu (DIX) no Pará; B) Mapa geológico da região do Trairão. Fonte: Modificado de (Vasquez *et al.* 2017), com a localização das amostras. S.I.- Suíte Intrusiva.45

Figura 4.3 - Fotomicrografias de rochas vulcânicas da área de Trairão. A) Aspecto geral de um dacito com fenocristais de plagioclásio (Pl) da FMA. B) Em destaque, indícios de desvitrificação caracterizada por esferulitos radiais em um riolito da FMA. C) Em destaque fiamme no ignimbrito da FMA. D) Em destaque, esferulitos radiais um riolito da FS. E) Cristal de clinopiroxênio (Cpx) envolto por microfenocristais de plagioclásio (Plg) em uma matriz traquitóide da FS. F) Ignimbrito de composição riolítica da FS. G) Matriz piroclástica de um tufo de cristais félsicos caracterizada pela má seleção dos cristais da FS. H-I) Textura piroclástica dos tufos de composição félsica da FA. **Unidades:** FMA: Formação Moraes Almeida, FS: Formação Salustiano, FA: Formação Aruri. Abreviações *cf.* Whitney & Evans (2010).49

Figura 4.4 - Diagramas Q-A-P e Q-(A + P)-M (Streckeisen 1976) exibindo a composição mineralógica modal das rochas plutônicas da área de Trairão. As séries graníticas e suas tendências evolutivas são de Lameyre & Bowden (1982) e Bowden *et al.* (1984): 1 - toleítica, 2 - cálcio-alcálica tonalítica ou trondhjemítica, 3 - cálcio-alcálica granodiorítica, 4 - subalcálica monzonítica ou shoshonítica e 5 - alcálica e peralcálica.50

Figura 4.5 - Fotomicrografias de rochas plutônicas da área de Trairão. A) Aspecto geral da fácies anfibólio granodiorito da SIC. B) Textura poiquilítica com inclusões de anfibólio (Amp), plagioclásio (Pl) e clorita (Chl) em megacrystal de feldspato alcálico (Afs); observa-se também, o feldspato alcálico com textura *patching zone* da fácies anfibólio monzogranito da SIC. C) Plagioclásio levemente deformado da fácies biotita sienogranito da SIC. D) Textura mimerquítica em um plagioclásio da fácies clorita tonalito da SIP-GrD. E) Aglomerados de plagioclásio (Pl) representado pela textura *syneussis* da SIP-GrD. F) Textura mimerquítica da fácies anfibólio sienogranito da SIP-G. G) anfibólio (Amp) euédrico, com inclusão de opacos (Opq) e titanita (Ttn) da fácies anfibólio monzonito da SIP-GrD. H) Cristais euédricos de biotita (Bt) e anfibólio (Amp) em contato tipo reto, com pequenas inclusões de opacos (Opq) da fácies anfibólio quartzo monzonito da SIP-G. I) Anfibólio euédrico em contato reto com a titanita da fácies anfibólio monzogranito da SIP-G. J) Textura fanerítica da fácies biotita quartzo monzonito da SIM. K) Textura granofírica intensa nos cristais de feldspato alcálico (Afs) da fácies biotita-anfibólio sienogranito da SIM. L) Plagioclásio (Pl) euédrico de maclamento polissintético da fácies biotita-anfibólio monzogranito da SIM. **Unidades:** SIC-Suíte Intrusiva Creporizão, SIP-GrD: Suíte Intrusiva Parauari (unidade granodiorítica), SIP-G: Suíte Intrusiva Parauari (unidade granítica), SIM-Suíte Intrusiva Maloquinha. Abreviações *cf.* Whitney & Evans (2010).54

Figura 4.6 - Diagramas geoquímicos de rochas vulcano-plutônicas da área de Trairão. A-B) Diagramas de classificação para as rochas vulcano-plutônicas estudadas segundo De La Roche *et al.* (1980). C) Diagrama K₂O vs. SiO₂ para classificação das séries magmáticas segundo Peccerillo & Taylor (1976). D) Diagrama AFM, indicando o limite entre rochas das séries toleítica e cálcio-alcálica (Irvine & Baragar 1971). E) Diagrama de índice ASI-Alumminum Saturation Index (Shand 1943).58

- Figura 4.7 - Padrões de elementos terras raras das rochas vulcânicas da área de Trairão, normalizados pelo padrão condritico de Boynton (1984). A) Formação Moraes Almeida. B) Formação Salustiano. C) Formação Aruri.....60
- Figura 4.8 - *Spidergrams* para as rochas vulcânicas da área Trairão, normalizados pelos valores do manto primitivo de Wood *et al.* (1979). A) Formação Moraes Almeida. B) Formação Salustiano. C) Formação Aruri.....60
- Figura 4.9 - Padrões de elementos terras raras das rochas plutônicas da área de Trairão, normalizados pelo padrão condritico de Boynton (1984). A) Suíte Intrusiva Creporizão. B) Suíte Intrusiva Parauari (unidade granodiorítica). C) Suíte Intrusiva Parauari (unidade granítica). D) Suíte Intrusiva Maloquinha.62
- Figura 4.10 - *Spidergrams* para as rochas plutônicas da área Trairão, normalizados pelos valores do Manto Primitivo de Wood *et al.* (1979). A) Suíte Intrusiva Creporizão. B) Suíte Intrusiva Parauari (unidade granodiorítica). C) Suíte Intrusiva Parauari (unidade granítica). D) Suíte Intrusiva Maloquinha.....62
- Figura 4.11 - Diagramas de discriminação tectônica para as rochas vulcano-plutônicas da área Trairão. A) Diagrama ternário Rb/30-Hf-3Ta de Harris *et al.* (1986). B) Rb vs. Y+Nb de Pearce *et al.* (1984). C) Diagrama (Nb/Zr)_N vs. Zr de Thiéblemont & Tegyey (1994).63
- Figura 4.12 - Imagens em catodoluminescência representativas dos grãos de zircão das amostras de rochas vulcânicas (A-C). Os círculos representam a posição dos *spots* da análise U-Pb (25 µm). Siglas e idades ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb são referentes à análise do *spot*...66
- Figura 4.13 - Imagens representativas de catodoluminescência dos grãos de zircão das amostras de rochas plutônicas (A-D). Os círculos representam a posição dos *spots* da análise U-Pb (25 µm). Siglas e idades ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb são referentes à análise do *spot* ..67
- Figura 4.14 - Diagramas Concórdia de rochas vulcânicas de Trairão. As elipses em vermelho indicam os pontos não utilizados para o cálculo da idade. A) Formação Moraes Almeida (MR-97). B) Formação Salustiano (MR-54). C) Formação Aruri (MR-74).68
- Figura 4.15 - Diagramas Concórdia de rochas plutônicas de Trairão. As elipses em vermelho indicam os pontos não utilizados para o cálculo da idade. A) Suíte Intrusiva Creporizão (FH-93). B) Suíte Intrusiva Parauari (unidade granodiorítica; MR-109). C) Suíte Intrusiva Parauari (unidade granítica; MR-38). D) Suíte Intrusiva Maloquinha (EY-350).69

- Figura 4.16 - Diagrama ϵ_{Nd} vs. Tempo (T) mostrando a composição isotópica de Nd das rochas vulcânicas e plutônicas da área de Trairão. CHUR é a Terra indiferenciada (DePaolo & Wasserburger 1976) e DM é o manto empobrecido (DePaolo 1981)..... 78
- Figura 4.17 - Tipologia das rochas vulcânicas e plutônicas da área de Trairão. A) Diagrama $(K_2O+Na_2O)/CaO$ vs. $(Zr + Nb + Ce + Y)$; composição média de granitos tipo A (A), tipo M (M), tipo S (S), tipo I (I), e os campos para granitos félsicos fracionados (FG) e granitos do tipo M, I e S não fracionados (OTG), de acordo com Whallen *et al.* (1987). B) Diagrama Nb-Y-Ce discriminante de granitoides tipos A1 e A2 de Eby (1992) para as rochas da Suíte Intrusiva Maloquinha e Formação Moraes Almeida.. 79
- Figura 4.18 - Diagramas de multielementos comparativos entre as unidades vulcano-plutônicas estudadas. (A-B) Padrão de distribuição dos ETR em relação ao condrito (Boynton 1984). (C-D) Padrão de distribuição multielementar normalizado pelos valores do Manto Primitivo (Wood *et al.* 1979)..... 86

LISTA DE TABELAS

CAPÍTULO III

Tabela 3.1 - Composição modal das amostras plutônicas representativas da região de Trairã. 28

CAPÍTULO IV

Tabela 4.1 - Idades (U-Pb e evaporação de Pb em zircão) e resultados isotópicos Sm-Nd das principais unidades vulcano-plutônicas dos domínios Tapajós e Iriri-Xingu. 43

Tabela 4.2 - Composição mineralógica modal de amostras plutônicas representativas da região de Trairão. 53

Tabela 4.3 - Teores dos elementos maiores e traço das rochas vulcânicas da área de Trairão. Elementos maiores estão em porcentagem (%) e os traços em p.p.m. 56

Tabela 4.4 - Teores dos elementos terras raras das rochas vulcânicas da área de Trairão. 56

Tabela 4.5 - Teores dos elementos maiores e traços das rochas plutônicas da área de Trairão. Elementos maiores estão em porcentagem (%) e os traços em p.p.m. 57

Tabela 4.6 - Teores dos elementos terras raras das rochas plutônicas da área de Trairão. 57

Tabela 4.7 - Dados isotópicos U-Pb em zircão por LA-MC-ICP-MS das amostras estudadas. 70

Tabela 4.8 - Dados isotópicos Sm-Nd em rocha total das rochas vulcânicas e plutônicas estudadas. 77

Tabela 4.9 - Síntese dos dados de U-Pb, geoquímica e Sm-Nd em rocha total das rochas vulcano-plutônicas da área de Trairão. 83

SUMÁRIO

DEDICATÓRIA	iv
AGRADECIMENTOS	v
EPÍGRAFE	vii
RESUMO	viii
ABSTRACT	x
LISTA DE ILUSTRAÇÕES	xii
LISTA DE TABELAS	xviii
CAPÍTULO I INTRODUÇÃO	1
1.1 APRESENTAÇÃO	1
1.2 LOCALIZAÇÃO E ACESSO.....	2
1.3 PROBLEMÁTICA E JUSTIFICATIVA DA PROPOSTA	2
1.4 OBJETIVOS.....	3
1.5 MATERIAIS E MÉTODOS	4
1.5.1 Levantamento bibliográfico	4
1.5.2 Amostragem	4
1.5.3 Petrografia	4
1.5.4 Geoquímica	5
1.5.5 Geocronologia	5
1.5.5.1 Preparação das amostras.....	5
1.5.5.2 Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV)	6
1.5.5.3 Análises U-Pb em zircão por LA-MC-ICP-MS	6
1.5.6 Método Sm-Nd em rocha total	6
CAPÍTULO II FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	8
2.1 GEOCRONOLOGIA U-Pb.....	8
2.2 Sm-Nd EM ROCHA TOTAL	9
2.3 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL.....	10
2.3.1 Cráton Amazônico	10
2.3.1.1 Província Amazônia Central	11
2.3.1.1.1 <i>Domínio Iriri-Xingu</i>	11
2.3.1.2 Província Ventuari-Tapajós.....	13
2.3.1.2.1 <i>Domínio Tapajós</i>	14

2.4	CONTEXTO GEOLÓGICO LOCAL.....	19
CAPÍTULO III PETROGRAFIA.....		20
3.1	UNIDADES VULCÂNICAS.....	20
3.1.1	Formação Moraes Almeida.....	20
3.1.2	Formação Salustiano.....	23
3.1.3	Formação Aruri.....	26
3.2	UNIDADES PLUTÔNICAS.....	27
3.2.1	Suíte Intrusiva Creporizão.....	29
3.2.2	Suíte Intrusiva Parauari-unidade granodiorítica.....	32
3.2.3	Suíte Intrusiva Parauari-Unidade granítica.....	34
3.2.4	Suíte Intrusiva Maloquinha.....	36
CAPÍTULO IV ESTUDO PETROLÓGICO E ISOTÓPICO (U-Pb, Sm-Nd) DE ROCHAS VULCANO-PLUTÔNICAS DA ÁREA TRAIRÃO: IMPLICAÇÕES PARA O LIMITE DOS DOMÍNIOS TAPAJÓS E IRIRI-XINGU, CRÁTON AMAZÔNICO.		38
4.1	INTRODUÇÃO.....	39
4.2	CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL E GEOCRONOLÓGICO.....	40
4.2.1	Geologia do Domínio Tapajós - DTJ.....	40
4.2.2	Geologia do Domínio Irixi Xingu - DIX.....	41
4.3	LOCALIZAÇÃO E ÁREA DE ESTUDO.....	45
4.4	METODOLOGIA.....	45
4.4.1	Petrografia.....	45
4.4.2	Geoquímica.....	46
4.4.3	Método U-Pb <i>in situ</i> em zircão por LA-MC-ICP-MS.....	46
4.4.4	Sm-Nd em rocha total.....	47
4.5	RESULTADOS.....	48
4.5.1	Petrografia.....	48
4.5.1.1	Rochas vulcânicas.....	48
4.5.2	Unidades plutônicas.....	49
4.5.3	Geoquímica.....	55
4.5.3.1	Elementos maiores.....	55
4.5.3.1.1	<i>Unidades vulcânicas.....</i>	<i>55</i>
4.5.3.1.2	<i>Unidades plutônicas.....</i>	<i>55</i>
4.5.3.2	Elementos traço.....	59
4.5.3.2.1	<i>Unidades vulcânicas.....</i>	<i>59</i>

4.5.3.2.2	<i>Unidades plutônicas</i>	61
4.5.3.3	Tipologia e ambiente tectônico	63
4.5.4	Geocronologia U-Pb em zircão	64
4.5.4.1	Rochas Vulcânicas	64
4.5.4.2	Rochas Plutônicas	65
4.5.5	Sm-Nd em rocha total	77
4.6	DISCUSSÃO.....	78
4.6.1	Tipologia das rochas vulcano-plutônicas	78
4.6.2	Resultados geocronológicos e correlação com outras unidades do SE do Pará	79
4.6.3	Assinatura geoquímica e configuração geodinâmica	83
4.6.4	Considerações sobre as fontes de magmas e implicações para a compartimentação geotectônica do sudoeste do Pará	86
4.7	CONCLUSÕES.....	91
4.8	REFERÊNCIAS	93
CAPÍTULO V CONCLUSÕES		101
	REFERÊNCIAS	103

CAPÍTULO I INTRODUÇÃO

1.1 APRESENTAÇÃO

O Cráton Amazônico (CA) apresenta uma área com cerca de 4.300.000 km² e é constituído por terrenos arqueanos e proterozoicos (Tassinari & Macambira 1999). Seu arcabouço geotectônico é subdividido em províncias geocronológicas, de acordo com as propostas de Tassinari & Macambira (1999, 2004) e Santos *et al.* (2000), nas quais tem sido individualizados domínios tectônicos (e.g. Vasquez *et al.* 2008). No final do Paleoproterozoico, extensos e intensos episódios de magmatismo, se desenvolveram na porção central do CA e foram agrupados genericamente sob a denominação *sensu lato* Uatumã (Santos *et al.* 1975). Propostas recentes sugerem que esses eventos vulcano-plutônicos de composição ácida, subordinadamente intermediária, estão relacionados a uma pluma mantélica e *rifts* continentais, característicos de *Silicic Large Igneous Province* – SLIP (Klein *et al.* 2012).

A área de estudo localiza-se no município de Trairão, no sudoeste do Pará, no limite entre os domínios Tapajós (DTJ) e Iriri-Xingu (DIX) de acordo com Vasquez *et al.* (2017), pertencentes, respectivamente, às províncias geocronológicas Ventuari-Tapajós (PVT) e Amazônia Central (PAC), conforme Tassinari & Macambira (1999, 2004), e nas províncias Tapajós-Parima (PTP) e PAC, de acordo com Santos *et al.* (2000). Nessa área, ocorre uma extensa associação vulcano-plutônica mapeada pela CPRM-Serviço Geológico do Brasil/Belém, referente às formações Moraes Almeida, Salustiano e Aruri, e às suítes Creporizão, Parauari (granodiorítica e granítica) e Maloquinha.

Este trabalho tem o objetivo de investigar o limite entre os DTJ e DIX, com base em estudos petrográficos, geoquímicos, idade de cristalização (U-Pb em zircão, por LA-ICP-MS) e Sm-Nd (TIMS), das rochas vulcano-plutônicas da área de Trairão, com a finalidade de detalhar a evolução orosiriana e refinar o traçado da fronteira entre esses domínios tectônicos para essa porção do Cráton Amazônico.

A dissertação é constituída por 5 capítulos. No Capítulo I, introdutório, são apresentados a localização da área, problemática, objetivos e os aspectos metodológicos da pesquisa; o Capítulo II aborda a metodologia U-Pb e Sm-Nd, e a contextualização geológica regional, destacando os principais aspectos geológicos dos domínios Tapajós e Iriri-Xingu; o Capítulo III contém a descrição petrográfica detalhada das unidades vulcano-plutônicas, enquanto o Capítulo IV está na forma de um manuscrito intitulado “*Estudo petrológico e isotópico (U-Pb, Sm-Nd) de rochas vulcano-plutônicas da área Trairão: Implicações para o limite dos domínios Tapajós e Iriri-Xingu, Cráton Amazônico*”; por fim, no Capítulo V são apresentadas

as principais conclusões da pesquisa.

1.2 LOCALIZAÇÃO E ACESSO

A área de estudo está situada na região sudoeste do estado do Pará, abrangendo o município de Trairão que é atravessado pela rodovia BR-163, tendo como limites os municípios de Itaituba, Rurópolis e Altamira (Figura 1.1). O acesso ao município de Trairão, tendo como ponto de partida a capital do Estado, pode ser realizado pela Rodovia Federal BR-230 (Transamazônica), percorrendo-se uma distância de aproximadamente 1.400 km. O trajeto que liga Belém a área de estudo é intercalado com trechos em obras, estrada sem pavimentação e trechos pavimentados, sendo esse último dominante na maior parte do percurso. O acesso por transporte aéreo a Trairão restringe-se a táxis-aéreos, sendo as pistas de pouso de leito natural.

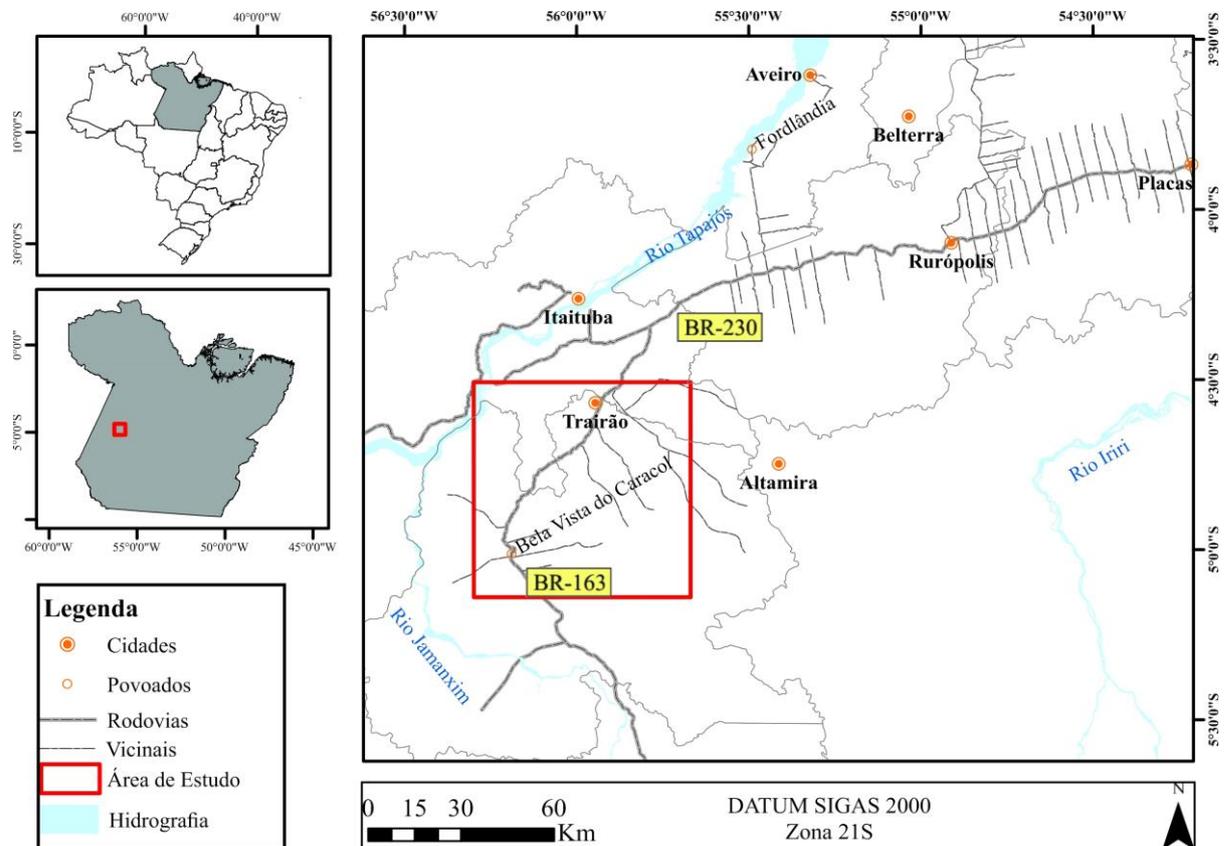


Figura 1.1 - A) Mapa do Brasil, destacando o estado do Pará. B) Mapa do estado do Pará, onde o polígono em vermelho destaca a área de pesquisa. C) Destaque (polígono em vermelho) para a área de Trairão, com a localização das cidades e povoados.

1.3 PROBLEMÁTICA E JUSTIFICATIVA DA PROPOSTA

O limite entre os DTJ e DIX foi proposto a partir de isótopos de Nd e, é marcado pelo predomínio de fontes paleoproterozoicas juvenis ou com pouca participação da crosta para o DTJ. Por outro lado, as rochas do DIX apresentam fontes crustais arqueanas e raramente paleoproterozoicas (Tassinari 1996). Recentemente, Semblano *et al.* (2016b) e Vasquez *et al.* (2017) identificaram fontes arqueanas no DTJ na região de Moraes Almeida. Esses dados

mostram o caráter transicional com vestígios de crosta arqueana no DTJ e pulsos locais de magma juvenil misturado com uma fonte arqueana no DIX, que aumenta em direção ao domínio Carajás (Fernandes *et al.* 2011, Lamarão *et al.* 2005). A importância da área de pesquisa em relação às províncias geocronológicas está no fato dessa estar na provável região limítrofe entre os DTJ e DIX, além de não haver dados geocronológicos para as rochas ígneas na parte norte do DTJ. A área do Trairão está próxima do limite traçado por Santos *et al.* (2000), que é uma interpolação das amostras de granitos apresentadas por Tassinari (1996) no município de Ruropólis, a oeste da BR-163 (ver Figura 1.1).

As idades U-Pb e Pb-Pb em zircão das rochas ígneas do DTJ, marcam eventos magmáticos de cerca de 2020-2000 Ma, 1990-1970 Ma e 1890-1860 Ma (e.g. Vasquez *et al.* 2017). No DIX predominam pelo menos duas associações vulcano-plutônicas orosirianas com idades de 1999-1970 Ma (Fernandes *et al.* 2005, Macambira & Vale 1997, Padilha & Barros 2008, Semblano *et al.* 2016a, Teixeira *et al.* 2002a) e 1888-1867 Ma (Barros *et al.* 2011, Fernandes *et al.* 2011, Pinho *et al.* 2006, Teixeira *et al.* 2002b).

As rochas vulcânicas ácidas da área de Trairão foram mapeadas pela CPRM-Superintendência Regional de Belém como Formação Salustiano, restrita às rochas cálcio-alcalinas de alto-K de *ca.* 1880 Ma, mas é possível que rochas vulcânicas ácidas tipo A de *ca.* 1880 Ma (Formação Moraes Almeida) e até rochas vulcânicas ácidas mais antigas (Formações Vila Riozinho - *ca.* 2000 Ma e Comandante Arara - *ca.* 2020 Ma) ocorram nessa área, como no DTJ. Os correspondentes plutônicos também são identificados no DTJ. Já os batólitos graníticos da área Trairão foram mapeados como pertencentes às Suítes Parauari (tipo I de *ca.* 1880 Ma) e Maloquinha (tipo A de *ca.* 1880 Ma), mas também podem ser relacionados às suítes de granitoides mais antigos (Vasquez *et al.* 2017).

Ambiente de arcos magmáticos (Juliani *et al.* 2005, Santos *et al.* 2000, 2004), seguido de tectônica e magmatismo pós-colisional transcorrente e extensional tem sido proposto para o DTJ (Vasquez *et al.* 2002). A extensão desses arcos do DTJ até o limite com os domínios arqueanos da Província Carajás foi proposta por Fernandes *et al.* (2011), mas ambientes extensionais como de grandes *rifts* intracontinentais (Vasquez *et al.* 2008) e SLIP (Klein *et al.* 2012) se contrapõem a essa proposta. No DIX a assinatura de arco magmático maturo para as rochas vulcânicas da Formação Sobreiro conflita com ambiente de rifte intracontinental, identificado para as rochas félsicas contemporâneas do Grupo Iriri (Fernandes 2005).

1.4 OBJETIVOS

Diante da problemática apresentada, o objetivo principal desta pesquisa é a caracterização do ambiente geológico, reconstrução da evolução crustal, com consequente refinamento

do limite entre os domínios Tapajós e Iriri-Xingu, visando um melhor entendimento do posicionamento tectônico e cronológico das rochas magmáticas da região de Trairão. Para tanto, os seguintes objetivos específicos devem ser alcançados:

- 1) Definir tipologia, natureza, afinidade tectono-magmática e as séries magmáticas das unidades identificadas;
- 2) Compreender os processos petrológicos das rochas da região estudada;
- 3) Determinar a sequência de formação e as prováveis fontes geradoras dessas rochas magmáticas;
- 4) Propor uma posição para o limite entre a PVT e PAC no centro-sul do CA;
- 5) Elaborar um modelo evolutivo para o centro do Cráton Amazônico.

1.5 MATERIAIS E MÉTODOS

1.5.1 Levantamento bibliográfico

Consistiu no levantamento bibliográfico relativo à geologia regional, geodinâmica e geocronologia dos domínios Tapajós e Iriri-Xingu, bem como de outras regiões do mundo de contexto geodinâmico semelhante. Além disso, foram pesquisadas relações texturais e petrográficas de rochas vulcânicas e plutônicas, tratamento de dados geoquímicos dessas rochas, princípios básicos e exemplos de aplicação dos métodos U-Pb em zircão e Sm-Nd em rocha total.

1.5.2 Amostragem

As amostras de rocha utilizadas neste estudo foram obtidas do acervo da CPRM-Serviço Geológico do Brasil disponibilizado pela Superintendência Regional de Belém. As amostras foram coletadas durante duas etapas de campo dos projetos de mapeamento geológico ARIM e Médio Tapajós, ambos na escala 1:100:000, que ocorreram durante os anos de 2015 e 2017, respectivamente.

1.5.3 Petrografia

Para o estudo petrográfico foram analisadas 133 lâminas delgadas e/ou polidas das unidades vulcânicas e plutônicas, seguindo as recomendações estabelecidas pela Subcomissão de Nomenclatura de Rochas Ígneas da IUGS (Le Maitre *et al.* 2002, Streckeisen 1976). Nessa etapa, foi feita a descrição mineralógica detalhada, contagem modal de pontos e análise textural, com o objetivo de: *i*) caracterizar as fases minerais e suas relações de contato, inclusões e intercrescimento, e *ii*) identificar os aspectos texturais gerados durante e após a cristalização dos minerais, incluindo ordem de formação. As lâminas foram descritas utilizando microscópio óptico binocular da marca Leica, Modelo DM 750P, no Laboratório de Petrografia

(LAPETRO) do Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica (PPGG) do Instituto de Geociências da UFPA. As análises modais foram realizadas utilizando o contador automático de pontos da marca *Swift model F*, com contagem de cerca de 1.600 pontos por lâmina. As fotomicrografias foram adquiridas utilizando a câmera modelo Leica EC3 acoplada ao microscópio petrográfico e o *software Leica Application Suite-Las EZ*.

1.5.4 Geoquímica

O estudo geoquímico multielementar de 24 amostras representativas dos litotipos estudados foi realizado a partir de resultados analíticos cedidos pela CPRM-Belém, realizadas no laboratório da GEOSOL. Os elementos maiores e menores (SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO , CaO , MnO , Na_2O , K_2O e P_2O_5) foram determinados por *Inductively Coupled Plasma Atomic Emission Spectrometry* (ICP-ES), e os elementos traços (Rb, Sr, Ba, Ga, Y, Zr, Nb, U, Th, Cr, Ni, V, La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb e Lu) foram determinados por *Inductively Coupled Plasma Atomic Mass Spectrometry* (ICP-MS). O tratamento dos dados geoquímicos foi feito em planilhas do *EXCEL 2010* de acordo com as recomendações de Ragland (1989) e Rollinson (1993). Os diagramas discriminantes de classificação, séries magmáticas e ambientes tectônicos foram confeccionados com o auxílio do programa GCDkit 2.2 (*R 2.4.1*) (Janousek *et al.* 2006) e do *EXCEL 2010*.

1.5.5 Geocronologia

1.5.5.1 Preparação das amostras

Os grãos de zircão das amostras selecionadas para o estudo geocronológico U-Pb em zircão foram obtidos no laboratório de Análises Mineraias (LAMIN-BE) da CPRM-Belém. As etapas do protocolo adotado pelo laboratório iniciaram-se com a britagem, moagem e pulverização das amostras, seguida pelo peneiramento até obter o intervalo de fração granulométrica 125-175 μm . Na sequência, os minerais pesados foram concentrados através do microbateamento com água e separados magneticamente utilizando imã de mão de neodímio e separador eletromagnético *Isodynamic Frantz*. Por último, foi feito o microbateamento com álcool para se obter os concentrados de zircão.

Os grãos de zircão foram selecionados utilizando lupa binocular na sala de lupa do Laboratório Pará-Iso da UFPA. Buscou-se escolher os cristais transparentes, sem inclusões e/ou fraturas. Pelo menos 100 grãos de zircão de cada amostra foram organizados em fita dupla-face e enviados para a Oficina de Laminação do IG/UFPA para a confecção dos *mounts* em resina epóxi. Em seguida, foi dado o polimento com o objetivo de expor a parte interna dos cristais para a obtenção de imagens de elétrons retroespalhados (ERE) e catodolumines-

cência (CL).

1.5.5.2 Microscopio Eletrônico de Varredura (MEV)

As imagens em catodoluminescência (CL) dos cristais de zircão foram obtidas no Laboratório de Análises Mineraias da Superintendência Regional de Belém (LAMIN-BE) do Serviço Geológico do Brasil - CPRM, utilizando o equipamento MEV-FEI com detector PMD, operado sob condições de corrente do feixe de elétrons de 1000 μA , voltagem de aceleração constante de 13 kv e distância de trabalho de 14 mm. Os aspectos texturais internos dos cristais, como zoneamento (ígneo), bordas de sobrecrescimentos, inclusões e fraturas são observadas nas imagens de CL. Essas imagens auxiliam na escolha dos grãos e da área a ser analisada de cada cristal de zircão.

1.5.5.3 Análises U-Pb em zircão por LA-MC-ICP-MS

As medições isotópicas foram realizadas no Laboratório de Geologia Isotópica da UFPA (Pará-Iso), utilizando um espectrômetro de massa multicoletor com fonte de plasma conectado a um sistema de ablação a laser LA-ICP-MS (*Laser Ablation Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry*), modelo Neptune da marca *Thermo Finnigan* acoplado a um laser Nd:YAG 213 nm LSX-213 G2 da CETAC. Os procedimentos de análise do laboratório são descritos por Milhomem Neto *et al.* (2017) e Milhomem Neto & Lafon (2019). Durante a análise, o fluxo de gás hélio (He) foi de 450mL/min, o diâmetro do *spot* foi de 25 μm , frequência de 10Hz, densidade de energia de 5-86J/cm² e o tempo de ablação de 60 segundos. As razões isotópicas $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ e $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ do material de referência zircão GJ-1 (Jackson *et al.* 2004) foram utilizadas para determinação das concentrações de U, Th e Pb na amostra.

As análises das amostras foram realizadas em quatro ciclos, de modo que foram intercaladas com os materiais de referência Plešovice (Sláma *et al.* 2008) e/ou BB (Santos *et al.* 2017) e teve por finalidade avaliar a eficiência e reprodutibilidade do método. Desse modo, a leitura das razões isotópicas foi realizada da seguinte ordem: *i*) branco analítico (*background*), *ii*) zircões de referência (GJ-1, Plešovice e/ou BB) e *iii*) nove cristais de zircão da amostra. As correções e o tratamento dos dados analíticos brutos foram processados em macro *Microsoft Excel* (adaptada de Chemale Jr. *et al.* 2012). As idades calculadas a 2 sigmas e a representação gráfica em diagrama Concórdia foram feitas com o auxílio do *Isoplot 4* (Ludwig 2008).

1.5.6 Método Sm-Nd em rocha total

O processo de preparação mecânica das amostras foi feito na Oficina de Preparação de Amostras da CPRM e incluiu a britagem em britador de mandíbula e moagem em moinho de ágata até se obter a fração de 200 *mesh*. O procedimento analítico adotado na aplicação da

metodologia Sm-Nd em rocha total está descrito em Gioia & Pimentel (2000), e foi implantado com algumas modificações no Laboratório Pará-Iso por Oliveira *et al.* (2008).

Inicialmente, na etapa de dissolução das amostras são misturados 100 mg de cada amostra com 100 mg de traçador misto ^{149}Sm - ^{150}Nd em um cadinho (bombas) de Teflon Savillex. Sequencialmente, é realizado o ataque ácido com HNO_3 , HF e HCl. Em um segundo momento, foi utilizado a resina catiônica Biorad DOWEX AG 50X8 para, através das técnicas convencionais de troca catiônica em colunas de *Teflon*, se proceder à coleta dos ETRs. Em seguida, através de colunas contendo resina Eichron® Ln e a partir da solução dos ETRs são extraídos os elementos Sm e Nd. Por último, a análise isotópica do Sm e Nd foi realizada no espectrômetro de massa de termo ionização modelo *Triton Plus* do Laboratório Pará-Iso. O Nd foi depositado em um filamento de tântalo e o de Sm em um filamento de rênio. Na análise espectrométrica é empregado um arranjo de filamento duplo, constituído de um filamento de evaporação, onde é feito o depósito de Sm ou Nd, e um filamento de ionização. Durante o período de análises, razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ médias de $0,511834 \pm 9$ e $0,512633 \pm 5$ foram obtidas respectivamente para os padrões La Jolla e BCR-01. Os “brancos totais” medidos foram de 0,160 ng para o Sm e 0,587 ng para o Nd. A razão $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ igual a 0,7219 é utilizada para normalização da razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, para correção da massa utilizando a lei exponencial (Russell *et al.* 1978), e a constante de decaimento usada foi o valor revisado por Lugmair & Marti (1978) de $6,54 \times 10^{-12} \text{ ano}^{-1}$.

CAPÍTULO II FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

2.1 GEOCRONOLOGIA U-Pb

O método U-Pb (urânio e chumbo) utiliza o decaimento dos isótopos radioativos dos nuclídeos ^{238}U , ^{235}U e ^{234}U , com abundâncias na crosta de 99,2743%, 0,720% e 0,0057%, respectivamente (Faure 1986), sendo o último desprezível nos cálculos. A composição isotópica do chumbo nas rochas é decorrente de três reações de decaimento envolvendo: *i*) ^{235}U para ^{207}Pb , com meia-vida de $0,703 \times 10^9$ anos e constante de decaimento (λ) de $9,8485 \times 10^{-10}$; *ii*) ^{238}U para ^{206}Pb , com meia-vida de $4,468 \times 10^9$ anos e λ de $1,55125 \times 10^{-10}$; e *iii*) ^{232}Th também produz um isótopo de Pb, o ^{208}Pb , com meia-vida de $14,01 \times 10^9$ anos e λ de $4,9475 \times 10^{-11}$ (Faure 1986).

O método U-Pb está embasado em duas idades independentes fornecidas pelas razões $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ e $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$, que podem ser concordantes, caso o sistema permaneça fechado logo após o zircão ter sido cristalizado (Faure 1986). O conceito de curva Concórdia deve-se aos trabalhos de Ahrens (1955) e Wetherill (1986), cujo diagrama tem como eixos as coordenadas $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ versus $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$, que correlacionam as variações dessas razões isotópicas em função do tempo. Desse modo, quando o mineral ou a rocha não teve perturbação, ou seja, permaneceu em sistema geoquímico fechado, os valores das razões $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ e $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ se encontram sobre a Concórdia, e os pontos representativos são chamadas de concordantes. Por outro lado, quando há perda de Pb, os pontos analíticos caem fora da curva Concórdia, e são designadas discordantes.

Quando o zircão incorpora Pb durante ou após a cristalização, podem ser feitas correções para melhorar a exatidão das idades. Essa correção é feita determinando a quantidade de ^{204}Pb no mineral e usando as razões $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ do momento de sua formação para estimar as quantidades de ^{206}Pb e ^{207}Pb incorporados pelo mineral. Essa composição isotópica pode ser estimada a partir de modelos de evolução isotópica de Pb na Terra, conforme as propostas de Cummings & Richards (1975) e Stacey & Kramers (1975). O ^{204}Pb , também conhecido como chumbo comum, não é resultado de decaimento radioativo e pode ser usado como marcador de abertura do sistema.

O zircão (ZrSiO_4) é um dos minerais mais utilizados para determinar a idade de cristalização, origem e história termal, de uma extensa variedade de rochas ígneas, sedimentares e metamórficas (Yuan *et al.* 2004). É o principal mineral para datação pelo método U-Pb, porque cristaliza com quase nenhum Pb inicial e por ser um mineral extremamente estável, além de concentrar quantidades mensuráveis de U e seus produtos radiogênicos, se mantendo como

um sistema fechado quando sujeito a maioria dos processos geológicos.

2.2 Sm-Nd EM ROCHA TOTAL

O método Sm-Nd (samário e neodímio) baseia-se no decaimento radiogênico de ^{147}Sm para ^{143}Nd , cuja meia-vida de $1,0 \times 10^{11}$ anos, pode fornecer diferenças pequenas, mas mensuráveis na abundância do ^{143}Nd durante período de vários milhões de anos (Dickin 2005). Ambos, Sm (Z=62) e Nd (Z=60), são elementos terras raras (ETR), pertencentes ao Grupo 3B da tabela periódica. Apresentam propriedades químicas muito similares e estão contidos na maioria dos minerais formadores de rochas (*ex.* anfibólios, clinopiroxênio, micas e feldspatos).

Os ETRs Sm e Nd são elementos incompatíveis e durante a fusão do manto são predominantemente incorporados na fase fundida, deixando o manto empobrecido em Nd e Sm (Rollinson 1993). Ambos são concentrados na fase líquida durante a fusão, contudo, o Nd é mais incompatível em relação ao Sm, desta forma, o manto torna-se mais empobrecido em Nd do que em Sm.

DePaolo (1981) sugere que a formação de crosta por extração de magmas basálticos, torna o manto gradualmente empobrecido em elementos litófilos de íons grandes LILE (*ex.* Ba, K, Rb, U e Th), bem como em ETR. De acordo com este modelo, as concentrações Sm e Nd diminuem no manto superior empobrecido (DM - *Depleted Mantle*), em relação ao manto primordial (CHUR - *Chondritic Uniform Reservoir*).

A partir da linha evolutiva CHUR pode-se calcular o tempo (idade modelo) em que o magma foi gerado e separado do manto com uma composição equivalente ao reservatório condritico, tendo como parâmetro à Terra como todo. Uma idade modelo - T_{DM} (Fórmula 1) representa o tempo decorrido desde que uma rocha tinha a razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ similar à do DM, portanto, ela registra o período em que protólito crustal se diferenciou do Manto Empobrecido (DePaolo & Wasserburg 1976, DePaolo 1981, Dickin 1995, Faure 1986).

$$T_{DM} = \frac{1}{\lambda} \ln \left[\frac{\left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{rocha}^h - \left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{DM}^h}{\left(\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{rocha}^h - \left(\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{DM}^h} + 1 \right] \quad (1)$$

DePaolo & Wasserburg (1976) introduziram o termo ε (*epsilon*) para representar a composição isotópica de Nd da rocha com reservatório condritico (Fórmula 2). O $\varepsilon_{\text{Nd}(t)}$ simboliza a composição isotópica da crosta formada no tempo T (idade de formação da rocha). Valores positivos de ε_{Nd} para uma rocha alega que essa foi derivada de uma fonte mantélica

empobrecida (DM), e valores negativos de $\varepsilon_{Nd(t)}$ sugerem que a rocha teria sido formada a partir de fonte crustal ou de manto enriquecido (Winter 2001). Entretanto, ressalta-se que quando várias fontes (mistura) participam da geração de um magma, os valores de $\varepsilon_{Nd(t)}$ podem ser variáveis, com valores positivos até negativos, dificultando a interpretação dos dados (Arndt & Goldstein 1987).

$$\varepsilon_{Nd(t)} = \frac{\left(\frac{^{143}Nd}{^{144}Nd}\right)_{am(t)} - \left(\frac{^{143}Nd}{^{144}Nd}\right)_{CHUR(t)}}{\left(\frac{^{143}Nd}{^{144}Nd}\right)_{CHUR(t)}} \times 10^4 \quad (2)$$

2.3 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

2.3.1 Cráton Amazônico

O Cráton Amazônico (CA) localiza-se na porção norte da Plataforma Sul-Americana (Almeida *et al.* 1981, Cordani & Sato 1999) e abrange uma área de aproximadamente 4.300.000 km², incluindo a parte norte do Brasil e com extensões para os territórios de Guiana Francesa, Venezuela, Guiana, Suriname, Colômbia e Bolívia (Tassinari & Macambira 1999). É constituído pelos escudos das Guianas e Brasil Central, divididos pelas bacias sedimentares fanerozoicas do Solimões e Amazonas. Possui fronteiras a norte com a margem atlântica, a oeste com a Cadeia Andina e, em suas extremidades oriental e meridional, com faixas orogênicas neoproterozoicas, amalgamadas durante o Ciclo Brasileiro (cinturões Paraguai e Araguaia) (Schobbenhaus & Brito Neves 2003).

Nas últimas décadas, propostas de compartimentação tectônica têm sido apresentadas para o Cráton Amazônico (ex. Almeida *et al.* 2000, Teixeira *et al.* 1989). Dentre as propostas mais discutidas na literatura recente, destacam-se a de Tassinari & Macambira (1999, 2004) e Santos *et al.* (2000) que, em linhas gerais, são similares, porém, com algumas discordâncias, sobretudo em relação a limites e denominação das províncias geocronológicas. Contudo, todas admitem que a evolução do CA é resultante de sucessivos episódios de acreção crustal durante o Paleoproterozoico e o Mesoproterozoico, em volta de um núcleo mais antigo, estabilizado no final do Arqueano (Figura 2.1).

De acordo com Santos *et al.* (2000), revisto em Santos (2003), o cráton está dividido em sete províncias tectônicas ou geocronológicas: Carajás (3000-2500 Ma), Transamazonas (2260-1990 Ma), Tapajós-Parima (2030-1860 Ma), Amazônia Central (1900-1860 Ma), Rondônia-Juruena (1820-1540 Ma), Rio Negro (1820-1520 Ma) e Sunsás (1450-1000 Ma). Tassi-

nari & Macambira (1999, 2004) o dividem em seis províncias geocronológicas: Amazônia Central (>2,5 Ga), Maroni-Itacaiúnas (2,25-1,9 Ga); Ventuari-Tapajós (1,9-1,8 Ga); Rio Negro-Juruena (1,8-1,55 Ga), Rondoniana-San Ignácio (1,55-1,3 Ga) e Sunsás (1,25-1,0 Ga).

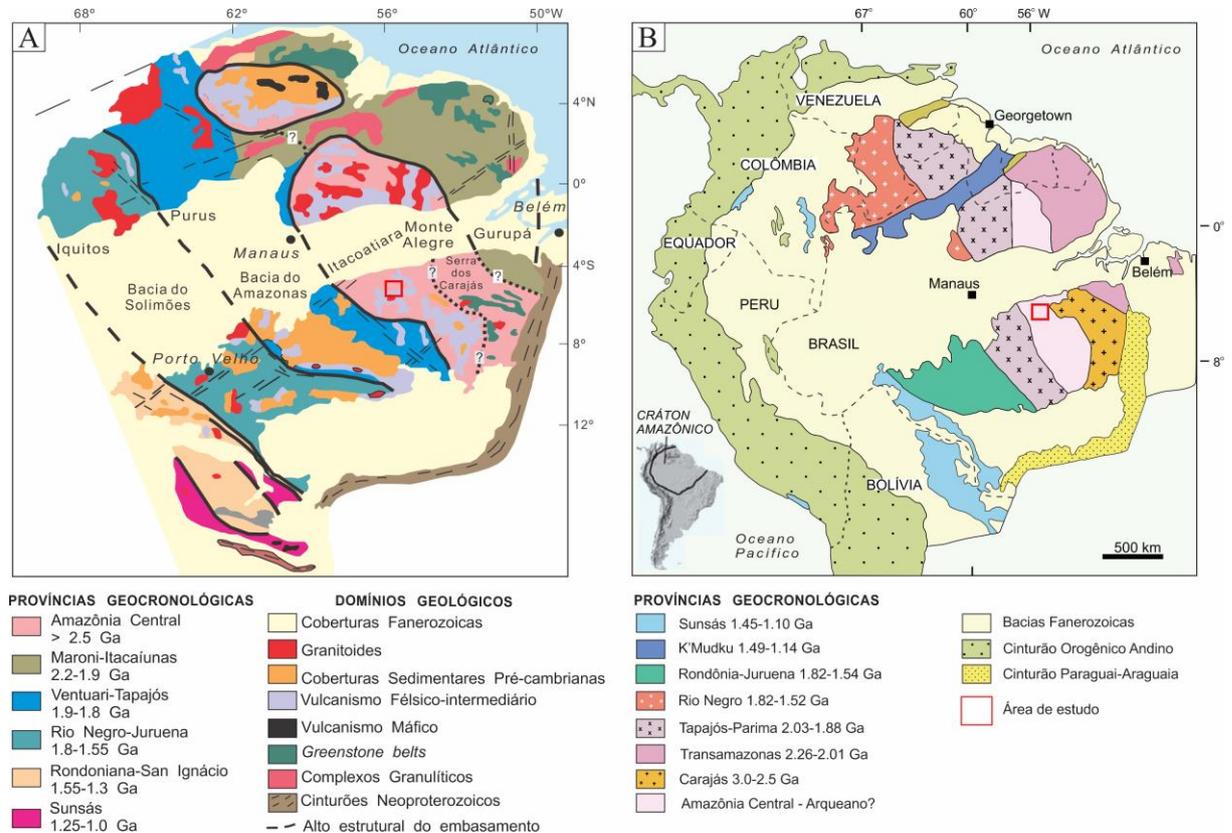


Figura 2.1 - Principais modelos geocronológicos propostos para o Cráton Amazônico. Fonte: A) Tassinari & Macambira (1999). B) Santos *et al.* (2006).

2.3.1.1 Província Amazônia Central

A Província Amazônia Central (PAC) é considerada um núcleo arqueano, não afetado pelo Ciclo Transamazônico, acrescido por vários cinturões movéis (Tassinari & Macambira 1999). Esses autores admitem que as porções oeste e noroeste da PAC consistem por terrenos plutônicos proterozoicos, originado da fusão parcial da crosta continental formada no Arqueano, enquanto o sudeste comporia a Província Carajás, constituída de rochas predominantemente arqueanas. Por sua vez, Santos *et al.* (2000) sugerem uma expressiva redução (~45%) na área inicialmente proposta para a PAC, estando as rochas do Arqueano restritas à Província Carajás, embora admitam que as rochas da PAC se formaram a partir de uma crosta arqueana.

2.3.1.1.1 Domínio Iriri-Xingu

O Domínio Iriri-Xingu (DIX) está localizado na porção meridional da Província Amazônia Central (Figura 2.2). Nele, litologicamente predominam associações vulcano-plutônicas orosirianas, além de coberturas sedimentares de *rift* continental (Vasquez *et al.* 2008). Idades-modelo Nd- T_{DM} e valores de $\epsilon Nd(t)$ para o DIX indicam fontes crustais arqueanas a raramente

paleoproterozoicas (T_{DM} de 3,2-2,46 Ga) e valores de $\epsilon Nd(t)$ negativos (-3,7 a -12) (Fernandes *et al.* 2011, Teixeira *et al.* 2002a, b), indicativo que essas rochas são produtos de reciclagem, com longo tempo de residência crustal.

Em seguida, serão apresentadas as principais unidades litoestratigráficas que compõem o DIX:

O **Grupo Iriri** é constituído essencialmente por rochas vulcânicas efusivas e vulcanoclásticas, predominantemente félsicas com idades paleoproterozoicas, de 1886 a 1878 Ma (Rocha *et al.* 2012, Teixeira *et al.* 2002b). Semblano *et al.* (2016a) obtiveram a idade de 1988 ± 2 Ma para essa unidade pelo método Pb-Pb por evaporação em zircão de um dacito porfirítico da área tipo, entre os rios Iriri e Curuá, e propuseram, apesar da idade conflitante com a já estabelecida para essa unidade, seguir as denominações propostas desde a década de 70 para essas rochas vulcânicas. Por outro lado, esses autores observaram padrões geocronológicos e petrográficos semelhantes aos da Formação Vila Riozinho, no DTJ, descrita por Lamarão *et al.* (2002) e a Formação Jarinã, no DIX, apresentada por Alves *et al.* (2010).

A **Formação Sobreiro** é composta de andesitos basálticos, andesitos, traquiandesitos, traquiandesitos basálticos, traquitos e dacitos, com uma assinatura transicional variando de cálcio-alcalina a shoshonítica. É a unidade basal do Grupo Uatumã e corresponde às rochas vulcânicas intermediárias a ácidas (Fernandes 2009). Macambira & Vale (1997) caracterizaram essas rochas como produto de uma significativa manifestação magmática e ainda observaram que tais rochas foram formadas a partir de derrames de lavas extravasadas sobre as rochas arqueanas, em ambiente continental. Idade por evaporação de Pb em zircão de 1880 ± 6 Ma (Pinho *et al.* 2006) foram obtidas para andesito e dacito da Formação Sobreiro.

A **Formação Santa Rosa** consiste em derrames de lavas coerentes e vulcanoclásticas intermediárias a félsicas, plagioclásio e megacristais de quartzo envoltos por matriz constituída de quartzo e feldspato potássico intercrescidos, comumente esferulítica de composição semelhante a fácies coerente. São rochas tipo A, com afinidade geoquímica intraplaca, predominantemente peraluminosos e transicionais entre subalcalino e alcalino (Juliani & Fernandes 2010). Fernandes *et al.* (2011) obtiveram a idade de 1879 ± 2 Ma em zircão pelo método de evaporação de Pb.

Os **Granitos Tipo I Indiferenciados** são, em geral, rochas de granulação grossa a fina com textura alotriomórfica a hipidiomórfica inequigranular com subordinados termos porfiríticos. A idade de 1986 ± 4 Ma foi obtida em cristal de zircão de um leucoquartzo-monzonito, pelo método de evaporação de Pb (Semblano *et al.* 2016a).

A **Suíte Intrusiva Velho Guilherme** é constituída por rochas metaluminosas a pera-

luminosas, composição modal variando de sienogranítica a álcali-feldspato granítica, de natureza anorogênica, com características de granitos intraplacas do tipo A (Teixeira *et al.* 2005). Alguns dos maciços graníticos dessa unidade foram individualizados e são conhecidos como Antônio Vicente, Velho Guilherme, Mocambo, Benedita, Ubim Norte, Ubim Sul, Serra da Queimada, Rio Xingu e Bom Jardim (Vasquez *et al.* 2008). Teixeira *et al.* (2002b) e Pinho *et al.* (2006) obtiveram idades de cristalização entre 1887 ± 5 e 1862 ± 16 Ma para os granitos da Suíte Intrusiva Velho Guilherme, através do método evaporação de Pb em zircão.

Os **Granitos Tipo A Indiferenciados** são compostos por monzogranitos, leucosienogranitos e feldspato alcalino granitos, isotrópicos, equigranulares e inequigranulares, de granulação fina a grossa, variando de microgranitos a granito porfiríticos (Vasquez *et al.* 2008). Semblano *et al.* (2016a) obtiveram idade de 1889 ± 3 Ma em amostra de quartzo-sienito, pelo método de evaporação de Pb em zircão.

O **Sienito Guabiraba** (Pastana *et al.* 1980), é composto por sienitos, quartzo monzonitos, quartzo-feldspato alcalino sienitos, quartzo sienitos, e feldspato alcalino sienitos. São rochas de afinidade alcalina saturadas em sílica, portanto, devem estar relacionadas ao magmatismo tipo A de idade orosiriana do Domínio Iriri-Xingu (Vasquez *et al.* 2008).

2.3.1.2 Província Ventuari-Tapajós

A Província Ventuari-Tapajós (Tassinari & Macambira 1999) ou Tapajós-Parima (Santos *et al.* 2000) é interpretada em ambas as propostas como um arco magmático oceânico de direção NW-SE dominante, relacionado a uma subducção ocorrida durante o ciclo Transamazônico. Na proposta de Santos *et al.* (2006), a Província Tapajós-Parima é marcada pelo desenvolvimento de duas orogenias distintas que incorporaram quatro arcos magmáticos seguidos de um magmatismo alcalino pós-orogênico.

O primeiro arco magmático (Complexo Cuiú-Cuiú) foi gerado entre 2,03 e 2,00 Ga e corresponde a um arco de ilha. O segundo arco, designado Creporizão, foi gerado entre 1980 e 1950 Ma, e mostra incorporação de crosta continental. Esses dois arcos iniciais constituem a orogênese Mundurucus. E, após um hiato de 40 a 60 milhões de anos, uma nova orogênese foi desenvolvida, inicialmente pela formação de outro arco de ilha primitivo, que foi acrescido ao continente entre 1900 e 1890 Ma (Arco Tropas). Esse foi seguido por outro arco continental, denominado Parauari (1883-1879 Ma). O magmatismo pós-orogênico (Suíte Intrusiva Maloquinha e rochas vulcânicas do Grupo Iriri) ocorreu por volta de 1880 Ma (Almeida 2006, Vasquez *et al.* 2002). Alternativamente, outros modelos contestam essa proposta. Por exemplo, Vasquez *et al.* (2002) propõem apenas um arco magmático, seguido por tectônica e magmatismo pós-colisional transcorrente e extensional; (Vasquez *et al.* 2008) sugerem ambi-

entes extensionais como de grandes *rifts* intracontinentais; Fernandes *et al.* (2011) salientam a extensão desses arcos do Tapajós até o limite com os domínios arqueanos da Província Carajás, e Klein *et al.* (2012) argumentam que a Província Tapajós-Parima poderia corresponder a uma *Silicic Large Igneous Province* - SLIP.

2.3.1.2.1 Domínio Tapajós

Para Vasquez *et al.* (2008), o Domínio Tapajós (DTJ) é um segmento meridional da Província Tapajós-Parima, e se limita a leste com o Domínio Iriri-Xingu, sendo encoberto a norte e a sul pelas bacias fanerozoicas do Amazonas e Alto Tapajós, respectivamente (Figura 2.2). Dados isotópicos de Sm-Nd indicam fontes paleoproterozoicas (T_{DM} de 2,45-2,23 Ga) juvenis ou com pouca participação de crosta mais antiga (valores de $\epsilon Nd_{(t)}$ de -5,21 a -0,72) para as rochas do DTJ (Lamarão *et al.* 2005, Santos *et al.* 2000).

Em seguida, serão apresentadas as principais unidades litoestratigráficas que compõem o Domínio Tapajós:

O **Complexo Cuiú-Cuiú** é composto de ortognaisses tonalíticos e granodioríticos bandados e alongados segundo o *trend* regional NW-SE, bem como de granitos isotrópicos a pouco foliados (Coutinho 2008, Klein *et al.* 2001). O complexo Cuiú-Cuiú foi considerado como um componente de um arco magmático primitivo de quimismo cálcio-alcálico, onde vários depósitos de ouro foram formados (Santos *et al.* 2001, 2004). Admite-se a idade de 2015 ± 9 Ma, obtida pelo método U-Pb na análise de feldspato alcálico em um tonalito (Santos *et al.* 2001).

A **Formação Comandante Arara** é uma unidade definida por Vasquez *et al.* (2017) para reunir rochas vulcânicas ácidas a intermediária, assim como rochas piroclásticas, vulcanoclásticas e sedimentares vulcanogênicas associadas. Essa unidade é subdividida em dois membros, sendo eles: a) **Membro Lora**, composto pelas rochas efusivas, subvulcânicas e piroclásticas que, geoquimicamente se distribuem na série cálcio-alcálica, com idades de 2020 ± 2 Ma (dacito porfíritico) e 2012 ± 2 Ma (riolito porfíritico), obtidas em cristais de zircão pelo método de evaporação de Pb por Vasquez *et al.* (2017), e b) **Membro Manual**, representado por rochas piroclásticas, vulcanoclásticas e sedimentares vulcanogênicas ressedimentadas, admitida como tendo idade de 2012 Ma, a partir da associação espacial dos membros dessa unidade (Vasquez *et al.* 2017).

A **Formação Vila Riozinho** compreende andesitos basálticos, traquiandesitos basálticos, traquitos e riolitos (Lamarão *et al.* 2002, 2005). Recentemente, Vasquez *et al.* (2017) subdividiram essa formação em dois membros, sendo eles: **Membro Riozinho das Arraias**, onde predominam rochas efusivas, subvulcânicas e piroclásticas, geoquimicamente fazendo

parte das séries cálcio-alcálicas de alto-K e shoshoníticas, com idade de 2002 ± 4 Ma (ignimbrito dacítico), obtida pelo método de evaporação Pb em zircão; e **Membro Tocantizinho**, composto por rochas sedimentares vulcanogênicas e piroclásticas, e considerado ter idade de 2000 Ma, por correlação dos membros dessa formação.

A **Suíte Intrusiva Creporizão** é composta predominantemente por corpos de sienogranito e monzogranito, com intrusões de granodiorito, tonalito e quartzo monzodiorito subordinados, com composições cálcio-alcálicas peraluminosa e metaluminosa (Klein & Vasquez 2000, Ricci *et al.* 1999). Datações pelo método U-Pb em feldspato alcalino em duas amostras dessa unidade indicaram idades entre 1969 ± 6 e 1957 ± 6 Ma (Santos *et al.* 2001).

O **Granito São Jorge Antigo** é um batólito granítico, de quimismo com afinidade cálcio-alcálica de alto-K, de idades 1981 ± 2 e 1983 ± 8 Ma, obtidas pelo método de evaporação de Pb em zircão (Lamarão *et al.* 2002). Para os mesmos autores, o Granito São Jorge Antigo pode representar as primeiras manifestações magmáticas da evolução do arco magmático Creporizão.

A **Suíte Intrusiva Tropas** é constituída de tonalitos, quartzo dioritos, granodioritos, monzogranitos, andesitos e basaltos, (Ferreira *et al.* 2004), de filiação cálcio-alcálica, interpretadas como relacionada a um ambiente de arco de ilha de cerca de 1,9 Ga (Santos *et al.* 2004). Santos *et al.* (2001) obtiveram para essas rochas as idades U-Pb de 1907 ± 9 e 1892 ± 6 Ma, em zircão e titanita, respectivamente.

A **Suíte Intrusiva Paruari (unidade granodiorítica)** é composta de granitoides inequigranulares e porfiríticos de granulação média a grossa, com incipiente foliação magmática marcada pelo alinhamento de minerais máficos e feldspatos. De maneira geral, são monzonitos e monzogranitos, com filiação geoquímica tendendo para as séries cálcio-alcálica e cálcio-alcálica de alto-K (Vasquez *et al.* 2017). Como exemplo previamente estudado dessa unidade tem-se o **Granodiorito Fofquinha**, denominação dado pela mineração *Serabi Gold*.

A **Suíte Intrusiva Paruari (unidade granítica)**, corresponde a monzogranito e sienogranito com subordinado quartzo sienito e sienito. Geoquimicamente, apresentam curva evolutiva para série cálcio-alcálica de alto-K (Vasquez *et al.* 2017). Alguns desses corpos foram estudados em detalhe e receberam denominações próprias, como o **Granito Jardim do Ouro** (Lamarão *et al.* 2002). Como outro exemplo, a mineração *Serabi Gold* denominou os granitos que hospedam as mineralizações de ouro da Mina Palito de **granitos Rio Novo** e **Palito**. Os granitos Rio Novo são rochas porfiríticas média, enquanto as rochas do Granito Palito apresentam textura equigranular de granulação mais fina (Vasquez *et al.* 2017). O Granito Jardim do Ouro conta com uma idade por evaporação de Pb em zircão de 1880 ± 3 Ma (Lamarão *et al.*

2002). Santos *et al.* (2013) dataram os granitos Rio Novo e Palito pelo mesmo método e obtiveram, respectivamente, as idades de 1881 ± 4 Ma e 1883 ± 11 Ma.

O **Granito São Jorge Jovem** ocorre como plúton granítico de aproximadamente 2 km² que corta a unidade do Granito São Jorge Antigo. São rochas com filiação cálcio-alcálica de alto K com idade de 1891 ± 3 Ma, obtida pelo método de evaporação de Pb em zircão (Lamarão *et al.* 2002).

A **Formação Moraes Almeida** é composta majoritariamente por derrames de ignimbritos, lapili-tufos, riolito e traquito, com quimismo alcalino e idade obtida pelo método de evaporação de Pb em zircão (ignimbrito) de 1875 ± 4 Ma (Lamarão *et al.* 2002).

O **Grupo Iriri** é composto por rochas vulcânicas efusivas e vulcanoclásticas ácidas e cálcio-alcálicas, e está dividido nas formações **Salustiano** e **Aruri**. Klein *et al.* (2001) destacam que a Formação Salustiano consiste em derrames de riolitos, riodacitos e dacitos, relacionados ao magmatismo Uatumã. Ainda para Klein *et al.* (2001), a Formação Aruri representa as unidades vulcanoclásticas como tufos ácidos, brechas vulcânicas, ignimbritos, arenitos e conglomerados vulcânicos. Vasquez *et al.* (1999) obtiveram idades por evaporação de Pb em zircão de 1893 ± 2 Ma e 1888 ± 2 Ma para essas formações, respectivamente.

A **Suíte Intrusiva Maloquinha** é composta principalmente por álcali-granitos e, de forma subordinada, por biotita granitos, anfibólio biotita granitos e fácies graníticas subvulcânicas (Juliani *et al.* 2002). São corpos graníticos circulares, batólitos e *stocks*, subvulcânicos e plutônicos, intrusivos em rochas do Complexo Cuiú-Cuiú, granitos das suítes Parauari e Creporizão, e rochas vulcânicas do Grupo Iriri. O Magmatismo Maloquinha se caracteriza por uma afinidade alcalina (tipo A), típica de ambientes extensionais intracontinentais (Brito *et al.* 1997, Lamarão *et al.* 2008, Vasquez *et al.* 2002). Lamarão *et al.* (2002) obtiveram uma idade de 1880 ± 9 Ma pelo método de evaporação de Pb em zircão.

O **Granito Porquinho** é formado por rochas de afinidade alcalina de idade U-Pb SHRIMP de 1786 ± 4 Ma (Santos *et al.* 2004), cerca de 100 m.a. mais jovem que os demais granitos de mesmo quimismo. A idade distinta desse granitoide pode estar relacionada a estágios de implantação dos *rifts* continentais do final do Paleoproterozoico, podendo os granitoides mais antigos estarem relacionados ao início da formação, e os mais jovens representar o estágio mais evoluído da tafrogênese paleoproterozoica (Vasquez *et al.* 2008).

A **Suíte Intrusiva Ingarana**, é composta por augita gabros, gabronoritos, leuconoritos, diabásios e microgabros, os quais possuem assinatura cálcio-alcálica de alto potássio com enriquecimento em alumínio (Bahia & Quadros 2000, Vasquez & Klein 2000). Alguns corpos dessa suíte receberam denominações prévias, como **Olivina Gabro Rio Novo** (Vasquez *et al.*

2008) e **Gabro São Domingos** (Vasquez *et al.* 2008). Santos *et al.* (2013) obtiveram uma idade de 1872 ± 8 Ma pelo método de evaporação de Pb em zircão para um gabro dessa suíte.

O início da cratonização do Domínio Tapajós é marcado pela implantação da bacia do Crepori e deposição de coberturas sedimentares continentais, essencialmente psamo-pelíticas, representadas pela **Formação Buiuçu** (Vasquez *et al.* 2017). Essa formação é intrudida por magmatismo de caráter básico, representado pelo **Diabásio Crepori** (Klein *et al.* 2000). A transição do Mesoproterozoico para o Neoproterozoico é marcada por movimentos distensivos que afetaram todo o Cráton Amazônico, acompanhados de magmatismo básico representado pelo **lamprófiro Jamaxim** e **Suíte Intrusiva Cachoeira Seca** (1,0 Ga). Esses movimentos podem ser interpretados como um reflexo do final do evento K'Mudku de 1,2 a 1,0 Ga (Almeida *et al.* 2000, Klein *et al.* 2000).

CAPÍTULO III PETROGRAFIA

Neste capítulo são apresentados os aspectos mineralógicos e texturais das rochas vulcânicas e plutônicas das unidades estudadas. A distribuição espacial dos pontos de coleta das amostras é apresentada na Figura 2.3.

3.1 UNIDADES VULCÂNICAS

Para os litotipos vulcânicos foram descritas as texturas da matriz, fenocristais e micro-fenocristais, que auxiliarão na classificação das rochas e interpretação da evolução das unidades.

3.1.1 Formação Moraes Almeida

A **Formação Moraes Almeida** é composta por vulcânicas efusivas e vulcanoclásticas ácidas. Os termos efusivos são representados por riolito maciço fírico e carbonato dacito fírico, e a variação vulcanoclástica é representada por ignimbrito maciço fírico.

O **carbonato dacito fírico** tem textura porfirítica com fenocristais de plagioclásio (~25%), quartzo (~15%) e feldspato alcalino (~10%), imersos em matriz afanítica criptocrystalina (~40%) (Figura 3.1A). Nessas rochas é comum a presença de vênulas preenchidas por clorita, carbonato, provavelmente calcita (~10%), e diminutos minerais opacos. O **plagioclásio** tem maclamento do tipo polissintético mascarado pelo desenvolvimento de carbonatos gerados pelos processos de sericitização e saussuritização, e tem suas fraturas preenchidas por sericita e carbonato (Figura 3.1B). O **quartzo** mostra bordas corroídas, sugerindo o processo de reabsorção em contato com a matriz. O **feldspato alcalino** é afetado pelas alterações argílica e propilítica. O **anfíbólio** é o único mineral varietal e provavelmente é do tipo hornblenda com pleocroísmo variando de cinza-claro a verde-escuro. Comumente apresenta coroa de alteração para minerais opacos, que pode estar relacionado ao processo de oxidação. Alguns cristais estão totalmente alterados para epidoto e minerais opacos. A **titanita** ocorre bordejando os minerais opacos. A **apatita** é acicular e hexagonal e ocorre inclusa no plagioclásio, biotita e anfíbólio. Os **minerais opacos** normalmente estão dispersos na matriz e/ou associados ao anfíbólio e ao plagioclásio. O **zircão** é prismático e geralmente está associado aos minerais opacos, podendo ocorrer incluso nesses.

O **riolito maciço fírico** apresenta textura porfirítica com matriz felsítica (~40%) e fenocristais de feldspato alcalino (~35%), quartzo (~12%) e plagioclásio (~5%) (Figura 3.1C). Observam-se microveios preenchidos por carbonato e a presença de esferulitos radiais nessas rochas é uma clara evidência do processo de desvitrificação (Figura 3.1D). O **quartzo** apresenta distintos aspectos texturais e a forma mais abundante ocorre como fenocristais (Qtz_1)

subarredondados a arredondados com bordas corroídas e marcante textura granofírica. O quartzo também ocorre na matriz como cristais anédricos (Qtz_2) intercrescidos com feldspato alcalino (Afs_2). O **feldspato alcalino** ocorre como dois tipos texturais e a principal forma de ocorrência é como fenocristal (Afs_1), localmente pertítico e com bordas corroídas. Altera predominantemente para sericita e subordinadamente para argilominerais. A forma menos comum do feldspato alcalino é como uma massa (Afs_2) intercrescida com o Qtz_2 na matriz. O **plagioclásio** ocorre como raros fenocristais tabulares com bordas de alteração para argilominerais. O **anfíbólio** exibe pleocroísmo amarelo-escuro a verde-escuro e encontra-se parcialmente alterado para epidoto, clorita e minerais opacos. A **biotita** ocorre principalmente como lamelas isoladas e localmente estão associadas ao anfíbólio. A principal alteração é para clorita. O **zircão** e a **apatita** são os minerais acessórios mais comuns e as principais fases secundárias são sericita, carbonato, epidoto, clorita e minerais opacos.

O **ignimbrito fírico** de composição riolítica tem textura porfirítica com aproximadamente 50% de matriz criptocristalina e fenocristais orientados de plagioclásio (~30%), anfíbólio (~9%) e biotita (~3%) que definem o fluxo magmático (Figura 3.1E). O fluxo piroclástico é marcado pelos fiammes estirados (Figura 3.1F). O **plagioclásio** tem forma subédrica e euédrica e seus cristais estão intensamente alterados para sericita e carbonato e, localmente para epidoto. Em alguns cristais são observadas porções esbranquiçadas, provavelmente originadas por descalcificação. O **anfíbólio** provavelmente trata-se da hornblenda e comumente ocorre associado aos minerais opacos; alguns cristais estão bastante desestabilizados e desenvolvem clorita e epidoto ao longo de seus planos de clivagem. A **biotita** exibe pleocroísmo amarelo-escuro e ocorre disseminada na matriz na forma de pequenas palhetas. A **apatita** ocorre na forma de acículas e hexágonos. Os **minerais opacos** ocorrem isolados por vezes bordejados pela titanita e associados ao anfíbólio como inclusão.

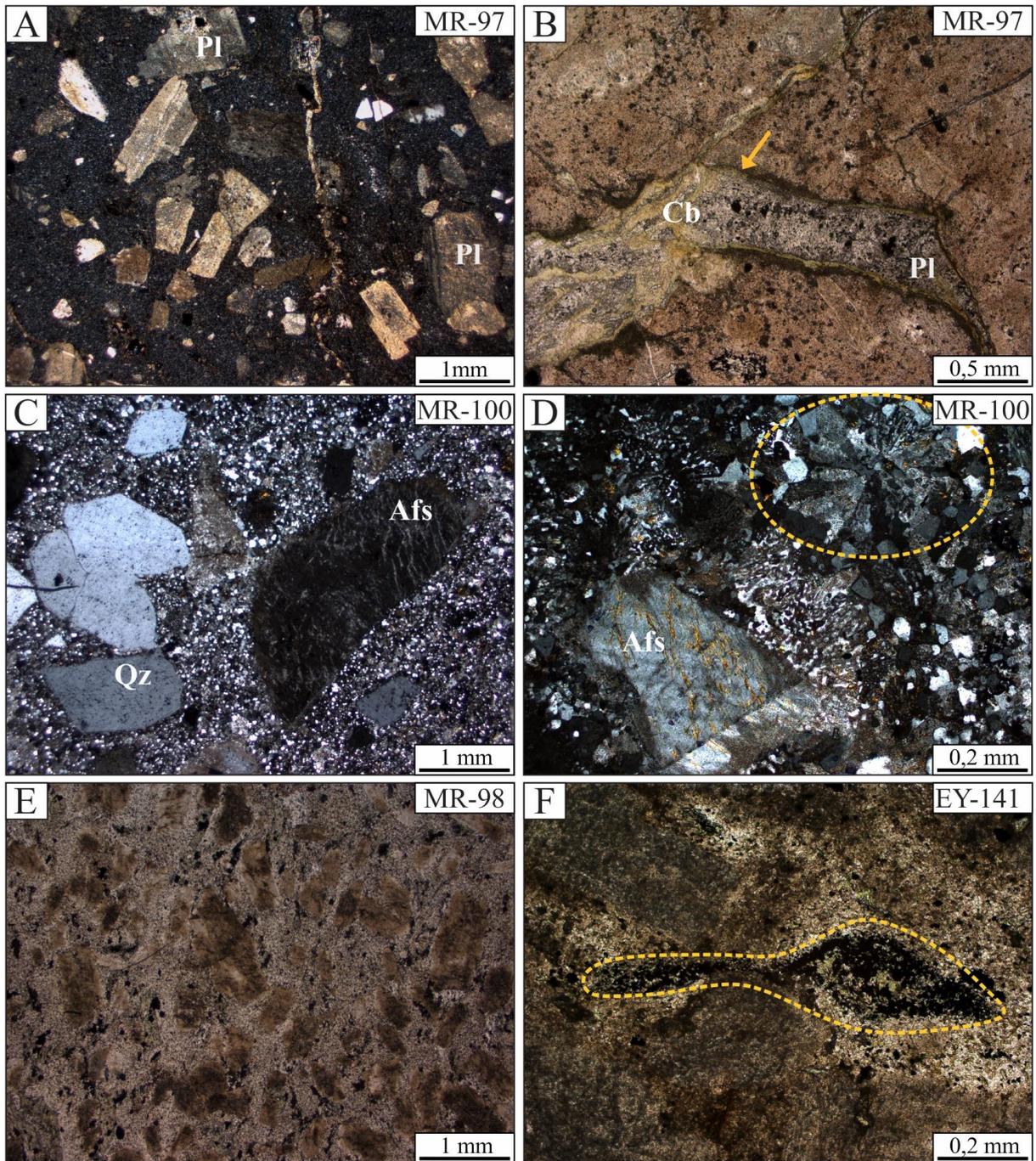


Figura 3.1 - Fotomicrografias das rochas vulcânicas da Formação Moraes Almeida. A) Aspecto geral de um dacito com fenocristais de plagioclásio (Pl) dispersos em uma matriz afanítica criptocristalina. B) Aspecto em detalhe de um plagioclásio (Pl) alterado para carbonato (Cb); a seta destaca o produto da alteração propílitica. C) Riolito de matriz felsofírica composta por quartzo (Qz) e feldspato alcalino (Afs). D) Em destaque, indícios de desvitrificação caracterizada por esferulitos radiais em um riolito. E) Aspecto geral de um ignimbrito de composição riolítica, onde são observados fenocristais de plagioclásio e quartzo dispersos numa matriz com leve orientação preferencial. F) Em destaque fiamme no ignimbrito não soldado de composição riolítica. Abreviações *cf.* Whitney & Evans (2010).

3.1.2 Formação Salustiano

Trata-se de uma unidade vulcânica com rochas efusivas e vulcanoclásticas de composição predominantemente ácida e subordinadamente intermediária, representada por riolito maciço fírico, andesito fírico, tufo de cristais félsicos e riolito maciço fírico.

O **riolito maciço fírico** tem textura porfirítica com matriz felsofírica a criptocristalina (Figura 3.2A). Os fenocristais são de feldspato alcalino, quartzo e plagioclásio. A presença de esferulitos fibrorradiados na matriz são indicativos da desvitrificação (Figura 3.2B). Essas rochas mostram-se fortemente alteradas pelo hidrotermalismo e os principais tipos e estilos de alteração são: (i) alteração propilítica fissural (?), que afeta principalmente o plagioclásio alterando-o para epidoto, carbonato e sericita; (ii) alteração sericítica seletiva e por vezes pervasiva, que afeta o plagioclásio da matriz; (iii) alteração albítica seletiva, que atinge o plagioclásio alterando-o para microclina; (iv) alteração argílica seletiva no feldspato potássico. O **quartzo** ocorre em dois tipos texturais, sendo que a forma mais abundante (Q_{z1}) é arredondada ou subarredondada com textura de engolfamento indicando a reabsorção magmática. O (Q_{z2}) compõe a matriz e quando em contato com o Q_{z1} forma contato reto; também ocorre incluso no feldspato. O **feldspato alcalino** é pertítico com intercrescimentos do tipo *strings* e apresenta textura poiquilítica com pequenas inclusões de Q_{z2} . Quando forma agregado com fenocristais de plagioclásio e Q_{z1} desenvolve textura glomeroporfirítica. As principais alterações que ocorrem nesses cristais são a argílica e a albítica. O **plagioclásio** ocorre como finos cristais (>1mm) intensamente sericitizados dispersos na matriz ou associado aos cristais de feldspato potássico. Os **opacos** apresentam-se como diminutos cristais (>1mm) dispersos na matriz e são facilmente reconhecidos pela alteração ferromagnésiana. Contém remanescentes de biotita e anfibólio alterados para clorita. As fases acessórias principais são apatita e zircão.

O **andesito fírico** exhibe textura traquitóide caracterizada por microfenocristais de plagioclásio e clinopiroxênio envoltos por uma matriz microlítica e intensamente hidrotermalizada. São observados resquícios de anfibólio e biotita alterados para clorita e minerais opacos (óxidos de Fe e Ti). Exibem fragmentos líticos com inclusões de micrólitos de plagioclásio. O **plagioclásio** forma microfenocristais sem orientação preferencial, que apresentam intensa alteração para carbonato. Outra forma de ocorrência do plagioclásio é compoendo a matriz na forma de micrólitos. De modo geral, o plagioclásio mostra-se moderadamente a intensamente alterados para carbonato. O **anfíbólio** exhibe cor de interferência variando de verde-escuro a marrom de 2ª ordem e ocorre em finas lamelas cloritizadas. O **clinopiroxênio** se apresenta como cristais euédricos a subédricos e estão fraturados (Figura 3.2C). Os **minerais opacos** são em diminutos cristais e estão oxidados. A **clorita** ocorre como o produto de alteração do

anfíbólio.

O **ignimbrito riolítico** varia de não soldado a pouco soldado. Tem matriz micro a criptocristalina composta por fragmentos de tamanhos de cinza vulcânica, além de *fiammes* estirados, marcando o fluxo piroclástico (Figura 3.2D-E). Apresenta moderado conteúdo de fenoclastos e cristaloclastos de feldspato e quartzo (~25%). O **plagioclásio** encontra-se intensamente alterado para sericita e carbonato e, localmente, para epidoto. Alguns cristais apresentam coloração esbranquiçada, provavelmente devido à descalcificação. A **biotita** ocorre como raras lamelas diminutas disseminadas na matriz. Exibem pleocroísmo amarelo escuro e mostram-se moderadamente alteradas para clorita. A **apatita** tem forma de acículas e hexágonos medindo até 0,3 mm e ocorre dispersa na matriz. Os **opacos** são subédricos e euédricos e ocorrem isolados e/ou associados ao anfíbólio.

O **tufo de cristal** apresenta textura piroclástica, representada por grande quantidade de cristais de feldspato, quartzo, biotita e anfíbólio mal selecionados (Figura 3.2F), bem como a ocorrência, de forma subordinada, de fragmentos líticos de composição intermediária, com dimensões de 2-15 mm, imersos em matriz micro a criptocristalina. Localmente, apresenta intensa alteração para clorita, epidoto, sericita e carbonatos. O **quartzo** forma textura de engolfamento. O **feldspato alcalino** exibe forma subédrica a euédrica. O **plagioclásio** é afetado seletivamente pelas alterações hidrotermais sericítica e propilítica. A **biotita** tem pleocroísmo marrom-claro a escuro, forma lamelar e geralmente ocorre em agregados máficos associadas à clorita, opacos e titanita. A **titanita** ocorre de duas formas texturais: (i) (Ttn_1): tem forma subédrica e euédrica com contato retilíneo com minerais adjacentes; (ii) (Ttn_2): é anédrica e ocorre bordejando os minerais opacos. Os **minerais opacos** estão distribuídos pela matriz e ocorrem associados à biotita, titanita e epidoto.

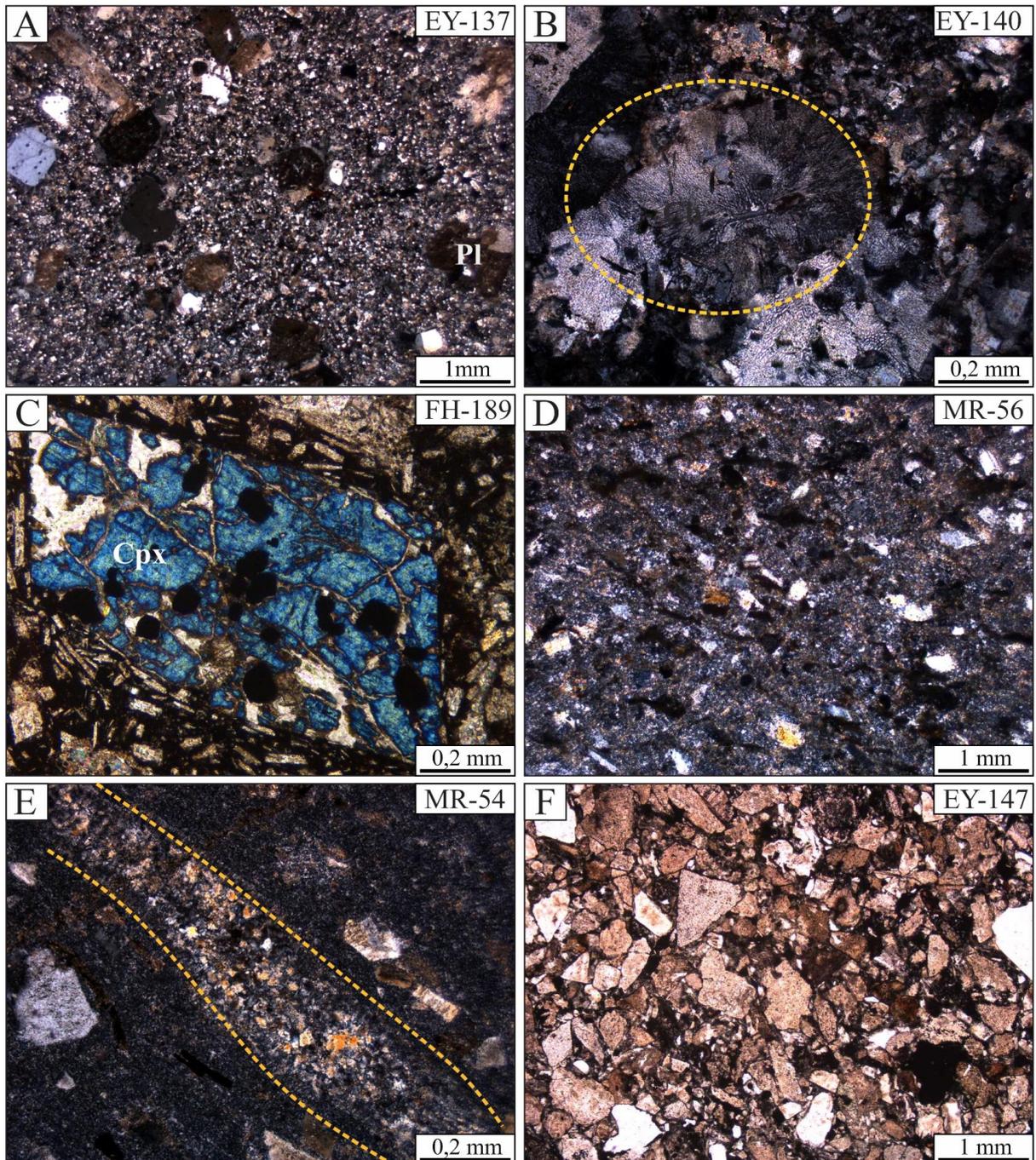


Figura 3.2 - Fotomicrografias das rochas vulcânicas da Formação Salustiano. A) Riolito de matriz felsfórica, constituída por microfenocristais de quartzo e feldspato alcalino. B) Em destaque, esferulitos radiais em um riolito. C) Cristal de clinopiroxênio (Cpx) envolto por microfenocristais de plagioclásio (Plg) em uma matriz traquitoide em um andesito. D) Aspecto textural de um ignimbrito de composição riolítica. E) Fiamme preenchido em um ignimbrito riolítico. F) Matriz piroclástica de um tufo de cristais félsicos caracterizada pela má seleção dos cristais. Abreviações *cf.* Whitney & Evans (2010).

3.1.3 Formação Aruri

Essa unidade é representada por rochas vulcanoclásticas classificadas como **tufo de cristais félsico**. Apresenta grande quantidade de fragmentos vítreos e líticos de composição félsica. A mineralogia principal é constituída por quartzo, feldspato alcalino e plagioclásio. Subordinadamente, são observados resquícios de anfibólio, suportados por matriz vitrofírica (Figuras 3.3A, B). Minerais opacos, clorita, epidoto e carbonatos são as principais fases de alteração hidrotermal. Os microfenocristais de quartzo, feldspato alcalino e plagioclásio têm tamanho variando de 0,8 a 1 mm. O **quartzo** é predominantemente subarredondado a arredondado. O **feldspato alcalino** é moderadamente a fortemente alterado pela alteração argílica. O **plagioclásio** ocorre na forma de fragmentos de cristais e, devido à alteração sericítica e/ou saussuritização, não foi possível identificar o seu maclamento. O plagioclásio também ocorre envolto por matriz microlítica, formada essencialmente por finos cristais de plagioclásio e minerais máficos diminutos, de difícil reconhecimento em microscopia petrográfica.

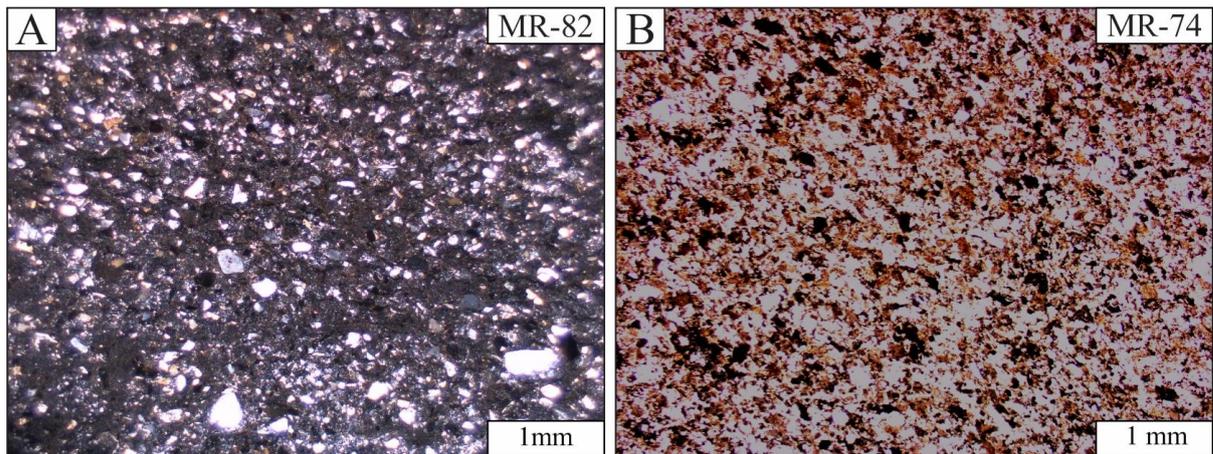


Figura 3.3 - Fotomicrografias das rochas vulcânicas da Formação Aruri. A-B) Textura piroclástica dos tufo de composição félsica.

3.2 UNIDADES PLUTÔNICAS

Considerando os aspectos texturais e mineralógicos, as rochas plutônicas foram agrupadas e classificadas nas seguintes unidades: *i*) Suíte Intrusiva Creporizão (quartzo monzonito, granodiorito, monzogranito e sienogranito); *ii*) Suíte Intrusiva Parauari-Unidade Granodiorítica (monzogranito, tonalito e quartzo monzonito) *iii*) Suíte Intrusiva Parauari-Unidade Granítica (monzogranito, sienogranito e quartzo monzonito), e *iv*) Suíte Intrusiva Maloquinha (monzogranito, sienogranito e quartzo monzonito). A classificação foi feita utilizando o diagrama modal Q-A-P (Streckeisen 1976) (Figura 3.4). Para tal, foram utilizados os valores recalculados de quartzo (Q), plagioclásio (P) e feldspato alcalino (A) obtidos na contagem modal com 1600 pontos por lâmina. Na contagem de pontos, a textura pertítica foi contabilizada como feldspato alcalino e anti-pertítica como plagioclásio, assim como a intensa sericitização, e a saussuritização foi contabilizada como epidoto (Tabela 3.1). De maneira geral, a composição mineralógica essencial é formada por quartzo, feldspato alcalino, plagioclásio e os minerais acessórios são representados por anfibólio, biotita e clinopiroxênio. O conteúdo de minerais acessórios reúne minerais opacos, titanita, apatita e zircão.

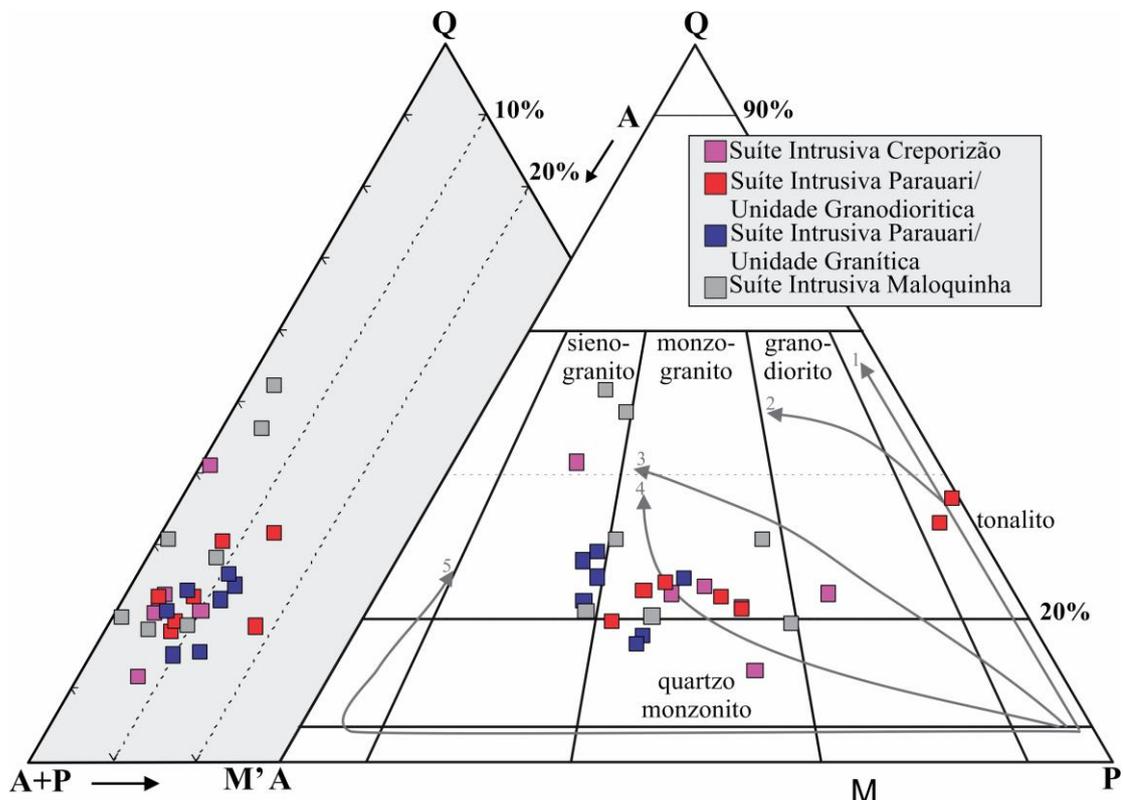


Figura 3.4 - Diagramas Q-A-P e Q-(A + P)-M (Streckeisen 1976) exibindo a composição mineralógica modal das rochas plutônicas da área de Trairão. As séries graníticas e suas tendências evolutivas são de Lameyre & Bowden (1982) e Bowden *et al.* (1984): 1 - toleítica, 2 - cálcio-alcalina tonalítica ou trondhjêmica, 3 - cálcio-alcalina granodiorítica, 4 - subalcalina monzonítica ou shoshonítica e 5 - alcalina e peralcalina.

Tabela 3.1 - Composição modal das amostras plutônicas representativas da região de Trairão

Unidades	Fácies	Amostra	Qz	Afs	Pl	Amp	Bt	Ttn	Cpx	Opq	Ap	Aln	Zrn	Chl**	Ep**	Total	A+P	$\Sigma M'$	Q	A	P
SIC	AQzM	FH-91	12	34	47	1.8	n.d	n.d	0,2	0,5	Tr	n.d	n.d	3,3	1,8	99,9	81	7,4	13	36	51
	AGrD	FH-94A	23	21	52	0,4	n.d	0,7	n.d	0,5	Tr	Tr	n.d	2,7	0,1	100	73	4,4	24	22	54
		EY-196	20	35	30	7	n.d	0,4	n.d	0,5	Tr	n.d	n.d	3	0,1	96	65	11	42	43	15
	AMzG	FH-88	21	32	43	1	n.d	0,4	n.d	0,5	Tr	n.d	n.d	2,7	0,1	100	75	4,7	42	43	15
		FH-93	22	33	35	1	n.d	0,4	n.d	0,5	Tr	n.d	n.d	2,7	0,1	94,7	68	4,7	42	43	15
BSiG	MR-122	40	41	14	n.d	0,1	n.d	n.d	0,8	Tr	n.d	Tr	Tr	4,2	95,8	55	0,9	42	43	15	
SIP_GrD	AQzM	EY-396	18	46	27	3,6	0,2	1,3	n.d	Tr	0	n.d	n.d	1,7	1,6	100	73	8,6	20	50	30
	CTnl	FH-86	31	3,7	57	0,1	n.d	0,5	7,1	0,5	Tr	n.d	n.d	n.d	n.d	100	61	8,2	34	4	62
		FH-84	31	0,6	53	0,1	n.d	n.d	n.d	n.d	Tr	n.d	n.d	0,8	14	100	54	15,2	37	0,6	52
		MR-98	18	28	33	n.d	n.d	0,1	n.d	0,6	Tr	n.d	n.d	0,3	20	100	61	21,3	23	35	35
	AMzG	MR-110	20	31	41	1,3	1	0,6	n.d	1,5	0	n.d	n.d	3,3	0,3	99,5	72	8,2	21	33	46
		EY-391	23	38	31	2	n.d	3,1	n.d	2,3	1	n.d	n.d	0,2	0,6	100	68	8,8	25	43	32
	MR-112	23	43	31	1	0,3	0,1	n.d	0,2	0	n.d	n.d	n.d	2,2	Tr	100	73	4	24	45	31
SIP_G	AQzM	EY-360	15	41	30	5,2	0,4	n.d	n.d	3,2	0	n.d	n.d	5	0,5	100	70	14,6	18	47	35
		EY-375	15	44	31	3,5	0,6	n.d	n.d	1,7	Tr	n.d	n.d	4,7	0,1	100	75	10,6	18	46	36
	AMzG	EY-351	24	45	24	2,8	0,5	0,1	n.d	1,4	0	n.d	n.d	2,1	0,3	100	69	7,3	26	48	26
		EY-373	22	34	31	2,9	0,8	n.d	n.d	1,6	0	n.d	n.d	7,3	nd	100	65	12,9	26	38	36
	ASiG	MR-38	25	44	20	4	5	1	n.d	1,4	0	n.d	n.d	2,2	0,2	102,9	64	13,9	23	52	25
		MR-50	25	40	20	8	0,1	n.d	n.d	1,4	0	n.d	n.d	2,2	0,2	97	60	12	23	52	25
		EY-393	21	49	24	1,8	0,1	0,3	n.d	1,4	0	n.d	n.d	2,2	0,2	100	73	6,1	23	52	25
SIM	BQzM	MR-124	20	45	34	n.d	0,5	n.d	n.d	Tr	Tr	n.d	n.d	0,3	n.d	100	79	0,8	20	45	35
		EY-350	20	30	54	n.d	5	n.d	n.d	Tr	Tr	n.d	n.d	0,3	n.d	109,5	84	5,3	20	45	35
	BAMzG	MR-125	31	44	25	n.d	n.d	0,1	n.d	n.d	Tr	n.d	n.d	Tr	0,1	100	69	0,2	31	44	24
		MR-92	28	24	39	7,07	0,8	0,2	n.d	0,3	0	n.d	n.d	Tr	0,4	99,73	63	8,83	33	29	38
	BASiG	EY-345	20	50	25	6	4	n.d	n.d	0,1	Tr	n.d	n.d	Tr	0,1	105,2	75	10,2	54	34	12
		MR-91	53	33	12	2,8	0,2	n.d	n.d	0,1	Tr	n.d	n.d	Tr	0,1	100,2	44	3,2	54	34	12
		MR-113	47	32	17	1,1	0,2	n.d	n.d	n.d	Tr	n.d	n.d	3,4	Tr	100	49	4,7	49	34	17

Unidades: SIC-Suíte Intrusiva Creporizão, SIP-GrD: Suíte Intrusiva Parauari (unidade granodiorítica), SIP-G: Suíte Intrusiva Parauari (unidade granítica), SIM-Suíte Intrusiva Maloquinha. **Fácies petrográficas:** AQzM – anfibólio quartzo monzonito, AGrD - anfibólio granodiorito, AMzG - anfibólio monzogranito, BSiG - biotita sienogranito, AQzM – anfibólio quartzo monzonito, ASiG – anfibólio sienogranito, BQzM – biotita quartzo monzonito, BAMzG – biotita - anfibólio monzogranito, BASiG – biotita-anfibólio sienogranito. **Minerais:** Afs - feldspato alcalino, Aln - allanita, Amp – anfibólio, Ap - apatita, Bt - biotita, Chl - clorita, Cpx - clinopiroxênio, Ep - epidoto, Opq - opacos, Pl - plagioclásio, Qz - quartzo, Ttn - titanita, Zrn - zircão. Abreviações cf. Whitney & Evans (2010). **-minerais secundários. n.d- não foi identificado.

3.2.1 Suíte Intrusiva Creporizão

Essa unidade é composta por rochas de textura inequigranular hipidiomórfica (Figura 3.5A) com desenvolvimento local da trama protomilonítica. Os minerais essenciais são quartzo, feldspato alcalino e plagioclásio. O anfibólio é o principal mineral varietal e as fases acessórias são titanita, zircão, apatita e opacos. Neste trabalho foram reconhecidas as seguintes fácies da Suíte Intrusiva Creporizão: anfibólio quartzo monzonito (AQzM), anfibólio granodiorito (AGrD), anfibólio monzogranito (AMzG) e biotita sienogranito (BSiG). O **quartzo** é anédrico e exhibe contatos do tipo reto com cristais de mesma tipicidade, plagioclásio, feldspato alcalino e biotita. Também ocorre como agregado policristalino e, nas rochas deformadas, esses agregados definem a trama protomilonítica. Alguns cristais exibem extinção ondulante do tipo *chessboard* e, quando fraturados, formam a textura *jigsaw* ou “quebra cabeça”. O **feldspato alcalino** é pertítico com zoneamento *patching zoning*. Em megacristal, exhibe textura poiquilítica com inclusões de anfibólio, plagioclásio e clorita (Figura 3.5B). O maclamento é do tipo múltiplo cruzado e por vezes mascarados pelas alterações sericítica, argílica e potássica (Figura 3.5C). As inclusões mais comuns no feldspato alcalino são de anfibólio e titanita. Seus contatos são do tipo irregular com quartzo, plagioclásio, biotita e com cristais do mesmo mineral. O **plagioclásio** tem forma tabular subédrica a euédrica, com maclamento na lei da albita, polissintético e *carlsbad*. As alterações hidrotermais mais comuns que afetam o plagioclásio são metassomatismo potássico, sericitização, saussuritização e alteração argílica. Quando os cristais estão fortemente saussuritizados, desenvolvem pseudomorfos. A textura *syneussis* é bem evidente e é formada pela aglomeração de cristais de plagioclásio. Localmente, na fácies biotita sienogranito os cristais estão levemente deformados (Figura 3.5D). O **anfíbólio** está disposto tanto em seção basal como prismática (Figura 3.5E) e os cristais podem ocorrer isolados ou em agregado com os minerais máficos. O pleocroísmo é bem variado, mas predominantemente verde musgo. Comumente estão alterados para clorita e localmente para epidoto, biotita e minerais opacos. Contém inclusões de apatita minerais opacos e titanita (Figura 3.5F). A **biotita** é restrita a fácies BSiG, tem hábito lamelar com pleocroísmo variando de amarelo-pálido a castanho e ocorre associada aos demais máficos. Possui bordas serrilhadas marcadas pela alteração para clorita e, ao longo dos planos de clivagem, desenvolve clorita e quartzo. Apresenta inclusões de apatita, titanita, zircão e minerais opacos. O **clinopiroxênio** é restrito a fácies AQzM e ocorre associado ao anfibólio formando a textura coronítica. A **titanita** pode ser distinguida texturalmente nas seguintes formas: (i) *Ttn* forma euédrica e subédrica e está associada ao anfibólio e minerais opacos; (ii) *Ttn₂* é anédrica e ocorre bordejando os

minerais opacos ou como inclusão no anfibólio, biotita e feldspato alcalino. A **apatita** ocorre na forma de acículas ou hexágonos e está inclusa em feldspato, biotita e anfibólio. A **allanita** tem formas variando de anédricas a subédricas e ocorrem associadas aos agregados máficos ou como inclusão na titanita. O **zircão** é prismático e normalmente está associado à assembléia máfica. Os **minerais opacos** ocorrem isolados de forma dispersa ou em agregados associados à biotita, anfibólio e epidoto. Apresentam contatos do tipo reto com quartzo, plagioclásio, anfibólio e biotita, e contato serrilhado com a titanita. O **epidoto** ocorre como produto de alteração do plagioclásio (saussuritização) e do anfibólio. **Clorita** ocorre como produto de alteração do anfibólio.

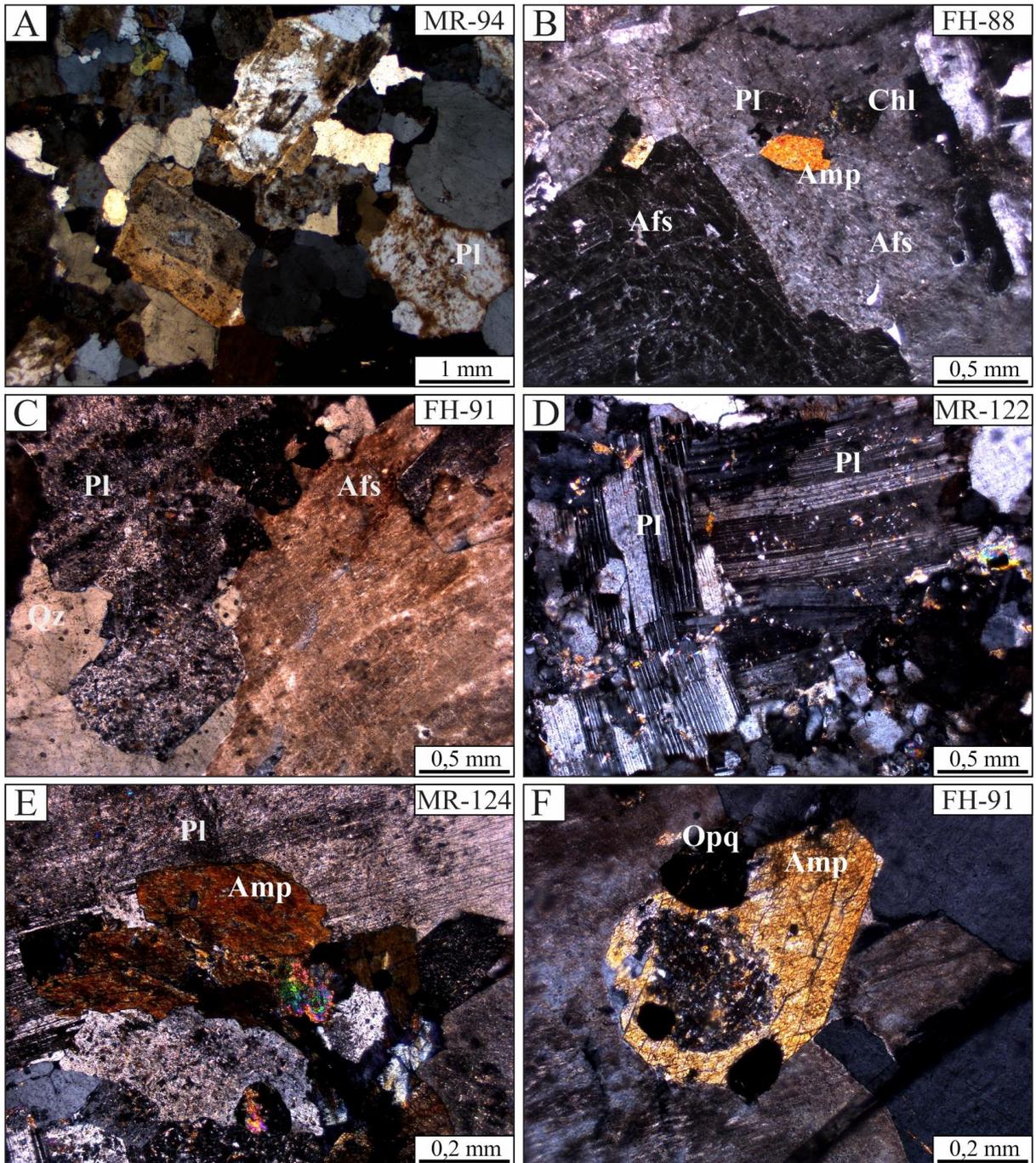


Figura 3.5 - Fotomicrografias das rochas plutônicas da Suíte Intrusiva Creporizão. A) Aspecto geral da fácies anfibólio granodiorito. B) Textura poiquilítica com inclusões de anfibólio (Amp), plagioclásio (Pl) e clorita (Chl) em megacristal de feldspato alcalino (Afs); observa-se também, o feldspato alcalino com textura *patching zone* da fácies anfibólio monzogranito. C) Aspecto de cristais de plagioclásio (Pl) e feldspato alcalino (Afs) intensamente sericitizado e argilizado, respectivamente, da fácies anfibólio quartzo monzonito. D) Plagioclásio (Pl) levemente deformado da fácies biotita sienogranito E) Anfibólio (Amp) moderadamente cloritizado de um monzogranito incluído em um cristal de plagioclásio (Pl) de maclamento polissintético levemente saussuritizado da fácies anfibólio granodiorito. F) Anfibólio (Amp) incluído em feldspato alcalino, com a ocorrência de diminutas inclusões de opacos (Opq) da fácies anfibólio quartzo monzonito. Abreviações *cf.* Whitney & Evans (2010).

3.2.2 Suíte Intrusiva Parauari-unidade granodiorítica

As rochas dessa unidade apresentam textura inequigranular hipidiomórfica com mineralogia essencial de quartzo, feldspato alcalino e plagioclásio (Figura 3.6A). Os minerais varietais são anfibólio, biotita e clinopiroxênio e as fases acessórias são titanita, apatita, minerais opacos e zircão. Com base na assembleia mineralógica, a Suíte Intrusiva Parauari-unidade granodiorítica foi subdividida nas fácies: anfibólio quartzo monzonito (AQzM), clinopiroxênio tonalito pórfiro (CTnl) e anfibólio monzogranito (AMzG).

O **quartzo** ocorre nos seguintes tipos texturais: (i) Qz_1 : tem forma anédrica a subédrica, contatos do tipo irregular com plagioclásio e com cristais de sua mesma tipicidade e, quando fraturado, forma a textura *jigsaw-fit*; (ii) Qz_2 : compõe a matriz junto com feldspato alcalino; (iii) Qz_3 : são cristais que formam a textura mimerquítica

O **plagioclásio** é texturalmente distinguível em dois tipos: (i) Plg_1 : tem forma subédrica e euédrica, por vezes tabulares, e apresenta maclamento dos tipos polissintético e *carlsbad*. Os seus contatos são irregulares com o quartzo, anfibólio e biotita e, no contanto com feldspato alcalino, forma a textura mimerquítica (Figura 3.6B). Quando forma agregados, desenvolve a textura *syneussis* (Figura 3.6C). Os cristais estão bastante sericitizados, saussuritizados e localmente deformados, formando *kinkbands*; (ii) Plg_2 : ocorre como diminutos cristais euédricos incluso no Plg_1 . O **feldspato alcalino** tem zoneamento *patching zoning* e maclamento do tipo *carlsbad*. Apresenta contato irregular com quartzo, plagioclásio e biotita (cloritizada) e reto com anfibólio. O feldspato alcalino é afetado pelas alterações argílica e albítica. O **anfíbólio** ocorre como lamelas moderadamente a fortemente alteradas para clorita e fracamente para epidoto. Apresenta inclusões de feldspato alcalino, titanita e minerais opacos (Figura 3.6D). Seus contatos são do tipo reto com quartzo, feldspato alcalino e plagioclásio. A **biotita** ocorre como lamelas com pleocroísmo marrom-claro a escuro. Está parcialmente alterada para clorita e geralmente ocorre associada à assembléia máfica. O **clinopiroxênio** é restrito à fácies CTnl, e ocorre associado ao anfibólio formando a textura em corona. A **titanita** ocorre nas seguintes formas texturais: (i) Ttn_1 : euédrica e subédrica em agregado com o anfibólio e minerais opacos (Figura 3.6E); (ii) Ttn_2 : anédrica bordejando os minerais opacos. A **apatita** forma pequenas acículas que ocorre como inclusões no feldspato alcalino e nos minerais opacos. Os **minerais opacos** são diminutos cristais subédricos associados ao anfibólio, biotita e titanita e normalmente ocorre na forma de inclusão nesses minerais. Seus contatos são do tipo reto com quartzo e plagioclásio, e irregular com a titanita e biotita cloritizada. O **zircão** tem forma que varia de subédrica a euédrica e está associado aos minerais opacos. O **epidoto** ocorre como produto de alteração do plagioclásio ou preenchendo vênulas (Figura 3.6F).

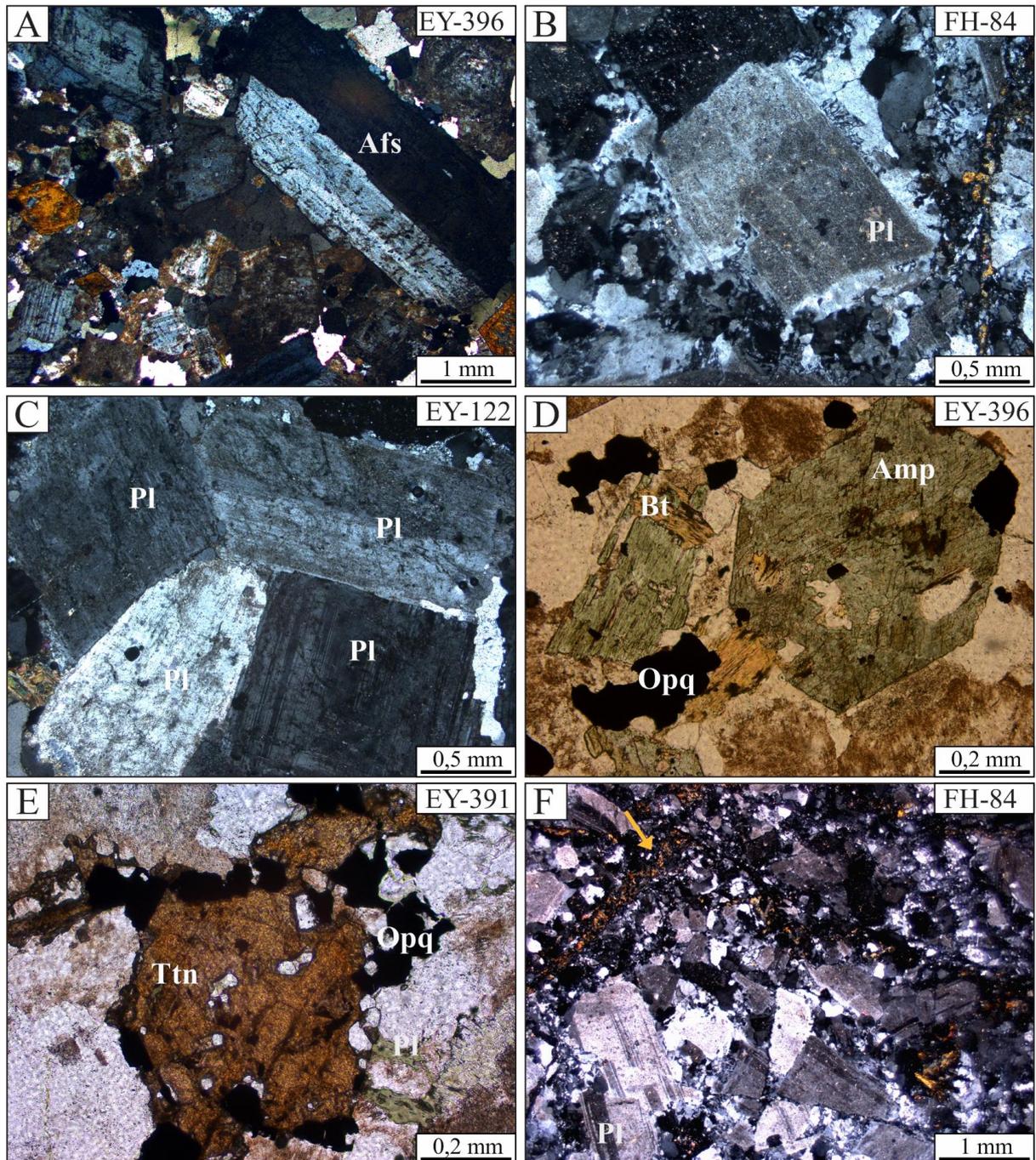


Figura 3.6 - Fotomicrografias das rochas plutônicas da Suíte Intrusiva Parauari (unidade granodiorítica). A) Aspecto textural de feldspato alcalino (Afs) de geminação *carlsbad* da fácies anfibólio monzonito. B) Textura mimerquítica em um plagioclásio da fácies clorita tonalito. C) Aglomerados de cristais de plagioclásio (Pl) representados pela textura *syneussis*. D) anfibólio (Amp) anédrico, com inclusão de opacos (Opq) e titanita (Ttn) da fácies anfibólio monzonito. E) Titanita euédrica em contato com minerais opacos da fácies anfibólio monzogranito. F) Aspecto textural da fácies clorita tonalito com fraturas preenchidas por epidoto da fácies clorita tonalito. Abreviações *cf.* Whitney & Evans (2010).

3.2.3 Suíte Intrusiva Parauari-Unidade granítica

As rochas dessa unidade apresentam textura inequigranular hipidiomórfica com mineralogia essencial composta por quartzo, feldspato alcalino e o plagioclásio (Figura 3.7A). Os minerais varietais são anfibólio e biotita, e as fases acessórias são titanita, apatita e minerais opacos. Utilizando o conteúdo mineralógico como critério, foi possível dividir essa unidade nas fácies: anfibólio quartzo monzonito (AQzM), anfibólio monzogranito (AMzG) e anfibólio sienogranito (ASiG). O **quartzo** forma cristais anédricos, que exibem contatos do tipo irregular com cristais de sua mesma tipicidade, plagioclásio e feldspato alcalino, e reto com biotita e anfibólio. Formam a textura *jigasaw-fit* e alguns cristais estão com extinção ondulante do tipo *chessboard*. Também ocorre na forma vermicular (textura mimerquítica) ou constituindo o intercrescimento gráfico com o feldspato alcalino (Figura 3.7B). O **feldspato alcalino** tem forma subédrica e euédrica, comumente é pertítico com exsoluções na forma de *strings*. Apresenta maclamento do tipo *carlsbad* e inclusões de biotita e quartzo. Seus contatos são irregulares com os demais cristais e são afetados em variadas intensidades pelas alterações sericítica, argílica. Alguns cristais encontram-se recristalizados. O **plagioclásio** tem forma subédrica e euédrica com maclamento do tipo polissintético (Figura 3.7C). Forma contato regular com cristais de sua mesma tipicidade (*syneussis*), feldspato alcalino e quartzo. Localmente desenvolve a textura glomeroporfírica e é fortemente afetado pelas alterações sericítica e propilítica. O **anfíbólio** tem pleocroísmo castanho a verde-escuro, ocorre associado à biotita e à titanita (Figura 3.7D). Seus contatos são do tipo reto com quartzo e biotita, e irregular com o feldspato alcalino, plagioclásio e minerais de sua mesma tipicidade. Está parcialmente alterado para clorita (Figura 3.7E). A **biotita** tem pleocroísmo variando de amarelo pálido a verde. Ocorre como lamelas associadas ao anfibólio e seu contato com esse mineral é do tipo reto. Apresenta inclusão de minerais opacos e encontra-se levemente cloritizada. A **titanita** ocorre nas seguintes formas texturais: (i) *Tm₁*: como diminutos cristais associados à biotita e ao anfibólio (Figura 3.7F); (ii) *Tm₂*: ocorre bordejando os minerais opacos (esfenitização). A **apatita** é acicular e comumente ocorre inclusa no anfibólio, biotita e minerais opacos. Os **minerais opacos** são anédricos e subédricos e estão associados ao anfibólio e biotita. Também ocorrem como inclusões nos demais minerais.

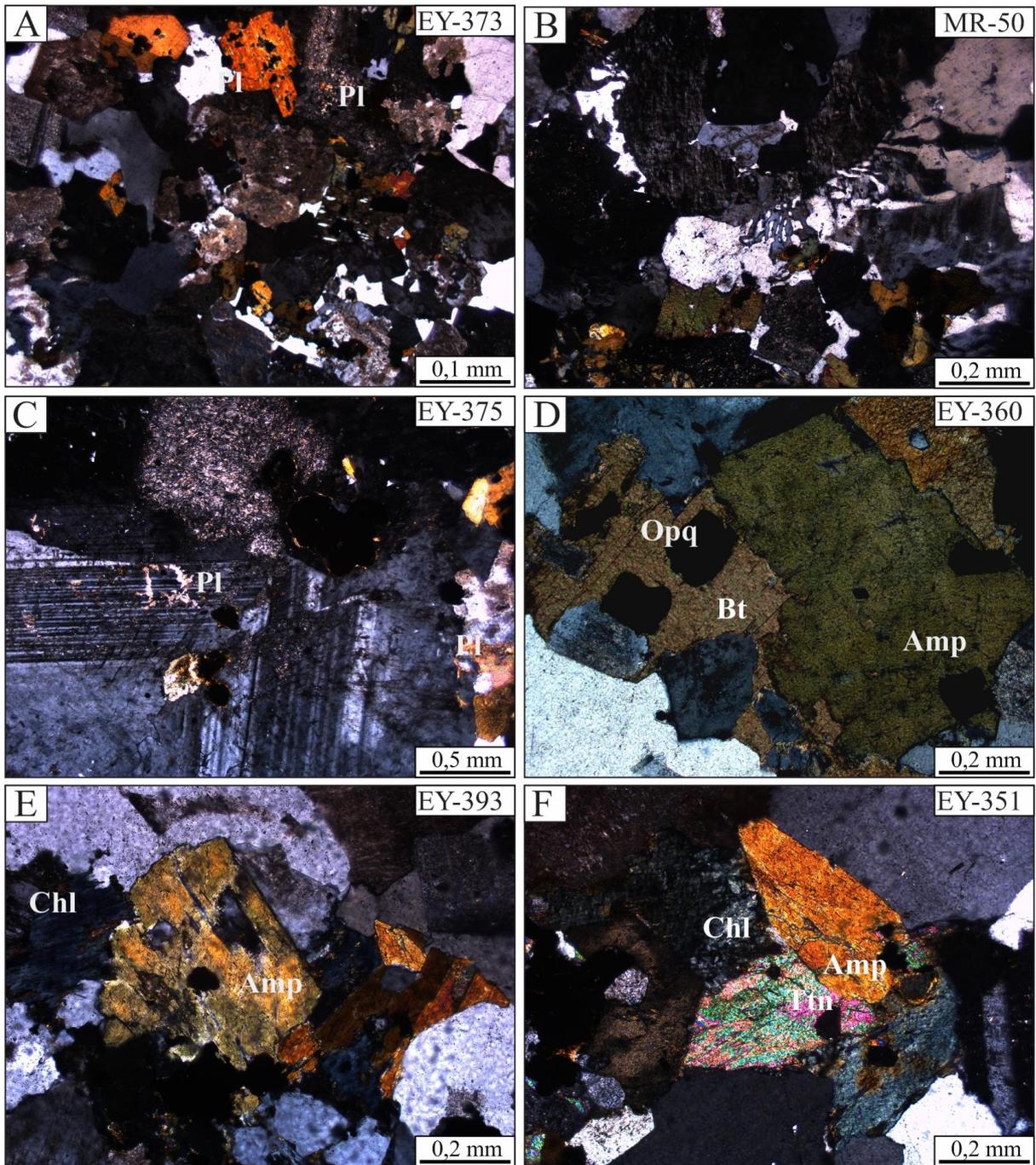


Figura 3.7 - Fotomicrografias das rochas plutônicas da Suíte Intrusiva Parauari (unidade granítica). A) Aspecto geral textural da fácies anfibólio monzogranito. B) Intercrescimento gráfico da fácies anfibólio sienogranito. C) Plagioclásio (Pl) levemente sericitizado com geminação polissintética da fácies anfibólio quartzo monzonito. D) Cristais euédricos de biotita (Bt) e anfibólio (Amp) em contato tipo reto, com pequenas inclusões de opacos (Opq) da fácies anfibólio quartzo monzonito. E) Cristal anédrico de anfibólio levemente cloritizado da fácies anfibólio sienogranito. F) Titanita euédrica em contato reto com o anfibólio levemente cloritizado da fácies anfibólio monzogranito. Abreviações *cf.* Whitney & Evans (2010).

3.2.4 Suíte Intrusiva Maloquinha

Essa unidade é constituída pelas fácies biotita-anfibólio quartzo monzonito (BAQzM), biotita-anfibólio monzogranito (BAMzG) e biotita-anfibólio sienogranito (BASiG). As rochas apresentam textura hipidiomórfica granular fina a grossa, constituída essencialmente por quartzo, feldspato alcalino e plagioclásio (Figura 3.8A). Biotita e anfibólio são os principais minerais varietais, e os minerais opacos e allanita são as fases acessórias. O hidrotermalismo é marcado pelas alterações sericítica seletiva e argílica e potássica. O intercrescimento granofírico é predominantemente nas fácies BASiG. O **quartzo** ocorre sob duas formas: (i) Qz_1 : são cristais anédricos e subédricos formando contato irregular com os minerais de sua mesma tipicidade, feldspato alcalino e plagioclásio. Localmente apresentam textura *chessboard*; (ii) Qz_2 : é policristalino e pode apresentar a textura *jigsaw fit*. O **feldspato alcalino** tem forma subédrica e euédrica com marcante intercrescimento pertítico. Seu maclamento dominante é do tipo *carlsbad* e localmente do tipo baveno. Forma intercrescimento no padrão tipo “cone” e com o Qz_1 , caracterizando a textura granofírica (Figura 3.8B). Apresenta moderada alteração argílica (Figura 3.8C). O **plagioclásio** tem forma subédrica e euédrica. Apresenta grau e estilo de alteração variado, ocorrendo desde cristais límpidos até moderadamente saussuritized. A alteração albítica aparece substituindo o plagioclásio por feldspato alcalino (ortoclásio?). A geminação dominante é do tipo polissintética (Figura 3.8D) e localmente *carlsbad*. Desenvolve a textura *syneussis* (Figura 3.8E) e seus contatos com o feldspato alcalino são irregulares. A **biotita** ocorre como lamelas cloritizadas com diminutas inclusões de minerais opacos ou, de maneira intersticial nos cristais félsicos (Figura 3.8F). Apresenta contato irregular com quartzo, feldspato alcalino e plagioclásio. O **anfibólio** tem forma subédrica a anédrica, e contém diminutas inclusões de minerais opacos. Seus contatos são irregulares com o quartzo, feldspato alcalino e plagioclásio. A **allanita** tem forma que varia de anédrica a subédrica, ocorre associada aos agregados máficos e localmente está inclusa na biotita. Os **minerais opacos** são raros e ocorrem inclusos no feldspato alcalino, plagioclásio e biotita.

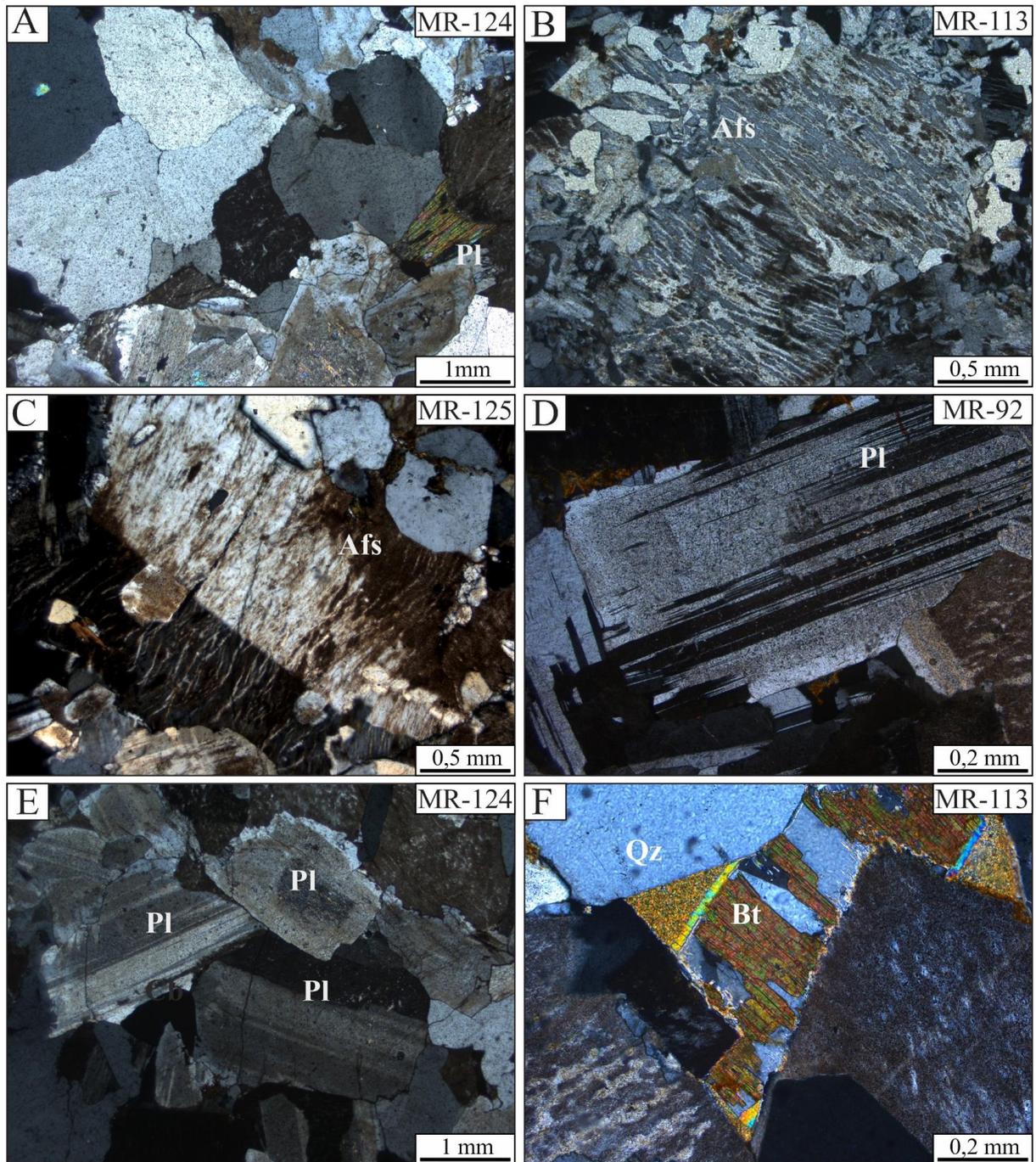


Figura 3.8 - Fotomicrografias das rochas plutônicas da Suíte Intrusiva Maloquinha. A) Textura hipidiomórfica granular grossa da fácies biotita quartzo monzonito. B) Textura granofíbrica intensa nos cristais de feldspato alcalino (Afs) da fácies biotita-anfibólio sienogranito. C) Cristal de feldspato alcalino (Afs) moderadamente alterado para argilominerais da fácies biotita-anfibólio monzogranito. D) Plagioclásio (Pl) euédrico de maclamento polissiténtico da fácies biotita-anfibólio monzogranito. E) Textura *syneussis* representada pela aglomeração de plagioclásio (Pl) da fácies biotita quartzo monzonito. F) Ocorrência de biotita (Bt) intersticial com cristais de quartzo (Qz) da fácies biotita-anfibólio sienogranito. Abreviações *cf.* Whitney & Evans (2010).

CAPÍTULO IV ESTUDO PETROLÓGICO E ISOTÓPICO (U-Pb, Sm-Nd) DE ROCHAS VULCANO-PLUTÔNICAS DA ÁREA TRAIRÃO: IMPLICAÇÕES PARA O LIMITE DOS DOMÍNIOS TAPAJÓS E IRIRI-XINGU, CRÁTON AMAZÔNICO

RESUMO

O Cráton Amazônico é marcado por extensos e sucessivos eventos vulcano-plutônicos de composição ácida e, subordinadamente intermediária de idade orisiriana, que se concentraram nos domínios Tapajós (DTJ) e Irixi-Xingu (DIX). Na área de Trairão, região limítrofe entre os DTJ e DIX ocorre uma ampla associação vulcano-plutônica, nas quais foram realizadas análises petrográficas e geoquímicas, e aplicada a metodologia U-Pb em zircão por LA-ICP-MS e Sm-Nd em rocha total (TIMS). Na área de estudo, as sequências vulcânicas são representadas pelas formações Moraes Almeida, Salustiano e Aruri, e as unidades plutônicas correspondem as suítes Creporizão, Parauari (unidades granodiorítica e granítica) e Maloquinha. As características geoquímicas das rochas de Creporizão e Salustiano sugerem um ambiente relacionado a arco magmático, enquanto a assinatura das demais unidades marcam um ambiente tectônico intracontinental extensional. Dados geocronológicos indicam dois períodos diferentes de intensa atividade ígnea na área de Trairão, uma com cerca de 1970 Ma e a outra por volta de 1880 Ma. As rochas plutônicas mais antigas foram geradas há 1980 ± 6 Ma e pertencem à Suíte Creporizão, enquanto as rochas vulcânicas mais antigas datam 1975 ± 11 Ma e foi previamente mapeada como Formação Salustiano. As rochas da Suíte Maloquinha formadas há 1880 ± 10 Ma, e tem como correspondente vulcânico a Formação Moraes Almeida de 1877 ± 14 Ma. Subsequente foram formadas as rochas granodiorítica da Suíte Parauari há 1876 ± 9 Ma, granítica com idade de 1867 ± 15 Ma, contemporaneamente se depositaram as rochas vulcanoclasticas da Formação Aruri há 1867 ± 7 Ma. Idades modelo Nd- T_{DM} (2,31-2,64 Ga) para essas rochas, com valores levemente a fortemente negativos de $\epsilon Nd(t)$ (-1,39 a -7,11), indicam magmas derivados da fusão de fontes crustais do Arqueano e Paleoproterozoico, esses resultados permitiram delimitar um traçado NW-SE, onde foi separada as rochas de idades paleoproterozoicas (<2,5 Ga) e arqueanas (>2,5 Ga), e sugere-se que a área estudada não deve mais ser interpretada como pertencente amplamente à Província Amazônia Central.

Palavras-chave: Cráton Amazônico; vulcano-plutonismo; geocronologia U-Pb; Sm-Nd; Orosiriano.

4.1 INTRODUÇÃO

O Cráton Amazônico (CA) fica localizado na Plataforma Sul-Americana (Almeida *et al.* 1981) e representa um dos maiores escudos do mundo. Durante o Paleoproterozoico, o cráton foi marcado por eventos vulcano-plutônicos de composição intermediária e félsica, que se reuniram preferencialmente nas províncias Ventuari-Tapajós e Amazônia Central, correspondentes aos domínios tectônicos Tapajós (DTJ) e Irixi-Xingu (DIX), respectivamente. O limite entre os DTJ e DIX foi proposto a partir de dados isotópicos de Nd e, é marcado pelo predomínio de fontes crustais paleoproterozoicas juvenis ou com pouca participação da crosta arqueana para o DTJ, enquanto as rochas do DIX apresentam fontes crustais arqueanas e raramente paleoproterozoicas (Tassinari 1996).

As idades U-Pb e Pb-Pb em zircão das rochas ígneas do DTJ, marcam três eventos ígneos, de cerca de 2020-2000 Ma, 1990-1970 Ma e 1890-1860 Ma (e.g. Vasquez *et al.* 2017). No DIX predominam pelo menos duas associações vulcano-plutônicas orosirianas com idades de 1999-1970 Ma (Macambira & Vale 1997, Teixeira *et al.* 2002a, Fernandes 2005, Padilha & Barros 2008, Semblano *et al.* 2016a) e 1888 Ma (Teixeira *et al.* 2002b, Pinho *et al.* 2006, Barros *et al.* 2011, Fernandes *et al.* 2011).

Para o DTJ, esses eventos magmáticos foram relacionados a ambiente de arcos magmáticos (Santos *et al.* 2000; 2004, Juliani *et al.* 2005), seguidos de magmatismo pós-colisional transcorrente e extensional (Vasquez *et al.* 2002). Distintivamente, ambientes extensionais, como de grandes *rifts* intracontinentais (Vasquez *et al.* 2008) e *Silicic Large Igneous Province* – SLIP (Klein *et al.* 2012), contrapõem a essa proposta. No DIX, na região de São Félix do Xingu, Fernandes (2005) demonstra que a assinatura de arco magmático maturo para as rochas vulcânicas da Formação Sobreiro conflita com ambiente de *rift* intracontinental identificado para as rochas félsicas contemporâneas do Grupo Irixi.

A área de Trairão, no estado do Pará, Brasil, se localiza na região limítrofe entre os DTJ e DIX. A área de estudo tem sua relevância na discussão sobre a definição de limites entre domínios/províncias tectônicas no Cráton Amazônico, (Tassinari & Macambira 1999, Santos 2003, Tassinari & Macambira 2004, Vasquez *et al.* 2008) uma discussão fundamental para a compreensão da evolução do cráton e que tem sido favorecida por dados obtidos em trabalhos mais recentes.

No presente trabalho foi investigado o setor norte do DTJ e seu limite com DIX, com base em estudo petrográfico, geoquímico e isotópico (U-Pb em zircão, por LA-ICP-MS e Sm-Nd por TIMS) de rochas vulcano-plutônicas da área de Trairão, com o objetivo de detalhar a evolução orosiriana e refinar o traçado da fronteira entre esses domínios tectônicos.

4.2 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL E GEOCRONOLÓGICO

O CA abrange a parte norte do Brasil com extensões para os territórios de Guiana Francesa, Venezuela, Guiana, Suriname, Colômbia e Bolívia (Tassinari & Macambira 1999). O CA tem sido tradicionalmente dividido em províncias geocronológicas, com base em dados isotópicos de U-Pb, Sm-Nd, entre outros. Nas últimas décadas, algumas propostas de compartimentação tectônica têm sido apresentadas para o CA (ex. Cordani *et al.* 1979, Tassinari 1996, Teixeira *et al.* 1989). Dentre as propostas mais discutidas na literatura recente, destacam-se a de Tassinari & Macambira (1999, 2004) e Santos *et al.* (2000) que, em linhas gerais, são similares, porém, com algumas discordâncias, sobretudo em relação a limites e denominações das províncias tectônicas. Todas admitem que a evolução do CA é resultante de sucessivos episódios de acreção crustal durante o Paleoproterozoico e o Mesoproterozoico, em volta de um núcleo mais antigo, estabilizado no final do Arqueano.

4.2.1 Geologia do Domínio Tapajós - DTJ

De acordo com Santos (2003), o DTJ (Figura 4.1) corresponde a parte sul da Província Tapajós-Parima. Idades U-Pb e Pb-Pb em zircão de rochas ígneas do DTJ (Tabela 4.1). Dados de Vasquez *et al.* (2017) sugerem três eventos magmáticos no DTJ, que seriam: *i*) 2020-2000 Ma; *ii*) 1990-1970 Ma, e *iii*) 1890-1860 Ma. Para Vasquez *et al.* (2008), o DTJ é o segmento meridional da Província Tapajós-Parima, e se limita a leste com o Domínio Irixi-Xingu, sendo encoberto a norte e a sul respectivamente pelas bacias fanerozoicas do Amazonas e Alto Tapajós. Dados isotópicos de Sm-Nd indicam fontes paleoproterozoicas (T_{DM} de 2,45-2,23 Ga) juvenis ou com pouca participação de crosta mais antiga (valores de $\epsilon Nd_{(t)}$ de -5,21 a -0,72) para as rochas do DTJ (Lamarão *et al.* 2005, Santos *et al.* 2000). As principais unidades litoestratigráficas do DTJ serão descritas a seguir:

O **Complexo Cuiú-Cuiú** (2,03-2,0 Ga) é constituído por gnaisses ortoderivados de composição variada, associados a granitoides pouco deformados a isotrópicos, cálcio-alcalinos de baixo potássio que podem se configurar como granitoides de arco de ilha (Almeida *et al.* 2001, Santos *et al.* 2004). Em contrapartida, Vasquez *et al.* (2002) e Coutinho (2008) relacionam essa filiação geoquímica pouco evoluída a ambiente de arco magmático. A unidade vulcânica correspondente do Complexo Cuiú-Cuiú é a **Formação Comandante Arara** (2,02-2,01 Ga), que corresponde a rochas efusivas de andesitos a dacitos, e por rochas piroclásticas e epiclásticas, dos membros Lora e Manual, respectivamente (Vasquez *et al.* 2013).

O segundo evento magmático são os granitos cálcio-alcalinos de médio a alto-K, *sin a*

tardi-transcorrentes, da **Suíte Intrusiva Creporizão** (2,0-1,96 Ga) (Bahia & Quadros 2000, Vasquez *et al.* 2002). Dados geocronológicos de U-Pb e Pb-Pb (Tabela 4.1) em zircão sugerem contemporaneidade ou são levemente mais jovens que as rochas vulcânicas da **Formação Vila Riozinho** (2,0-1,99 Ga) (Lamarão *et al.* 2002; Roverato *et al.* 2019).

Existe uma diferença de aproximadamente 50 milhões de anos entre a granitogênese relacionada à implantação das zonas de cisalhamento e as rochas da **Suíte Intrusiva Tropas** (Vasquez *et al.* 2008). Santos *et al.* (2001, 2004) relacionam esse fato à formação de um novo arco magmático denominado de Arco Tropas, representado por associações graníticas e vulcânicas da **Suíte Intrusiva Tropas** (1,90-1,88 Ga). No entanto, Klein *et al.* (2001) e Vasquez *et al.* (2002) acreditam que, na falta de associações de um arco magmático, que caracterizem um segundo evento colisional, essa granitogênese poderia estar relacionada a uma evolução pós-colisional tardia em relação à orogênese Cuiú-Cuiú. Essa colisão de arco foi seguida por outra colisão com um arco continental representado pela **Suíte Intrusiva Parauari**, constituída por monzogranitos e rochas vulcânicas felsicas (1,88-1,87 Ga). Posteriormente, na transição da fase orogênica para a fase pós-orogênica, foram gerados granitos tipo A (1,88 Ga), como os da **Suíte Intrusiva Maloquinha**, assim como um extenso vulcanismo de composição félsica a intermediária, do **Grupo Iriri**, agrupados genericamente sob a denominação Uatumã *sensu lato* (Santos *et al.* 1975). O início da estabilização do DTJ é marcado pela implantação da **Bacia do Crepori** e deposição de coberturas sedimentares continentais, representada pela **Formação Buiucu**, com intrusões de caráter básico, representado pelo **Diabásio Crepori** (1,78 Ga) (Klein *et al.* 2000).

4.2.2 Geologia do Domínio Iriri Xingu - DIX

O DIX (Figura 4.1) está localizado na porção meridional-ocidental da Província Amazônica Central. No DIX predominam pelo menos duas associações vulcano-plutônicas orosiri-anas com idades de: *i*) 1,99-1,97 Ga, com quimismo cálcio-alcalino de alto-K associado a um ambiente de arco vulcânico maturo a pós-colisional (Fernandes *et al.* 2005, Macambira & Vale 1997, Teixeira *et al.* 2002a) e *ii*) 1,88 Ga, de características cálcio-alcalina de alto-K a alcalina, de ambiente de intraplaca (tipo A) (Barros *et al.* 2011, Fernandes *et al.* 2011, Pinho *et al.* 2006, Teixeira *et al.* 2002b). Idades-modelo Nd-T_{DM} e valores de εNd_(t) para rochas do DIX indicam fontes crustais arqueanas a fracamente paleoproterozoicas (T_{DM} de 3,2-2,46 Ga) e valores de εNd_(t) negativos (-3,7 a -12) (Fernandes *et al.* 2011, Teixeira *et al.* 2002a, 2002b), indicativo que essas rochas são produtos de reciclagem, com longo tempo de residência crustal.

As rochas vulcânicas e efusivas e vulcanoclásticas predominantemente félsicas do **Grupo Iriri** apresentam idades de 1,88-1,87 Ga (Rocha *et al.* 2012, Teixeira *et al.* 2002b). Entretanto, Semblano *et al.* (2016a) obtiveram a idade de *ca.* 1,99 Ga pelo método Pb-Pb por evaporação em zircão em dois dacitos porfíricos da área tipo dessa unidade, e associaram à Formação Vila Riozinho, no DTJ, descrita por Lamarão *et al.* (2002) e a Formação Jarinã, no DIX, apresentada por Alves *et al.* (2010).

Segundo Fernandes (2009), a unidade basal do Grupo Iriri, corresponde às rochas vulcânicas intermediárias a ácidas da **Formação Sobreiro** (1,88 Ga; Pinho *et al.* 2006). A **Formação Santa Rosa** (1,87 Ga; Fernandes *et al.* 2011), superior, apresenta afinidade geoquímica de intraplaca. As rochas plutônicas são representadas pelos granitoides tipo A (1,88 Ga, Semblano *et al.* (2016a), tipo I (1,98 Ga, Semblano *et al.* (2016a) e pela **Suíte Intrusiva Velho Guilherme** (1,88 Ga; Teixeira *et al.* 2002b), constituída por rochas com características de granitos intraplacas do tipo A (Teixeira *et al.* 2005). Alguns dos maciços graníticos dessa unidade foram individualizados e são conhecidos como Antônio Vicente, Velho Guilherme, Mocambo, Benedita, Ubim Norte, Ubim Sul, Serra da Queimada, Rio Xingu e Bom Jardim.

Tabela 4.1 - Idades (U-Pb e evaporação de Pb em zircão) e resultados isotópicos Sm-Nd das principais unidades vulcano-plutônicas dos domínios Tapajós e Iriri-Xingu.

Dom.	Tipo	Unidade	Idade (Ma)	Ref.	Nd-T _{DM} (Ga)	εNd _(t)	Ref.
Domínio Tapajós (PVT)	Extrusivas	Fm. Moraes Almeida	1890±6 a 1875±4	Lamarão <i>et al.</i> (2002)	2,44-2,30	-3,05 a -2,26	Lamarão <i>et al.</i> (2005)
		Fm. Salustiano	1893±2 a 1888±2	Vasquez <i>et al.</i> (1999)	2,45	-1,37	Santos <i>et al.</i> (2000)
		Fm. Aruri	1893±2 a 1888±2	Vasquez <i>et al.</i> (1999)	2,45	-1,37	Santos <i>et al.</i> (2000)
		Fm. Salustiano	1888±6 a 1888±2	Moura <i>et al.</i> (1999), Vasquez <i>et al.</i> (1999)	-	-	-
		Riolitos antigos	1970±20 a 1966±22	Tokashiki <i>et al.</i> (2005)	2,3	-1,90 a -1,85	Tokashiki <i>et al.</i> (2005)
		Fm. Vila Riozinho	2000±4 a 1998±3	Lamarão <i>et al.</i> (2002), Roverato <i>et al.</i> 2019	2,49-2,29	-3,71 a -1,09	Lamarão <i>et al.</i> (2005)
	Intrusivas	Granito Porquinho	1786±14	Santos <i>et al.</i> (2004)	-	-	-
		Granito Caroyal	1870±3	Santos <i>et al.</i> (2000)	-	-	-
		S. I. Maloquinha	1880±9 a 1871±8	Vasquez <i>et al.</i> (1999), Santos <i>et al.</i> (2001), Lamarão <i>et al.</i> (2002)	2,46-2,20	-5,01 a -0,76	Lamarão <i>et al.</i> (2005), Semblano <i>et al.</i> (2016b),
		Granito Jardim do Ouro	1880±3	Lamarão <i>et al.</i> (2002)	2,32	-1,32	Lamarão <i>et al.</i> (2005)
		S. I. Parauari	1883±8 a 1879±6	Klein <i>et al.</i> (2000), Santos <i>et al.</i> (2000)	-	-	-
		S. I. Ingarana	1887±3 a 1881±3	Klein <i>et al.</i> (2000), Santos <i>et al.</i> (2004)	2,24	-0,87	Klein <i>et al.</i> (2000), Santos <i>et al.</i> (2000)
		Granito São Jorge Jovem	1891±3	Lamarão <i>et al.</i> (2002)	2,43-2,32	-5,21 a -2,68	Lamarão <i>et al.</i> (2005)
		S. I. Tropas	1893±3	Santos <i>et al.</i> (2004)	-	-	-
Domínio Iriri-Xingu (PAC)	Extrusivas	S. I. Creporizão	1954±4,2	Cassini <i>et al.</i> (2020)	2,1 a 2,9	+0,85 a -8,36	Cassini <i>et al.</i> (2020)
		Granito São Jorge Antigo	1983±8 a 1981±2	Lamarão <i>et al.</i> (2002)	2,41-2,26	-2,68 a -1,03	Lamarão <i>et al.</i> (2005)
		Fm. Sobreiro	1880±6	Teixeira <i>et al.</i> (2002a), Pinho <i>et al.</i> (2006)	3,11-2,49	-10,05 a -4,56	Fernandes <i>et al.</i> (2011)
	Intrusivas	Fm. Santa Rosa	1884±2 a 1879±2	Juliani & Fernandes (2010)	3,12-2,56	-11,39 a -5,80	Fernandes <i>et al.</i> (2011)
		Gr. Iriri	1886±2	Teixeira <i>et al.</i> (2002b)	3,13-2,60	-11,6 a -7,92	Teixeira <i>et al.</i> (2002b)
			1878±12	Rocha <i>et al.</i> (2012)	2,59-2,46	-6,89 a -3,66	Rocha <i>et al.</i> (2012)
S. I. Rio Dourado		1884±4	Barros <i>et al.</i> (2006)	-	-	-	
S. I. Velho Guilherme		Granito Serra da Queimada	1867±4 a 1862±16 1882±12	Teixeira <i>et al.</i> (2002a)	3,25-2,98	-12,2 a -7,98	Teixeira <i>et al.</i> (2002a)
				Pinho <i>et al.</i> (2006)	-	-	-
Granito Santa Rosa	1887±2 a 1883±3	Paiva Junior <i>et al.</i> (2006)	-	-	-		
S. I. Vila Rica	1970±11	Padilha & Barros (2008)	-	-	-		
Granitos Tipo I	1986±4 a 1973±9	Semblano <i>et al.</i> (2016a)	-	-	-		

Abreviaturas: Dm.: domínio; Fm.: formação; Gr.: grupo; S.I.: suíte intrusiva; PVT: Província Ventuari-Tapajós; PAC: Província Amazônia Central.

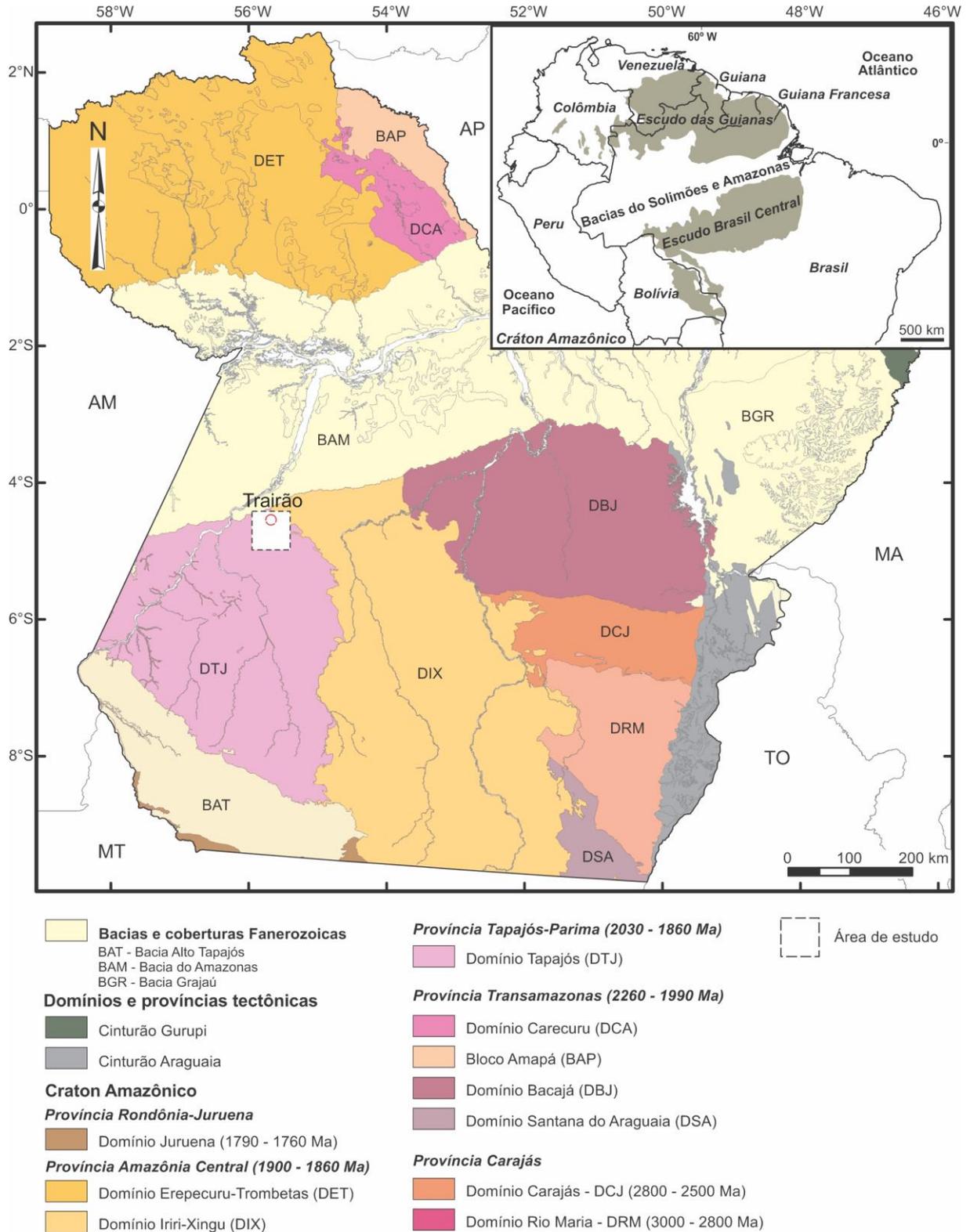


Figura 4.1 - Províncias e domínios tectônicos do estado do Pará (Vasquez *et al.* 2008).

4.3 LOCALIZAÇÃO E ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo localiza-se no município de Trairão, no sudoeste do estado do Pará, no limite entre os domínios Tapajós e Iriri-Xingu de acordo com Vasquez *et al.* (2017) (Figura 4.2A), pertencentes, respectivamente, às províncias geocronológicas Ventuari-Tapajós e Amazônia Central, segundo Tassinari & Macambira (1999) ou Tapajós-Parima e Amazônia Central, conforme Santos *et al.* (2000). Essa área está incluída na Zona 21 S, com longitude entre 56°15'W e 55°40'W e latitudes 5°S e 4°40'S (Figura 4.2B). A Figura 4.2B exibe os pontos das amostras petrográficas, analisadas geoquímica e isotopicamente pelo método Sm-Nd em rocha total e datadas pelo método U-Pb em zircão por LA-MC-ICP-MS para às sete unidades aqui estudadas: formações Moraes Almeida, Salustiano e Aruri, e suítes intrusivas Creporizão, Parauari (unidades granodiorítica e granítica) e Maloquinha, delimitados com auxílio aerogeofísico de gamaespectrometria e magnetometria por Vasquez *et al.* (2017).

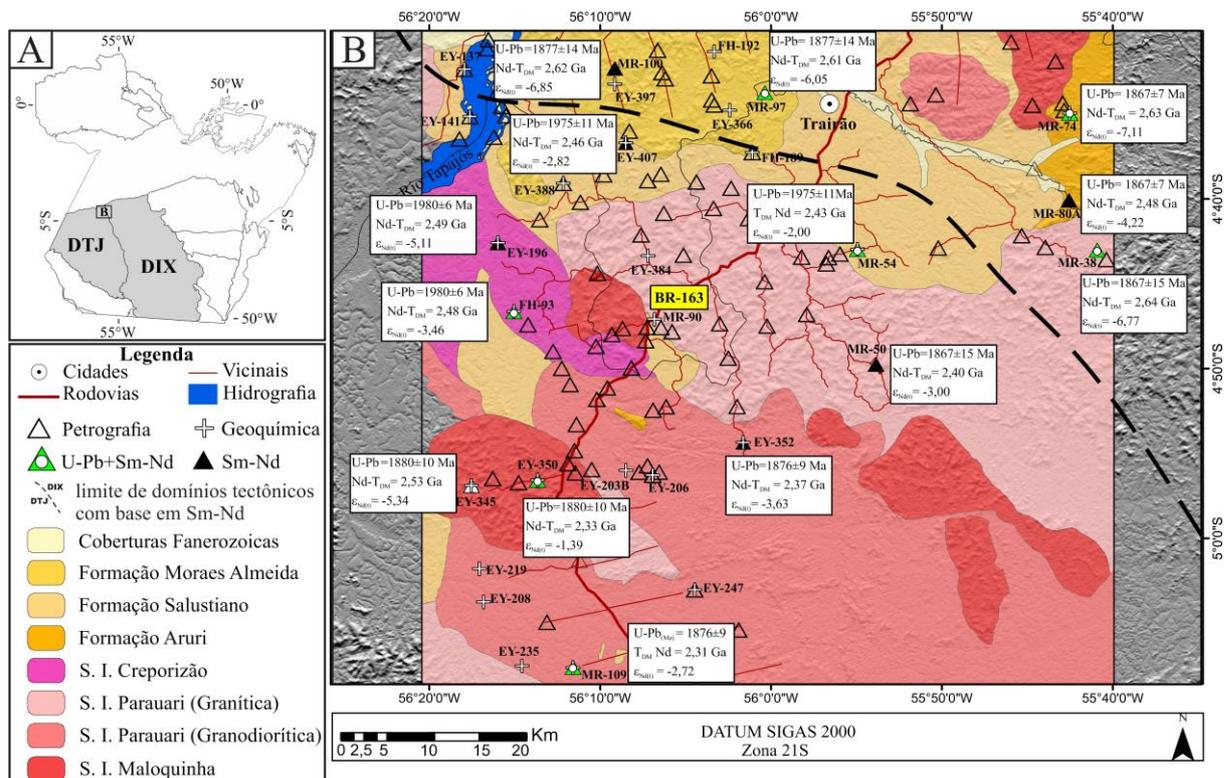


Figura 4.2 - Esquema de localização e mapa geológico: A) Localização dos domínios Tapajós (DTJ) e Iriri-Xingu (DIX) no Pará; B) Mapa geológico da região do Trairão. Fonte: Modificado de (Vasquez *et al.* 2017), com a localização das amostras. S.I.- Suíte Intrusiva.

4.4 METODOLOGIA

4.4.1 Petrografia

O estudo de lâminas delgadas envolveu descrições mineralógicas detalhadas e análises de texturas magmáticas preservadas, com o reconhecimento das fases minerais e suas relações de contato, presença de inclusões, intercrescimentos, caracterização de paragêneses magmáti-

cas e de alteração. As lâminas foram descritas utilizando microscópio óptico binocular da marca Leica, Modelo DM 750P, no Laboratório de Petrografia (LAPETRO) do Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica (PPGG) do Instituto de Geociências da UFPA. As análises modais foram realizadas utilizando o contador automático de pontos da marca *Swift model F*, com contagem de cerca de 1.600 pontos por lâmina. As fotomicrografias foram adquiridas utilizando a câmera modelo Leica EC3 acoplada ao microscópio petrográfico e o *software Leica Application Suite-Las EZ*. Para a classificação petrográfica das rochas, foram seguidas as recomendações estabelecidas pela Subcomissão de Nomenclatura de Rochas Ígneas da IUGS (Le Maitre *et al.* 2002, Streckeisen 1976).

4.4.2 Geoquímica

Foram selecionadas vinte e quatro amostras representativas das sete unidades vulcânicas e plutônicas para análise litogeoquímicas (Tabelas 4.3, 4.4, 4.5 e 4.6). A preparação mecânica das amostras e as análises químicas foram realizadas no Laboratório SGS Geosol e os resultados obtidos foram cedidos para este estudo pela CPRM-Belém. Os elementos maiores foram determinados por ICP-ES (*Inductively Coupled Plasma Atomic Emission Spectrometry*) e os elementos traços por ICP-MS (*Inductively Coupled Plasma Atomic Mass Spectrometry*). As análises das rochas vulcânicas foram recalculadas em base livre de voláteis (Gill 2010). Os diagramas discriminantes foram confeccionados utilizando o programa GCDkit 2.2 (R 2.4.1) (Janousek *et al.* 2006) e *EXCEL 2010*.

4.4.3 Método U-Pb *in situ* em zircão por LA-MC-ICP-MS

As análises geocronológicas foram realizadas no Laboratório de Geologia Isotópica (Pará-Iso) da Universidade Federal do Pará. Os cristais de zircão foram previamente selecionados por imagens de catodoluminescência (CL) obtidas através do Laboratório de Análises Mineraias da Superintendência Regional de Belém (LAMIN-BE) do Serviço Geológico do Brasil – CPRM, utilizando o equipamento MEV-FEI com detector PMD, operado sob condições de corrente do feixe de elétrons de 1000 μ A, voltagem de aceleração constante de 13 kv e distância de trabalho de 14 mm, no Laboratório de Análises Mineraias da Superintendência Regional de Belém (LAMIN-BE) do Serviço Geológico do Brasil – CPRM. As imagens em CL permitiram a identificação de estruturas, zoneamento, inclusões, fraturas e domínios de metamictização e serviram como guia para selecionar os pontos de análise. Ao todo, 36 cristais de zircão de cada amostra foram selecionados para a análise pontual. As análises geocronológicas de U-Pb em zircão foram realizadas por LA-MC-ICP-MS (*Laser Ablation Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry*) utilizando um espectrômetro de massa multicole-

tor de alta resolução, modelo Neptune da marca Thermo Finnigan, com um laser Nd:YAG 213nm, modelo LSX-213 G2 da CETAC. Os detalhes sobre os procedimentos analíticos podem ser encontrados em Chemale Jr. *et al.* (2012), Milhomem Neto *et al.* (2017) e Milhomem Neto & Lafon (2019). A correção isotópica do chumbo comum foi calculada baseada no modelo de evolução isotópica de Stacey & Kramewrs (1975). Os dados isotópicos foram processados no programa ISOPLOT/EX 3.0 (Ludwig 2008). Os desvios sobre as idades estão apresentados a 2 sigmas.

4.4.4 Sm-Nd em rocha total

O processo de preparação mecânica das amostras foi feito na Oficina de Preparação de Amostras da CPRM e incluiu a britagem em britador de mandíbula e moagem em moinho de ágata até se obter a fração de 200 *mesh*. Na etapa de dissolução das amostras foram misturados 100 mg de cada amostra com 100 mg de traçador misto ^{149}Sm - ^{150}Nd em um cadinho (bombas) de *Teflon Savillex*. Posteriormente, foi realizado o ataque ácido com HNO_3 , HF e HCl. Adicionalmente, foi utilizado a resina catiônica Biorad Dowex AG 50X8 onde, através das técnicas convencionais de troca catiônica em colunas de *Teflon*, se proceder a coleta dos ETRs. Em seguida, através de colunas contendo resina Eichron® Ln e a partir da solução dos ETRs é extraído os elementos Sm e Nd. Por último, a análise isotópica do Sm e Nd foi realizada no espectrômetro de massa de termo ionização modelo *Triton Plus* do Laboratório Pará-Iso. O Nd foi depositado em um filamento de tântalo e o de Sm em um filamento de rênio. Na análise espectrométrica é empregado um arranjo de filamento duplo, constituído de um filamento de evaporação, onde é feito o depósito de Sm ou Nd, e um filamento de ionização. Durante o período de análises, razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ médias de $0,511834\pm 9$ e $0,512633\pm 5$ foram obtidas respectivamente para os padrões La Jolla e BCR-01. Os “brancos totais” medidos foram de 0,160 ng para o Sm e 0,587 ng para o Nd. A razão $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ igual a 0,7219 é utilizada para normalização da razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, para correção das razões isotópicas de massa utilizando a lei exponencial (Russell *et al.* 1978). A constante de decaimento usada foi o valor revisado por Lugmair & Marti (1978) de $6,54 \times 10^{-12} \text{ ano}^{-1}$. Os dados foram então tratados segundo o algoritmo de DePaolo (1988) para a determinação da idade-modelo Nd- T_{DM} e o $\epsilon\text{Nd}(t)$ foi calculado a partir das idades de cristalização das amostras obtidas pelo método de U-Pb em zircão.

4.5 RESULTADOS

4.5.1 Petrografia

4.5.1.1 Rochas vulcânicas

Na **Formação Moraes Almeida**, os dacitos e riolitos são predominantemente afaníticos (Figura 4.3A), marrons a avermelhados, geralmente maciços, com alguns exemplos apresentando faixas de fluxo. A matriz é essencialmente felsfírica e criptocristalina, e onde há ocorrência de moderado a intenso hidrotermalismo, são observadas fissuras preenchidas com sericita. Nos riolitos, são observados esferulitos tipo fibrorradiados (Figura 4.3B). Os ignimbritos riolíticos são poucos soldados e não soldados, e se caracterizam pelo moderado conteúdo de fenoclastos e cristaloclastos de feldspatos e quartzo, com dimensões que variam de 1 a 4 mm, em uma matriz micro a criptocristalina, composta por fragmentos de tamanhos cinza, além de fiammes estirados marcando o fluxo piroclástico (Figura 4.3C). Os tufos de cristais ácidos apresentam textura piroclástica, representada por grande quantidade de feldspatos, quartzo, biotita e anfibólio mal selecionados.

A **Formação Salustiano** compreende riolitos andesitos, ignimbrito e tufos de cristais félsicos, indicando ambos os exemplos efusivos e explosivos. Os riolitos apresentam matriz microcristalina (felsítica) e raramente afanítica criptocristalina, e exibem esferulitos fibrorradiados (Figura 4.3D). Mostram vênulas preenchidas com sericita e epidoto, resultado do intenso hidrotermalismo. Os andesitos provavelmente representam diques e exibem microfeno-cristais de piroxênio envoltos por uma matriz microlítica de cor escura (Figura 4.3E). São constituídos principalmente por plagioclásio euédrico e subédrico e minerais máficos (clinopiroxênio, anfibólio, biotita, titanita e opacos). Os ignimbritos riolíticos são poucos soldados e não soldados, e se caracterizam pelo moderado conteúdo de fenoclastos e cristaloclastos de feldspatos e quartzo (~25%), com dimensões que variam de 1 a 4 mm, em uma matriz micro a criptocristalina, composta por fragmentos de tamanhos cinza, além de púmices e fiammes estirados marcando o fluxo piroclástico (Figura 4.3F). Os tufos de cristais ácidos apresentam textura piroclástica, representada por grande quantidade de feldspatos, quartzo, biotita e anfibólio mal selecionados (Figura 4.3G).

A **Formação Aruri** é constituída por rochas vulcanoclásticas classificadas como tufos félsicos de cristais (Figura 4.3H-I) e, localmente, ocorrem derrames riolíticos associados e granitos subvulcânicos.

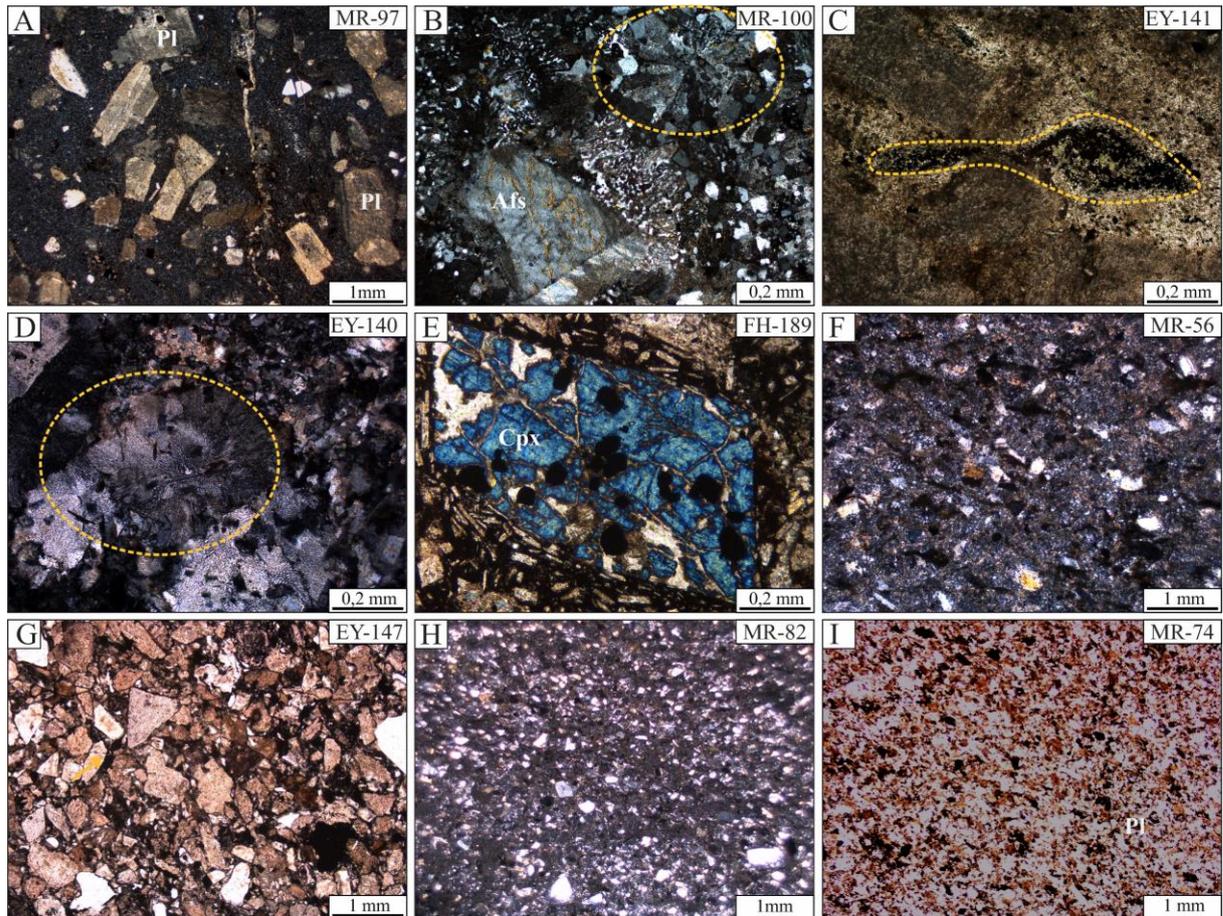


Figura 4.3 - Fotomicrografias de rochas vulcânicas da área de Trairão. A) Aspecto geral de um dacito com fenocristais de plagioclásio (Pl) da FMA. B) Em destaque, indícios de devitrificação caracterizada por esferulitos radiais em um riolito da FMA. C) Em destaque fiamme no ignimbrito da FMA. D) Em destaque, esferulitos radiais um riolito da FS. E) Cristal de clinopiroxênio (Cpx) envolto por microfocristais de plagioclásio (Plg) em uma matriz traquitóide da FS. F) Ignimbrito de composição riolítica da FS. G) Matriz piroclástica de um tufo de cristais félsicos caracterizada pela má seleção dos cristais da FS. H-I) Textura piroclástica dos tufos de composição félsica da FA. **Unidades:** FMA: Formação Moraes Almeida, FS: Formação Salustiano, FA: Formação Aruri. Abreviações *cf.* Whitney & Evans (2010).

4.5.2 Unidades plutônicas

Levando-se em consideração os aspectos texturais e petrográficos, as rochas plutônicas foram agrupadas e classificadas nas seguintes unidades: Suíte Intrusiva Creporizão, Suíte Intrusiva Parauari (unidades granodiorítica e granítica) e Suíte Intrusiva Maloquinha. A classificação modal (Tabela 4.2) foi feita utilizando o diagrama Q-A-P (Streckeisen 1976) (Figura 4.4).

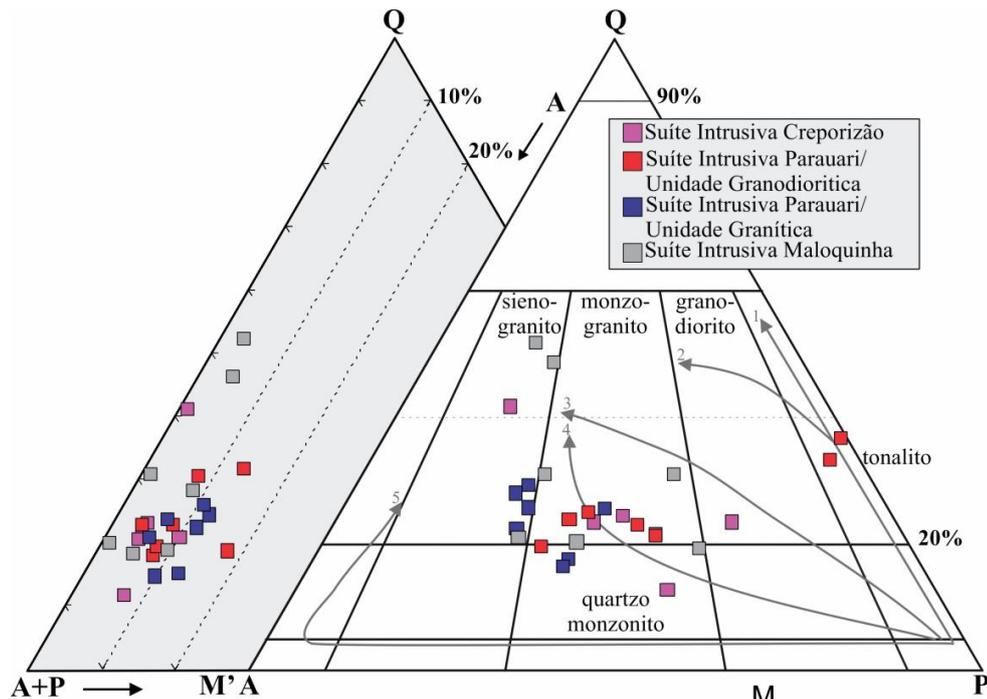


Figura 4.4 - Diagramas Q-A-P e Q-(A + P)-M (Streckeisen 1976) exibindo a composição mineralógica modal das rochas plutônicas da área de Trairão. As séries graníticas e suas tendências evolutivas são de Lameyre & Bowden (1982) e Bowden *et al.* (1984): 1 - toleítica, 2 - cálcio-alcina tonalítica ou trondhjemítica, 3 - cálcio-alcina granodiorítica, 4 - subalcalina monzonítica ou shoshonítica e 5 - alcalina e peralcalina.

A **Suíte Intrusiva Creporizão** é composta pelas fácies anfibólio quartzo monzonito (AQzM), titanita-anfibólio granodiorito (TAGrD), anfibólio monzogranito (AMzG) e biotita sienogranito (BSiG). A assembleia mineral essencial é composta por quartzo (12-40%), feldspato alcalino (21-41%) e plagioclásio (14-52%). Os minerais varietais são anfibólio (0,4-7%) e, raramente biotita (~1%). Os granodioritos são geralmente leucocráticos, porfíricos e similares aos granitos em termos de composição mineralógica, variando essencialmente no conteúdo de minerais máficos e anfibólio (Figura 4.5A). O quartzo possui moderada extinção ondulante e apresenta contatos predominantemente irregulares com os demais cristais, também ocorre como inclusões no feldspato alcalino e plagioclásio. O feldspato alcalino são cristais prismáticos subédricos a anédricos, e exibem predominante exsolução perítica (Figura 4.5B), estão de moderados a fortemente alterados para argilominerais. O plagioclásio apresenta hábito prismático subédrico a euédrico, com alteração moderada a forte para sericita, argilominerais e epidoto, localmente estão levemente deformados (Figura 4.5C). Os cristais de anfibólio (hornblenda) têm formas anédricas a subédricas com contatos irregulares com os minerais adjacentes, predominantemente o pleocroísmo é marrom-esverdeado e marrom-claro. A titanita é subédrica, moderadamente fraturada e ocorre associada à biotita, apatita e anfibólio. A apatita ocorre frequentemente associada à biotita, como inclusões.

A **Suíte Intrusiva Parauari-unidade granodiorítica** é constituída por titanita-anfibólio quartzo monzonito (TAQzM), clinopiroxênio tonalito pórfiro (CTnl) e titanita-anfibólio monzogranito (TAMzG), enquanto a **unidade granítica** é constituída pelas fácies anfibólio quartzo monzonito (AQzM), anfibólio monzogranito (AMzG) e anfibólio sienogranito (ASiG). Os granitos são faneríticos, e raramente porfiríticos. A assembleia mineral essencial consiste em quartzo (15-31%), feldspato alcalino (0,6-49%), plagioclásio (20-53%) e a varietal de anfibólio (0,1-8%), biotita (0,2-5%) e clinopiroxênio (~7%). Os acessórios são representados por apatita, zircão, titanita e minerais opacos. O quartzo apresenta fraca extinção ondulante. Seu contato com os cristais de anfibólio e biotita é retilíneo, e irregular com os de feldspato alcalino e plagioclásio. É observada a textura granofírica, especialmente nas fácies mais evoluídas (Figura 4.5D). O feldspato alcalino é euédrico a subédrico, apresenta lamelas de perfitas. Localmente, é possível identificar a dupla macla albita-periclina, típica de microclínio. O plagioclásio apresenta alteração para sericita, argilominerais e epidoto nos núcleos desses cristais, especialmente nas fácies menos evoluídas. A textura *syneussis* é comumente observada (Figura 4.5E), assim como intercrescimento mimerquítico (Figura 4.5F). O anfibólio (hornblenda) tem hábito prismático subédrico, com pleocroísmo entre verde-claro e verde-escuro, com alguns cristais apresentando moderada geminação, localmente, ocorre alterado para clorita (Figura 4.5G). A biotita exibe pleocroísmo marrom-claro (Figura 4.5H), apresenta alteração moderada a forte para clorita e normalmente ocorre associada aos minerais máficos. O clinopiroxênio foi identificado apenas nas fácies clinopiroxênio tonalito pórfiro, são cristais incolores, encontram-se bastante corroídos, fraturados e suas bordas estão alteradas para anfibólio. A titanita ocorre em duas formas, na forma primária e de forma secundária como produto da alteração dos minerais opacos e do anfibólio (Figura 4.5I). A apatita ocorre associada aos minerais opacos e como pequenas inclusões no anfibólio.

A **Suíte Intrusiva Maloquinha** é composta por biotita-anfibólio quartzo monzonito (BQzM), biotita-anfibólio monzogranito (BAMzG) e biotita-anfibólio sienogranito (BASiG). São granitos de granulação fina a grossa, isotrópicos, exibem texturas equigranulares a inequigranulares hipidiomórfica (Figura 4.5J), raramente porfirítica. A assembleia mineral essencial consiste em quartzo (20-53%), feldspato alcalino (24-50%) e plagioclásio (12-54%). Os minerais varietais presentes são anfibólio (<7%) e biotita (<0,2-4%), enquanto os minerais de alteração são sericita, argilominerais, clorita, biotita, sericita e minerais opacos. Os acessórios são representados por apatita, zircão, titanita e minerais opacos. O quartzo apresenta hábito subédrico a euédrico, com fraca a forte extinção ondulante. Raramente exibe feições de embaiamento, cujas bordas mostram-se intercrescidas com o feldspato alcalino. Comumente

ocorre o intercrescimento granofírico em cristais de feldspato alcalino (Figura 4.5K). O plagioclásio ocorre na forma de cristais prismáticos subédricos e subordinadamente euédricos (Figura 4.5L), apresentam zoneamento composicional normal com núcleo provavelmente mais cálcico. Os cristais de feldspato alcalino são tabulares e majoritariamente prismáticos, ocasionalmente ocorre com aspecto intersticial ou intercrescimento pertítico, seus contatos são irregulares entre si e com outros minerais.

Tabela 4.2 - Composição mineralógica modal de amostras plutônicas representativas da região de Trairão.

Unidades	Fácies	Amostra	Qz	Afs	Pl	Amp	Bt	Ttn	Cpx	Opq	Ap	Aln	Zrn	Chl**	Ep**	Total	A+P	$\Sigma M'$	Q	A	P
SIC	AQzM	FH-91	12	34	47	1.8	n.d	n.d	0,2	0.5	Tr	n.d	n.d	3.3	1.8	99.9	81	7.4	13	36	51
	AGrD	FH-94A	23	21	52	0.4	n.d	0.7	n.d	0.5	Tr	Tr	n.d	2.7	0.1	100	73	4.4	24	22	54
		EY-196	20	35	30	7	n.d	0.4	n.d	0.5	Tr	n.d	n.d	3	0.1	96	65	11	42	43	15
	AMzG	FH-88	21	32	43	1	n.d	0.4	n.d	0.5	Tr	n.d	n.d	2.7	0.1	100	75	4.7	42	43	15
		FH-93	22	33	35	1	n.d	0.4	n.d	0.5	Tr	n.d	n.d	2.7	0.1	94.7	68	4.7	42	43	15
BSiG	MR-122	40	41	14	n.d	0.1	n.d	n.d	0.8	Tr	n.d	Tr	Tr	4,2	95.8	55	0.9	42	43	15	
SIP_GrD	AQzM	EY-396	18	46	27	3.6	0.2	1.3	n.d	Tr	0	n.d	n.d	1.7	1.6	100	73	8.6	20	50	30
	CTnl	FH-86	31	3.7	57	0.1	n.d	0.5	7.1	0.5	Tr	n.d	n.d	n.d	n.d	100	61	8.2	34	4	62
		FH-84	31	0.6	53	0.1	n.d	n.d	n.d	n.d	Tr	n.d	n.d	0.8	14	100	54	15.2	37	0.6	52
		MR-98	18	28	33	n.d	n.d	0.1	n.d	0.6	Tr	n.d	n.d	0.3	20	100	61	21.3	23	35	35
	AMzG	MR-110	20	31	41	1.3	1	0.6	n.d	1.5	0	n.d	n.d	3.3	0.3	99.5	72	8.2	21	33	46
		EY-391	23	38	31	2	n.d	3.1	n.d	2.3	1	n.d	n.d	0.2	0.6	100	68	8.8	25	43	32
	MR-112	23	43	31	1	0.3	0.1	n.d	0.2	0	n.d	n.d	2.2	Tr	100	73	4	24	45	31	
SIP_G	AQzM	EY-360	15	41	30	5.2	0.4	n.d	n.d	3.2	0	n.d	n.d	5	0.5	100	70	14.6	18	47	35
		EY-375	15	44	31	3.5	0.6	n.d	n.d	1.7	Tr	n.d	n.d	4.7	0.1	100	75	10.6	18	46	36
	AMzG	EY-351	24	45	24	2.8	0.5	0.1	n.d	1.4	0	n.d	n.d	2.1	0.3	100	69	7.3	26	48	26
		EY-373	22	34	31	2.9	0.8	n.d	n.d	1.6	0	n.d	n.d	7.3	nd	100	65	12.9	26	38	36
	ASiG	MR-38	25	44	20	4	5	1	n.d	1.4	0	n.d	n.d	2.2	0.2	102.9	64	13.9	23	52	25
		EY-393	21	49	24	1.8	0.1	0.3	n.d	1.4	0	n.d	n.d	2.2	0.2	100	73	6.1	23	52	25
SIM	BQzM	MR-124	20	45	34	n.d	0.5	n.d	n.d	Tr	Tr	n.d	n.d	0.3	n.d	100	79	0.8	20	45	35
		EY-350	20	30	54	n.d	5	n.d	n.d	Tr	Tr	n.d	n.d	0.3	n.d	109.5	84	5.3	20	45	35
	BAMzG	MR-125	31	44	25	n.d	n.d	0.1	n.d	n.d	Tr	n.d	n.d	Tr	0.1	100	69	0.2	31	44	24
		MR-92	28	24	39	7.07	0.8	0.2	n.d	0.3	0	n.d	n.d	Tr	0.4	99.73	63	8.83	33	29	38
	BASiG	EY-345	20	50	25	6	4	n.d	n.d	0.1	Tr	n.d	n.d	Tr	0.1	105.2	75	10.2	54	34	12
		MR-91	53	33	12	2.8	0.2	n.d	n.d	0.1	Tr	n.d	n.d	Tr	0.1	100.2	44	3.2	54	34	12
MR-113	47	32	17	1.1	0.2	n.d	n.d	n.d	n.d	Tr	n.d	n.d	3.4	Tr	100	49	4.7	49	34	17	

Unidades: SIC-Suíte Intrusiva Creporizão, SIP-GrD: Suíte Intrusiva Parauari (unidade granodiorítica), SIP-G: Suíte Intrusiva Parauari (unidade granítica), SIM-Suíte Intrusiva Maloquinha. **Fácies petrográficas:** AQzM – anfibólio quartzo monzonito, AGrD - anfibólio granodiorito, AMzG - anfibólio monzogranito, BSiG - biotita sienogranito, AQzM – anfibólio quartzo monzonito, ASiG – anfibólio sienogranito, BQzM – biotita quartzo monzonito, BAMzG – biotita - anfibólio monzogranito, BASiG – biotita-anfibólio sienogranito. **Minerais:** Afs - feldspato alcalino, Aln - allanita, Amp – anfibólio, Ap - apatita, Bt - biotita, Chl - clorita, Cpx - clinopiroxênio, Ep - epidoto, Opq - opacos, Pl - plagioclásio, Qz - quartzo, Ttn - titanita, Zrn - zircão. Abreviações cf. Whitney & Evans (2010). **-minerais secundários. n.d- não foi identificado.

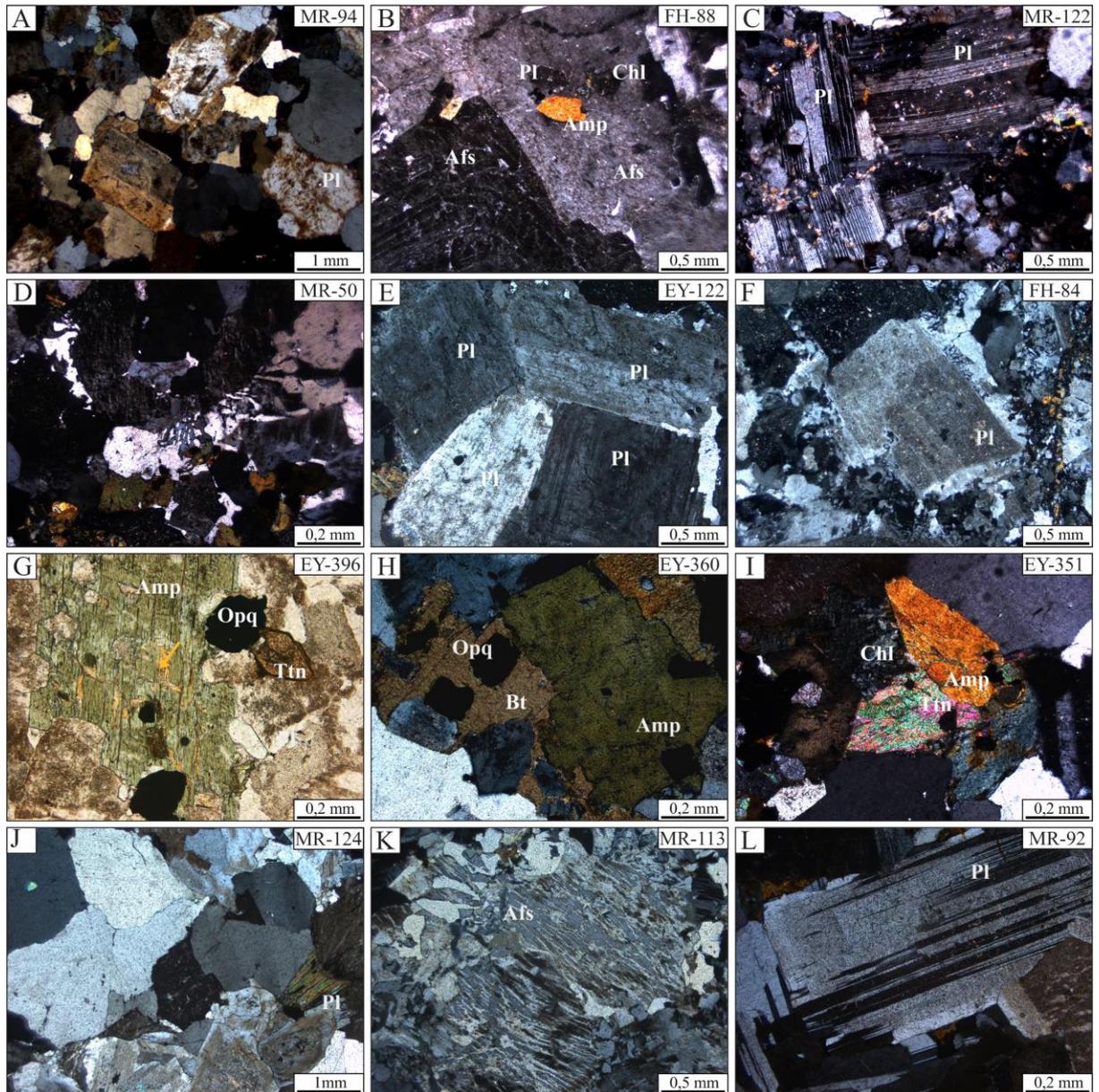


Figura 4.5 - Fotomicrografias de rochas plutônicas da área de Trairão. A) Aspecto geral da fácies anfíbólio granodiorito da SIC. B) Textura poiquilítica com inclusões de anfíbólio (Amp), plagioclásio (Pl) e clorita (Chl) em megacristal de feldspato alcalino (Afs); observa-se também, o feldspato alcalino com textura *patching zone* da fácies anfíbólio monzogranito da SIC. C) Plagioclásio levemente deformado da fácies biotita sienogranito da SIC. D) Textura mimerquítica em um plagioclásio da fácies clorita tonalito da SIP-GrD. E) Aglomerados de plagioclásio (Pl) representado pela textura *syneussis* da SIP-GrD. F) Textura mimerquítica da fácies anfíbólio sienogranito da SIP-G. G) anfíbólio (Amp) euédrico, com inclusão de opacos (Opq) e titanita (Ttn) da fácies anfíbólio monzonito da SIP-GrD. H) Cristais euédricos de biotita (Bt) e anfíbólio (Amp) em contato tipo reto, com pequenas inclusões de opacos (Opq) da fácies anfíbólio quartzo monzonito da SIP-G. I) Anfíbólio euédrico em contato reto com a titanita da fácies anfíbólio monzogranito da SIP-G. J) Textura fanerítica da fácies biotita quartzo monzonito da SIM. K) Textura granofíbrica intensa nos cristais de feldspato alcalino (Afs) da fácies biotita-anfíbólio sienogranito da SIM. L) Plagioclásio (Pl) euédrico de maclamento polissintético da fácies biotita-anfíbólio monzogranito da SIM. **Unidades:** SIC-Suíte Intrusiva Creporizão, SIP-GrD: Suíte Intrusiva Parauari (unidade granodiorítica), SIP-G: Suíte Intrusiva Parauari (unidade granítica), SIM-Suíte Intrusiva Maloquinha. Abreviações *cf.* Whitney & Evans (2010).

4.5.3 Geoquímica

4.5.3.1 Elementos maiores

4.5.3.1.1 Unidades vulcânicas

Foram utilizadas as rochas da Formação Vila Riozinho (Lamarão *et al.* 2002) e as rochas vulcânicas de *ca.* 1970 Ma encaixantes do depósito de ouro Coringa (Tokashiki *et al.* 2015) como parâmetros de comparação com as rochas estudadas. Na área de estudo, as rochas vulcânicas são representadas pelas formações Moraes Almeida (FMA), Salustiano (FS) e Aruri (FA). De acordo com o diagrama de classificação composicional R1-R2 (De La Roche *et al.* 1980; Figura 4.6A), essas rochas são classificadas em (i) FMA: álcali riolito e latito andesito; (ii) FS: álcali riolito, riolito, quartzo latito, latito e latito basalto e (iii) FA: riodacito. De forma geral, todas as unidades possuem natureza cálcio-alcálica de alto-K ($K_2O = 3,09-4,88\%$ - FMA, $3,38-5,13\%$ - FS e $3,24\%$ - FA; $SiO_2 = 60,90-75,70\%$ - FMA, $59,80-77,40\%$ - FS e 67% - FA) sendo que, na FS também tem rochas (FH-189 e EYR-137) com assinatura shoshonítica ($K_2O = 2,70-4,87\%$ e $SiO_2 = 52,30-66,60\%$) (Figura 4.6C). A afinidade com rochas da série cálcio-alcálica foi confirmada no diagrama AFM (Irvine & Baragar 1971; Figura 4.6D), exceto para a amostra da FS (FH-189) que possui os menores conteúdos de SiO_2 ($52,30\%$) e K_2O ($2,70\%$) e, portanto, tem afinidade com rochas da série toleítica. Os valores A/CNK ($Al_2O_3/[CaO + Na_2O + K_2O]$ molar) variam de 0,94 a 1,04 na FMA e 0,78 a 1,00 na FS. Quanto ao índice de saturação em alumina (Shand 1943; Figura 4.6E), esses valores são condizentes com o caráter transicional peraluminoso a peralcalino da FMA, e metaluminoso da FS, com exceção de uma amostra da FS (EY-388), que é peraluminosa com A/CNK = 1,20.

4.5.3.1.2 Unidades plutônicas

As rochas plutônicas que ocorrem na área de Trairão, classificadas como granito *sensu lato* de acordo com o esquema de classificação QAP e, de igual forma, no diagrama R1-R2 (De La Roche *et al.* 1980; Figura 4.6B), no qual as amostras da SIC plotam nos campos do granito e quartzo monzonito, as amostras da SIP-GrD são classificadas como granito e granodiorito. As amostras da SIP-G plotam predominantemente na área do granito, enquanto as amostras SIM transicionam entre os campos de álcali-granito e granito. Essa última unidade difere das demais na posição no QAP. As unidades plutônicas possuem afinidade geoquímica com as séries cálcio-alcálicas de alto-K ($K_2O = 4,65-4,95\%$ - SIM, $3,90-3,43\%$ - SIP-GrD, $4,40-3,65\%$ - SIP-G e $SiO_2 = 74-75,60\%$ - SIM, $66,20-71,40\%$ - SIP-GrD, $67,60-69,10\%$ - SIP-G) e shoshonítica ($K_2O = 4,45-4,67\%$ e $SiO_2 = 66,60-67,70\%$ - SIC) (Figura 4.6C). A afinidade

com as rochas da série cálcio-alcalina, mais uma vez, está em acordo com a posição das amostras no diagrama AFM (Irvine & Baragar 1971; Figura 4.6D). Quanto ao índice de saturação em alumina (Shand 1943; Figura 4.6E), as rochas da SIC e SIP-G têm caráter metaluminoso ($A/CNK = 0,95-0,96$ – SIC; $0,96-0,98$ - SIP-G), enquanto as rochas da SIP-GrD e SIM são peraluminosas a levemente metaluminosa ($A/CNK = 0,98-1,08$ - SIP-GrD e $1,00-1,03$ - SIM).

Tabela 4.3 - Teores dos elementos maiores e traço das rochas vulcânicas da área de Trairão. Elementos maiores estão em porcentagem (%) e os traços em p.p.m.

Unidades	Formação Moraes Almeida			Formação Salustiano						Formação Aruri
Amostras	EY-397	EY-366	FH-192	EY-137	EY-141	EY-388	EY-407	FH-189	MR-54	MR-74
Classificação	alcali riolito	dacito	alcali riolito	latito	alcali riolito	alcali riolito	quartzo latito	latito basalto	riolito	tufo riolítico
SiO ₂	75.70	60.90	73.90	59.80	77.40	76.40	66.60	52.30	72.20	67.00
TiO ₂	0.27	0.52	0.31	0.81	0.18	0.12	0.53	0.92	0.29	0.55
Al ₂ O ₃	11.40	18.30	11.70	16.90	11.70	12.80	16.30	16.80	13.50	14.80
Fe ₂ O ₃	2.99	5.06	2.75	6.01	1.81	1.38	3.66	9.33	2.34	5.04
FeO*	2.69	4.55	2.47	5.41	1.63	1.24	3.29	8.40	2.11	4.53
MnO	0.10	0.09	0.10	0.09	0.03	0.02	0.09	0.15	0.08	0.07
MgO	0.16	2.22	0.14	2.17	0.10	0.10	0.69	3.92	0.40	1.59
CaO	0.25	3.83	0.39	4.60	0.40	0.08	1.75	6.97	1.23	2.96
Na ₂ O	3.92	4.45	3.96	4.88	3.40	3.50	4.77	3.69	3.83	3.55
K ₂ O	4.88	3.09	4.78	3.38	5.13	4.41	4.87	2.70	4.64	3.24
P ₂ O ₅	0.03	0.34	0.04	0.43	0.03	0.02	0.13	0.52	0.08	0.22
P.F.	0.02	1.36	0.20	1.00	0.09	0.92	0.48	2.87	0.65	1.02
Total	102.41	104.71	100.74	105.48	101.90	100.99	103.16	108.57	101.35	104.57
Rb	158	41	136	39	174	200	88	27	92	68
Ba	48	2141	52	1726	190	25	1541	1772	758	1096
Th	7	2	11	3	9	2	7	3	6	6
U	2	1	3	1	1	0	2	1	2	2
Pb	22	11	23	15	21	1	24	18	19	17
Nb	25	8	24	6	13	21	9	6	12	10
Ta	5	1	1	1	1	7	1	0	6	2
Ga	17	17	17	15	13	14	14	19	17	19
Sr	6	897	11	1075	35	4	362	1894	106	794
Hf	18	9	11	13	10	14	14	10	12	7
Zr	401	178	385	150	105	96	202	120	117	174
Y	27	8	37	9	15	4	13	10	10	17

Tabela 4.4 - Teores dos elementos terras raras das rochas vulcânicas da área de Trairão.

Unidades	Formação Moraes Almeida			Formação Salustiano						Formação Aruri
Amostras	EY-397	EY-366	FH-192	EY-137	EY-141	EY-388	EY-407	FH-189	MR-54	MR-74
Classificação	alcali riolito	dacito	alcali riolito	latito	alcali riolito	alcali riolito	quartzo latito	latito basalto	riolito	tufo riolítico
La	58.70	50.80	91.00	53.50	38.00	75.90	47.30	48.00	46.60	45.00
Ce	126.20	94.20	181.00	102.70	74.10	88.30	86.70	95.60	85.60	89.00
Nd	48.70	40.00	69.90	50.90	27.10	47.40	34.70	49.90	32.50	39.50
Sm	10.20	6.30	12.40	8.20	4.80	7.20	5.50	8.40	4.80	6.70
Eu	0.62	1.44	0.75	2.33	0.43	0.43	1.32	2.22	0.90	1.42
Gd	9.03	4.10	9.46	5.75	3.83	4.32	4.06	5.46	3.93	5.24
Dy	10.50	2.90	11.04	3.03	4.34	4.53	3.43	3.62	3.68	4.27
Ho	2.11	0.53	2.24	0.54	0.93	0.99	0.67	0.62	0.76	0.84
Er	6.47	1.66	7.05	1.38	2.89	3.35	1.96	1.49	2.19	2.53
Yb	6.60	1.40	7.10	1.20	3.20	4.00	2.00	1.50	2.50	2.60
Lu	0.98	0.21	1.12	0.15	0.48	0.61	0.28	0.20	0.38	0.39

Tabela 4.5 - Teores dos elementos maiores e traços das rochas plutônicas da área de Trairão. Elementos maiores estão em porcentagem (%) e os traços em p.p.m.

Unidades	S. I. Creporizão		S. I. Parauari- Grd								S. I. Parauari- G		S. I. Maloquinha	
Amostras	FHR-93	EYR-196	EY-203B	EY-206	EY-208	EY-219	EY-235	MR-109	EY-247	EY-352	EY-384	MR-90	EY-350	EY-345
Classificação	quartzo monzononito	granito	granito	granito	granito	granito	granito	granodiorito	granito	granito	granito	granito	granito	granito
SiO ₂	66.6	67.7	71.4	69.8	69.9	67.0	66.2	69.5	70.5	70.1	69.1	67.6	75.6	74.0
TiO ₂	0.5	0.5	0.2	0.2	0.2	0.3	0.4	0.2	0.2	0.3	0.6	0.7	0.2	0.2
Al ₂ O ₃	15.2	15.2	15.8	15.5	14.8	16.2	15.5	16.0	15.1	15.9	14.1	14.0	12.2	13.8
Fe ₂ O ₃	4.1	4.3	2.3	2.5	2.5	3.0	4.4	2.7	2.0	2.4	4.3	4.6	1.9	2.2
FeO*	3.6	3.9	2.0	2.2	2.3	2.7	3.9	2.4	1.8	2.2	3.8	4.2	1.7	2.0
MnO	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.0	0.1
MgO	1.3	1.1	0.4	0.4	0.1	0.7	1.3	0.5	0.4	0.4	0.7	0.9	0.2	0.3
CaO	2.5	2.4	1.3	1.7	1.6	2.1	3.2	2.0	1.3	1.8	1.8	2.0	0.7	1.2
Na ₂ O	4.1	3.9	4.9	4.7	4.6	5.1	3.7	5.0	4.7	4.9	3.7	3.8	3.6	3.6
K ₂ O	4.5	4.7	3.9	3.9	3.8	3.4	3.6	3.7	3.9	3.6	4.7	4.4	4.7	5.0
P ₂ O ₅	0.2	0.2	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.2	0.2	0.0	0.1
P.F.	1.1	0.6	0.3	0.2	0.2	0.7	0.4	0.2	0.6	0.3	0.3	0.2	0.5	0.6
Total	103.6	104.6	102.6	101.2	100.1	101.3	102.9	102.3	100.6	101.9	103.3	102.6	101.3	103.1
Rb	125	132	54	55	63	46	91	49	81	47	118	125	306	245
Ba	1077	926	1225	1703	922	1427	984	1698	1322	1308	1207	1411	202	796
Th	10	9	2	2	3	2	5	2	4	2	9	10	47	28
U	2	2	0	1	1	0	1	0	1	1	3	3	9	5
Pb	21	15	12	14	14	17	11	14	16	15	20	20	26	24
Nb	11	12	5	5	5	4	9	5	8	6	12	12	29	19
Ta	5	1	1	1	1	7	1	0	0	6	2	8	2	1
Ga	15	14	14	13	13	14	13	13	16	15	16	15	18	18
Sr	333	239	341	457	394	573	306	511	472	428	164	203	62	173
Hf	18	9	11	13	10	14	14	10	3	12	7	12	6	5
Zr	134	151	78	81	70	31	93	64	141	79	127	121	178	216
Y	14	15	4	6	6	5	17	5	10	8	32	31	96	38

S.I.-Suíte Intrusiva

Tabela 4.6 - Teores dos elementos terras raras das rochas plutônicas da área de Trairão.

Unidades	S. I. Creporizão		S. I. Parauari- Grd								S. I. Parauari- G		S. I. Maloquinha	
Amostras	FHR-93	EYR-196	EY-203B	EY-206	EY-208	EY-219	EY-235	EY-246	EY-247	EY-352	EY-384	MR-90	EY-350	EY-345
Classificação	quartzo monzononito	granito	granito	granito	granito	granito	granito	granodiorito	granito	granito	granito	granito	granito	granito
La	53.00	61.20	31.20	36.70	27.30	28.20	64.00	33.00	26.00	34.40	82.50	64.00	79.70	77.30
Ce	94.40	107.40	48.40	55.50	44.80	44.10	97.10	51.80	47.30	57.10	135.00	113.40	160.90	138.30
Nd	38.30	42.40	18.10	20.60	16.70	19.00	39.10	20.60	17.90	20.90	56.40	49.20	63.10	49.30
Sm	6.70	6.70	2.80	3.20	2.30	2.70	6.60	3.00	2.70	3.20	9.90	8.90	13.70	8.10
Eu	1.09	1.16	0.76	0.88	0.66	0.93	1.36	0.85	0.57	1.00	1.98	1.86	0.70	0.93
Gd	4.41	4.72	2.09	2.26	1.75	1.96	4.98	1.98	2.07	2.49	8.27	7.00	12.97	6.39
Dy	3.54	4.20	1.56	1.72	1.29	1.46	4.12	1.53	1.72	2.08	7.24	6.37	13.62	5.85
Ho	0.71	0.78	0.33	0.35	0.28	0.29	0.85	0.31	0.35	0.41	1.51	1.36	2.74	1.24
Er	2.19	2.44	0.94	1.00	0.73	0.78	2.45	0.86	1.01	1.23	4.62	3.93	8.53	3.90
Yb	2.00	2.30	1.00	1.00	0.90	0.70	2.40	0.90	1.00	1.30	4.60	3.80	9.10	4.00
Lu	0.33	0.35	0.15	0.13	0.12	0.09	0.32	0.13	0.14	0.18	0.68	0.59	1.30	0.58

S.I.-Suíte Intrusiva

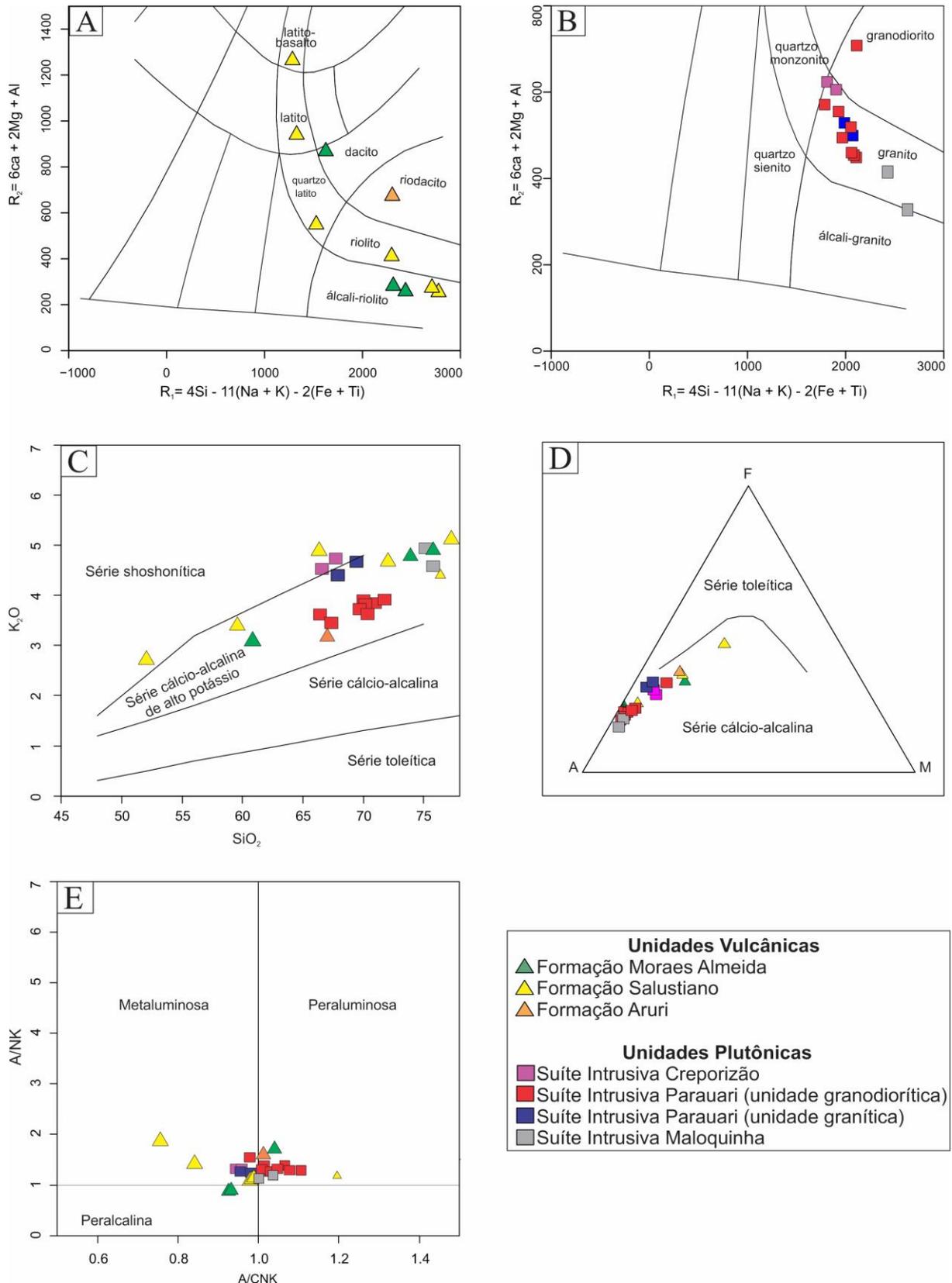


Figura 4.6 - Diagramas geoquímicos de rochas vulcano-plutônicas da área de Trairão. A-B) Diagramas de classificação para as rochas vulcano-plutônicas estudadas segundo De La Roche *et al.* (1980). C) Diagrama K_2O vs. SiO_2 para classificação das séries magmáticas segundo Peccerillo & Taylor (1976). D) Diagrama AFM, indicando o limite entre rochas das séries toleítica e cálcio-alcalina (Irvine & Baragar 1971). E) Diagrama de saturação em alumínio (Shand 1943).

4.5.3.2 Elementos traço

4.5.3.2.1 Unidades vulcânicas

Para determinação do padrão de distribuição dos elementos terras raras (ETR), os teores das amostras foram normalizados pelo Condrito de acordo com Boynton (1984). Dentre as unidades vulcânicas estudadas, as rochas efusivas e vulconoclásticas da FMA possuem os maiores conteúdos de ETR (203-393 ppm). Essas rochas são relativamente enriquecidas em ETRL ($(La/Yb)_N = 6,0-24,5$), exibem fraco fracionamento de ETRP ($(Gd/Yb)_N = 1,1-2,3$) e variada anomalia negativa de Eu ($Eu/Eu^* = 0,2-0,8$) (Figura 4.7A). As rochas da FS têm conteúdo de ETR entre 160,10 e 237,03 ppm, são enriquecidas em ETRL ($(La/Yb)_N = 8,0-30$), mostram um fraco fracionamento de ETRP ($(Gd/Yb)_N = 0,9-3,9$) e variada anomalia negativa de Eu ($Eu/Eu^* = 0,2-0,9$) (Figura 4.7B). A ausência da anomalia negativa de Eu^* do dacito (EY-366) pode ser justificada pelo fracionamento do anfibólio. A única amostra da FA tem conteúdo de ETR de 147,47 ppm com enriquecimento em ETRL ($(La/Yb)_N = 11,7$), fraco fracionamento de ETRP ($(Gd/Yb)_N = 1,6$) e baixa anomalia negativa de Eu ($Eu/Eu^* = 0,7$) (Figura 4.7C).

No diagrama de multielementos normalizado pelo manto primitivo segundo Wood *et al.* (1979), as rochas da FMA e FS mostram um padrão de distribuição dos elementos caracterizados pelo enriquecimento em LILE (e.g. Rb, Th, U e K) e exibem notáveis anomalias negativas de Ta e Nb, Sr, P, Ba e Ti (Figuras 4.8A, B, C). O empobrecimento em elementos como Nb, Sr e Ti são tipicamente encontrados em granitos tipo I gerados em arcos magmáticos (Wernick 2004). As variações nos conteúdos de Rb, Ba e Sr são atribuídas principalmente a cristalização fracionada do feldspato alcalino, plagioclásio e anfibólio. A anomalia negativa de Nb em rochas intermediárias pode ser reflexo da influência de contaminação crustal nesses líquidos (Wilson 1989).

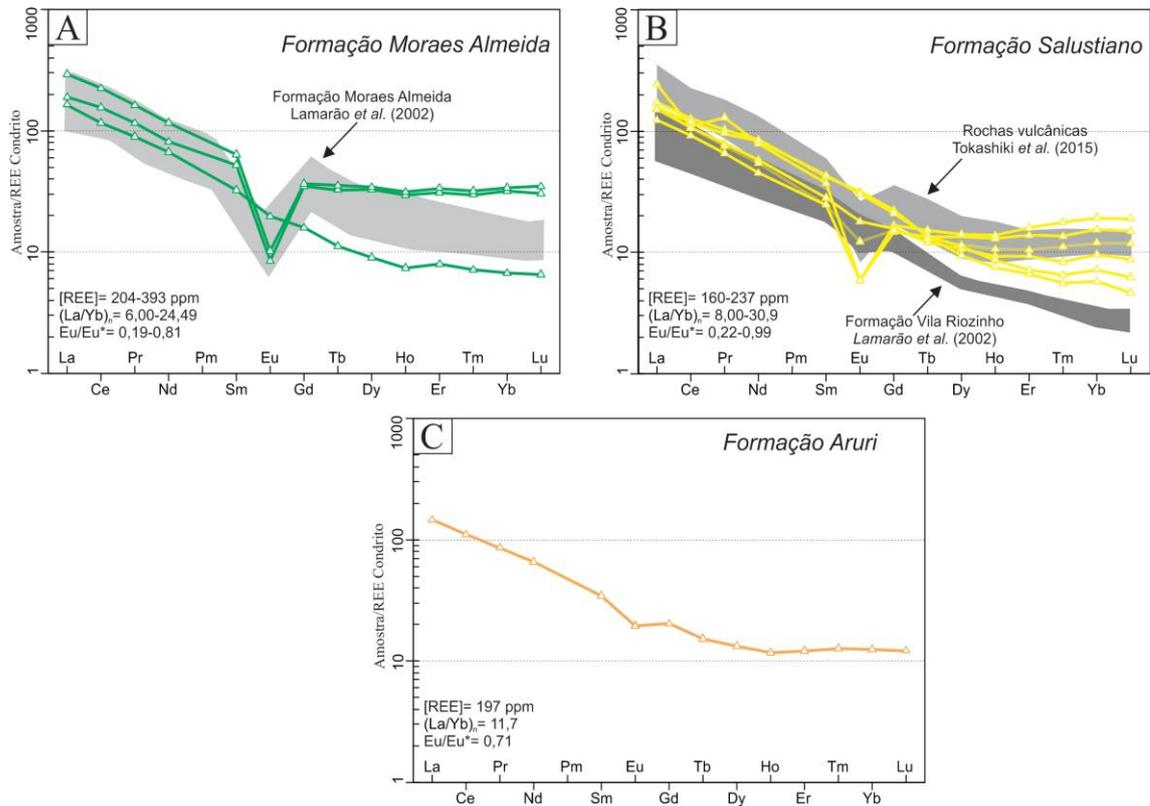


Figura 4.7 - Padrões de elementos terras raras das rochas vulcânicas da área de Trairão, normalizados pelo padrão condritico de Boynton (1984). A) Formação Moraes Almeida. B) Formação Salustiano. C) Formação Aruri.

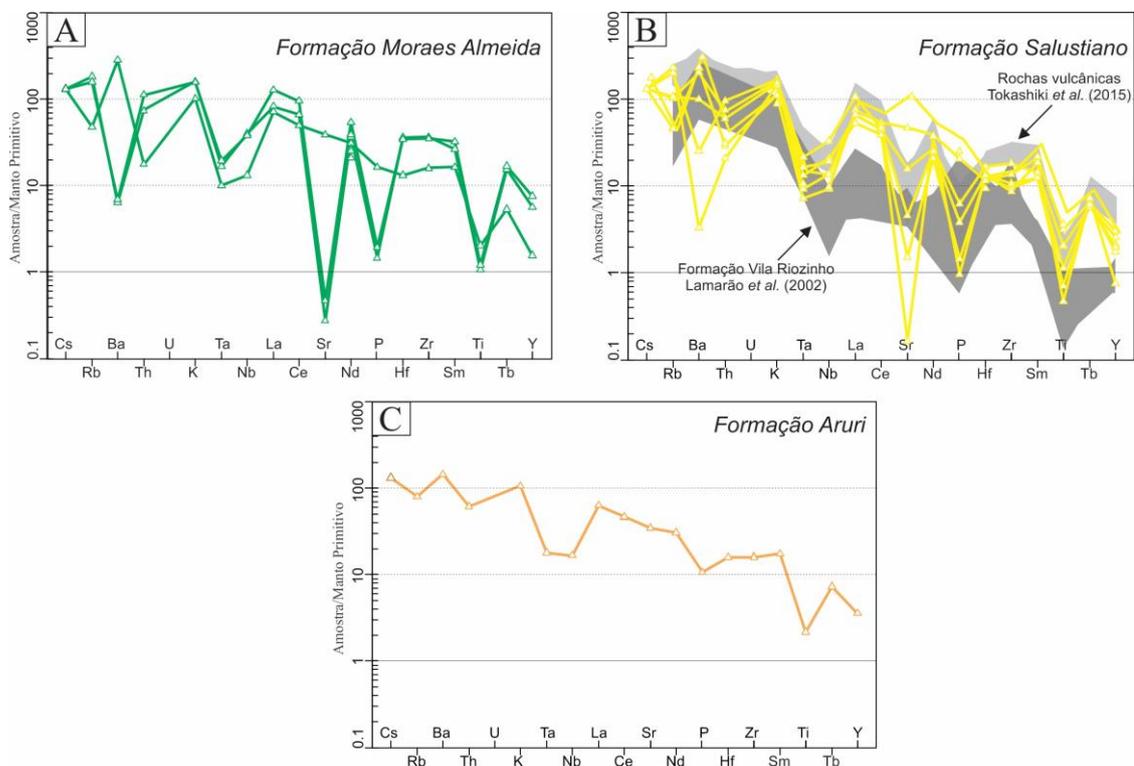


Figura 4.8 - Spidergrams para as rochas vulcânicas da área Trairão, normalizados pelos valores do manto primitivo de Wood *et al.* (1979). A) Formação Moraes Almeida. B) Formação Salustiano. C) Formação Aruri.

4.5.3.2.2 Unidades plutônicas

Os teores dos elementos terras raras (ETR) das rochas das unidades plutônicas foram normalizados pelo Condrito de acordo com Boynton (1984). As rochas da SIC têm conteúdos de ETR ($\Sigma\text{ETR} = 206,67\text{-}233,65$ ppm) com enriquecimento de ETRL ($(\text{La/Yb})_N = 27,0\text{-}30,2$), fraco fracionamento de ETRP ($(\text{Gd/Yb})_N = 3,3$) e baixa anomalia negativa de Eu ($\text{Eu/Eu}^* = 0,7\text{-}0,8$) (Figura 4.9A). As rochas da SIP-Grd tem conteúdo de ETR ($\Sigma\text{ETR} = 96,8\text{-}223,2$ ppm) com enriquecimento de ETRL ($(\text{La/Yb})_N = 11,3\text{-}40,7$), fraco fracionamento de ETRP ($(\text{Gd/Yb})_N = 1,7\text{-}10,3$) e baixa anomalia negativa de Eu ($\text{Eu/Eu}^* = 0,7\text{-}0,8$) (Figura 4.9B). As rochas da SIP-Gn tem conteúdos de ETR ($\Sigma\text{ETR} = 260,4\text{-}312,7$ ppm) com enriquecimento de ETRL ($(\text{La/Yb})_N = 46,1\text{-}49,9$), fraco fracionamento de ETRP ($(\text{Gd/Yb})_N = 2,9\text{-}3,1$) e baixas anomalias negativas de Eu ($\text{Eu/Eu}^* = 0,7\text{-}0,8$) (Figura 4.9C). As rochas da SIM tem conteúdos de ETR ($\Sigma\text{ETR} = 295,9\text{-}366,3$ ppm) com enriquecimento de ETRL ($(\text{La/Yb})_N = 5,9\text{-}13$), fraco fracionamento de ETRP ($(\text{Gd/Yb})_N = 1,6\text{-}1,3$) e elevada anomalia negativa de Eu ($\text{Eu/Eu}^* = 0,1\text{-}0,2$), característica de granitos tipo A (Figura 4.9D).

No diagrama de multielementos normalizado pelo Manto Primitivo de Wood *et al.* (1979), todas as rochas das unidades plutônicas mostram um padrão de distribuição dos elementos caracterizados pelo enriquecimento em LILE (e.g. Rb, Th, U e K) e exibem notáveis anomalias negativas de Nb, Sr, P e Ti (Figuras 4.10A, B, C, D). As rochas da SIM possuem concentrações mais elevadas de Rb, Th, Ta, Hf, Y, conferindo a esta unidade uma assinatura alcalina, ou tipo A (Figura 4.10D), tal comportamento contrasta das demais unidades plutônicas. A anomalia negativa de Sr sugere um maior fracionamento em plagioclásio e anfibólio. O fracionamento da titanita pode influenciar no comportamento do Nb e Ti, já o fracionamento de minerais como biotita e apatita pode refletir no comportamento do P.

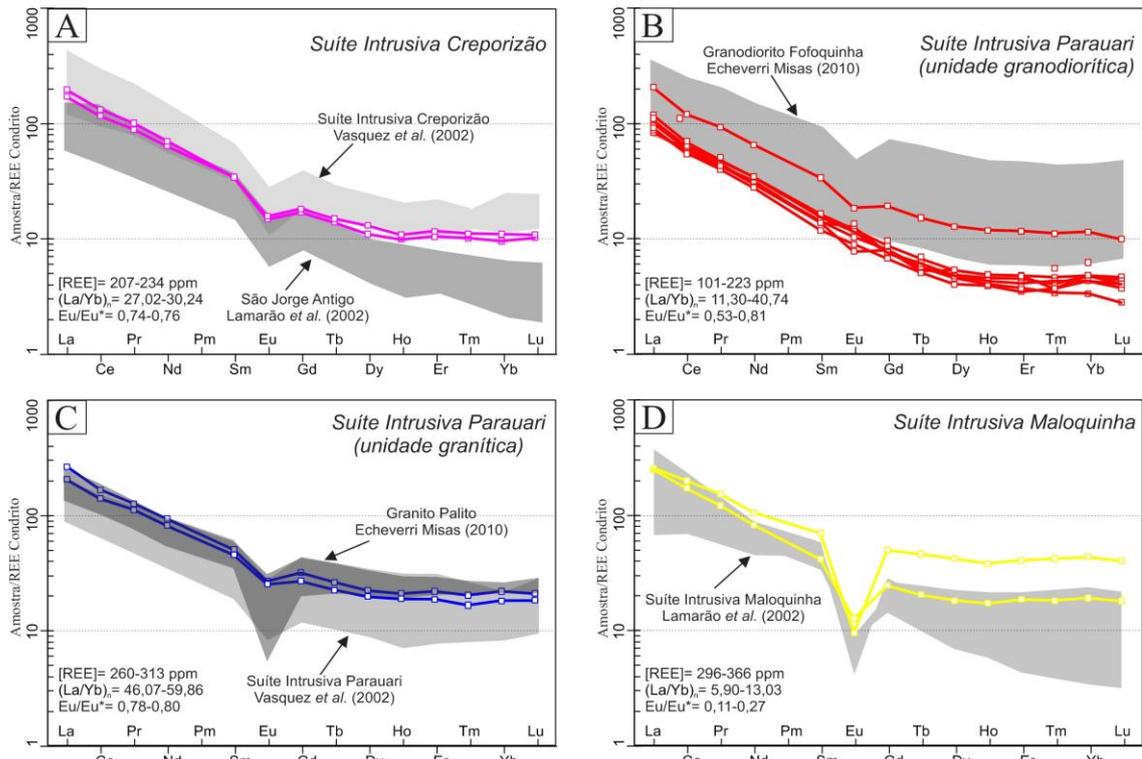


Figura 4.9 - Padrões de elementos terras raras das rochas plutônicas da área de Trairão, normalizados pelo padrão condritico de Boynton (1984). A) Suíte Intrusiva Creporizão. B) Suíte Intrusiva Parauari (unidade granodiorítica). C) Suíte Intrusiva Parauari (unidade granítica). D) Suíte Intrusiva Maloquinha.

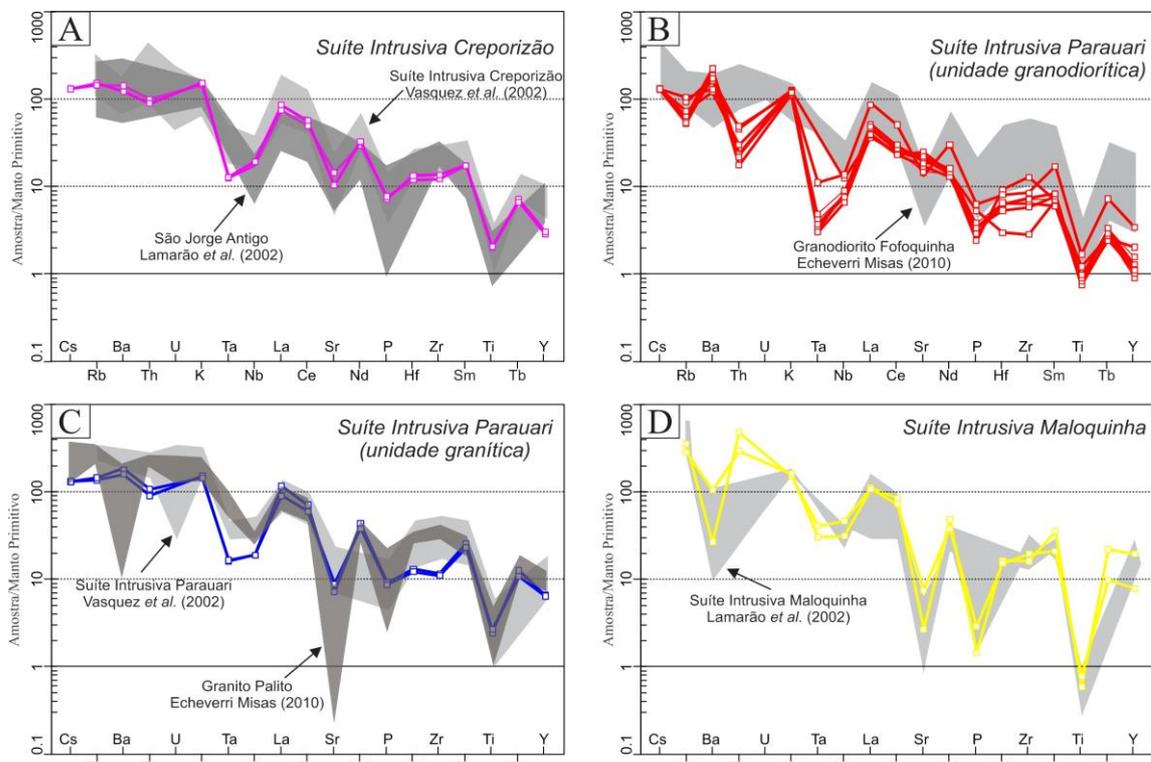


Figura 4.10 - Spidergrams para as rochas plutônicas da área Trairão, normalizados pelos valores do Manto Primitivo de Wood et al. (1979). A) Suíte Intrusiva Creporizão. B) Suíte Intrusiva Parauari (unidade granodiorítica). C) Suíte Intrusiva Parauari (unidade granítica). D) Suíte Intrusiva Maloquinha.

4.5.3.3 Tipologia e ambiente tectônico

Ao considerar o diagrama ternário de discriminação tectônica de Harris *et al.* (1986), utilizando o conteúdo de Rb, Ta e Hf (Figura 4.11A), observa-se que as unidades vulcano-plutônicas da área de Trairão se formaram predominantemente em ambiente de arco vulcânico. A única exceção são as amostras da Suíte Intrusiva Maloquinha, que estão na transição entre os campos de arco vulcânico e granitos pós orogênicos a tardios.

No diagrama Rb vs. (Y + Nb) de Pearce *et al.* (1984) (Figura 4.11B), quase todas as unidades mostram afinidade com ambiente de arco vulcânico (VAG), exceto as rochas da Suíte Intrusiva Maloquinha e Formação Moraes Almeida, que mostram afinidade para um ambiente intraplaca (WPG).

No diagrama de discriminação de ambiente tectônico (Nb/Zr)_N vs. Zr de Thiéblemont & Tegye (1994) (Figura 4.11C), as rochas Suíte Intrusiva Parauari (unidade granodiorítica) mostram afinidade predominantemente com granitos de arco magmático, as amostras das suítes Creporizão, Parauari (unidade granítica), Maloquinha e as formações Moraes Almeida e Aruri diferem da SIP (unidade granodiorítica), e mostram um *trend* no campo do granito pós-colisional.

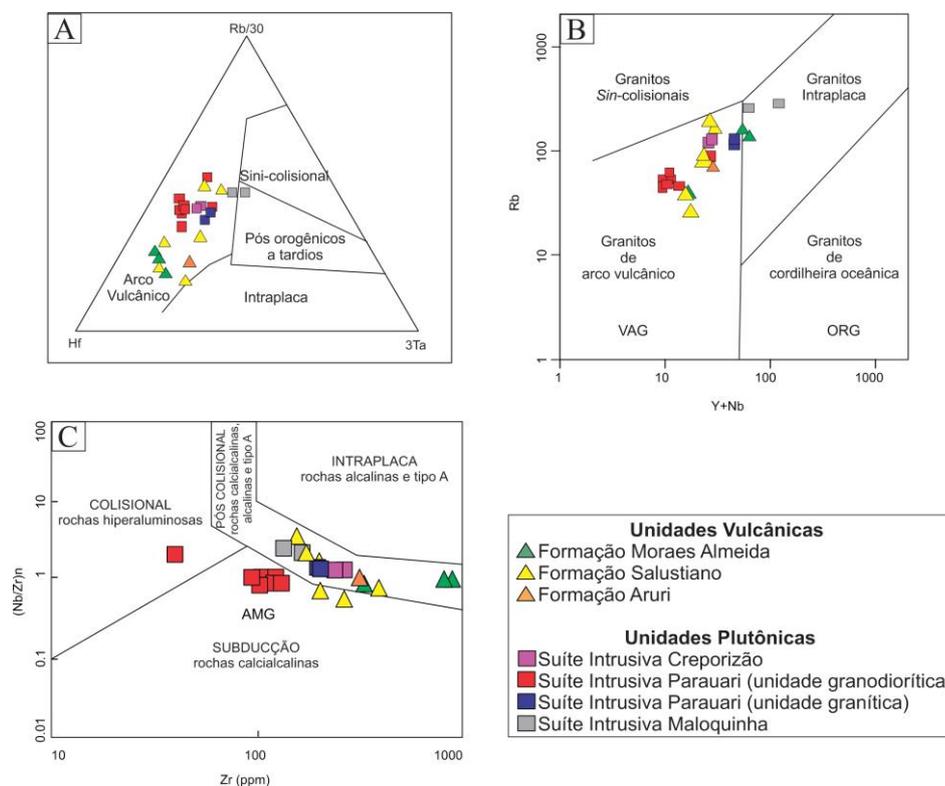


Figura 4.11 - Diagramas de discriminação tectônica para as rochas vulcano-plutônicas da área Trairão. A) Diagrama ternário Rb/30-Hf-3Ta de Harris *et al.* (1986). B) Rb vs. Y+Nb de Pearce *et al.* (1984). C) Diagrama (Nb/Zr)_N vs. Zr de Thiéblemont & Tegye (1994).

4.5.4 Geocronologia U-Pb em zircão

Foram selecionadas sete amostras de diferentes litotipos para o estudo geocronológico U-Pb *in situ* em zircão, usando como critério de escolha a classificação petrográfica e a distribuição espacial das amostras na área de estudo. Os grãos foram coletados a partir da fração granulométrica de 125 e 250 μm . Em todas as amostras, as análises U-Pb foram realizadas em 36 cristais de zircão. Os resultados que apresentaram alta contribuição de Pb comum (valores de $f_{206} > 0,015$) e pontos altamente discordantes não foram utilizados nos cálculos de idade. Os dados analíticos U-Pb das amostras datadas estão apresentadas na Tabela 4.7.

4.5.4.1 Rochas Vulcânicas

Na **Formação Moraes Almeida**, a amostra selecionada para o estudo geocronológico é um dacito fírico (MR-97), cujo ponto de coleta tem coordenadas geográficas $56^{\circ}00'22,1''\text{W}$ e $4^{\circ}33'44,2''\text{S}$. Em geral, os cristais são euédricos a subédricos, prismáticos, com arestas moderadamente arredondadas (Figura 4.12A). O comprimento varia de 45 μm a 120 μm (razão largura: comprimento entre 1:2 e 1:3), exibem zoneamento oscilatório fraco e pequenas fraturas. Os resultados indicaram duas idades a partir de pontos concordantes, uma de 1877 ± 14 Ma (2σ ; MSWD = 1,4; n = 6), interpretada como idade de cristalização, e outra de 1965 ± 14 Ma (2σ ; MSWD = 1,6; n = 4), como a idade de cristais herdados (Figura 4.14A).

Na **Formação Salustiano**, foi selecionado para datação um ignimbrito riolítico não soldado (MR-54), cujas coordenadas geográficas do ponto de coleta são $55^{\circ}54'56,5''\text{W}$ e $4^{\circ}42'58,7''\text{S}$. Os cristais de zircão dessa amostra variam de euédrico a subédrico, prismáticos, com arestas levemente arredondadas (Figura 4.12B). O comprimento varia de 80 μm a 150 μm (razão largura: comprimento entre 1:2 e 1:3). Exibem zoneamento oscilatório e pequenas inclusões. As análises U-Pb forneceram uma idade no intercepto superior de 1965 ± 28 Ma (2σ ; MSWD = 0,83; n = 18) e uma idade a partir de pontos concordantes de 1975 ± 11 Ma (2σ ; MSWD = 0,27; n = 8) (Figura 4.14B).

Na **Formação Aruri**, foi selecionado para o estudo geocronológico, um tufo de cristais félsicos (MR-74), coletado no ponto com coordenadas geográficas $55^{\circ}42'31,2''\text{W}$ e $4^{\circ}34'57,6''\text{S}$. Os cristais de zircão dessa rocha variam de euédrico a subédrico, são prismáticos, com arestas pouco arredondadas (Figura 4.12C). O comprimento varia de 80 μm a 200 μm (razão largura: comprimento entre 1:2 e 1:4) exibem núcleos com zoneamento oscilatório e pequenas inclusões. As análises U-Pb indicaram duas idades obtidas a partir de pontos concordantes, uma de 1867 ± 7 Ma (2σ ; MSWD = 0,15; n = 13), explicada como idade de cristalização, e outra de 1979 ± 14 Ma (2σ ; MSWD = 0,13, n = 4), interpretada como a idade de cristais herdados (Figura 4.14C).

4.5.4.2 Rochas Plutônicas

Na **Suíte Intrusiva Creporizão**, a amostra selecionada para o estudo geocronológico constitui um anfibólio monzogranito (FH-93), cujas coordenadas geográficas do ponto de coleta são $56^{\circ}15'03,3''\text{W}$ e $4^{\circ}46'38,2''\text{S}$. Seus cristais são euédricos a subédricos, com arestas arredondadas ou subarredondadas, raramente prismáticas. Imagens de catodoluminescência exibem zoneamento oscilatório ígneo e pequenas inclusões (Figura 4.13A). O comprimento varia de $45\ \mu\text{m}$ a $220\ \mu\text{m}$ (razão largura: comprimento entre 1:2 e 1:4). Os resultados indicaram uma idade de cristalização concordante de $1980\pm 6\ \text{Ma}$ (2σ ; MSWD = 0,19; n = 18) (Figura 4.15A).

Na **Suíte Intrusiva Parauari-unidade granodiorítica**, a amostra selecionada para o estudo geocronológico foi um biotita-anfibólio sienogranito (MR-109), cujas coordenadas geográficas do afloramento são $56^{\circ}11'35,7''\text{W}$ e $5^{\circ}07'36,1''\text{S}$. Os cristais de zircão variam de euédricos a subédricos, são prismáticos e geralmente apresentam zoneamento oscilatório ígneo, truncado por fraturas em alguns cristais (Figura 4.13B). O comprimento varia de $45\ \mu\text{m}$ a $150\ \mu\text{m}$ (razão largura: comprimento entre 1:2 e 1:3). Exibem núcleos com zoneamento oscilatório e pequenas inclusões. Os resultados indicaram uma idade concordante de $1876\pm 9\ \text{Ma}$ (2σ ; MSWD = 0,30; n = 6) (Figura 4.15B).

Para a **Suíte Intrusiva Parauari-unidade granítica**, a amostra selecionada para o estudo geocronológico foi um biotita-anfibólio sienogranito (MR-38), com coordenadas geográficas $55^{\circ}40'54,7''\text{W}$ e $4^{\circ}43'00,6''\text{S}$. Os grãos de zircão variam de euédricos a subédricos, são prismáticos, com arestas levemente arredondadas (Figura 4.13C). O comprimento varia de $45\ \mu\text{m}$ a $140\ \mu\text{m}$ (razão largura: comprimento entre 1:2 e 1:3). Exibem núcleos com zoneamento truncado e pequenas inclusões. As análises U-Pb apresentaram uma idade a partir de pontos concordantes de $1867\pm 15\ \text{Ma}$ (2σ ; MSWD = 0,19; n = 10) (Figura 4.15C).

Na **Suíte Intrusiva Maloquinha**, a amostra selecionada para o estudo geocronológico (EY-350) foi um biotita-anfibólio sienogranito coletado no ponto sob coordenadas geográficas $56^{\circ}13'40,1''\text{W}$ e $4^{\circ}56'34,4''\text{S}$. Os grãos de zircão (Figura 4.13D) variam de euédrico a subédrico, são prismáticos, com arestas levemente arredondadas. O comprimento varia de $45\ \mu\text{m}$ a $150\ \mu\text{m}$ (razão largura: comprimento entre 1:2 e 1:3). Em relação às outras amostras, o zoneamento é muito mais discreto, dominando nas bordas, e exibe diminutas inclusões. Os resultados U-Pb indicaram uma idade concordante de $1880\pm 10\ \text{Ma}$ (2σ ; MSWD = 0,54; n = 9) (Figura 4.15D).

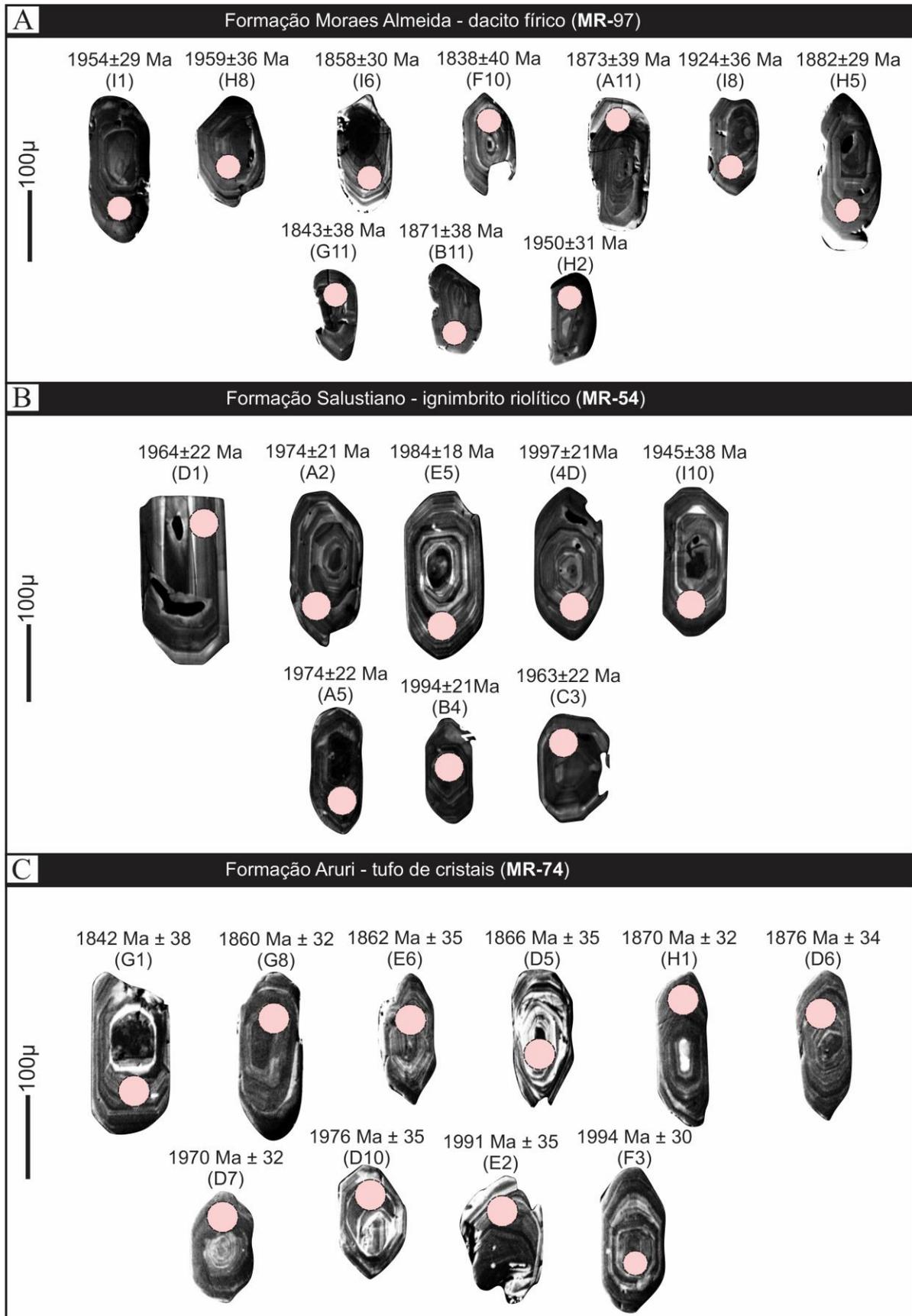


Figura 4.12 - Imagens em catodoluminescência representativas dos grãos de zircão das amostras de rochas vulcânicas (A-C). Os círculos representam a posição dos *spots* da análise U-Pb (25 μm). Siglas e idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ são referentes à análise do *spot*.

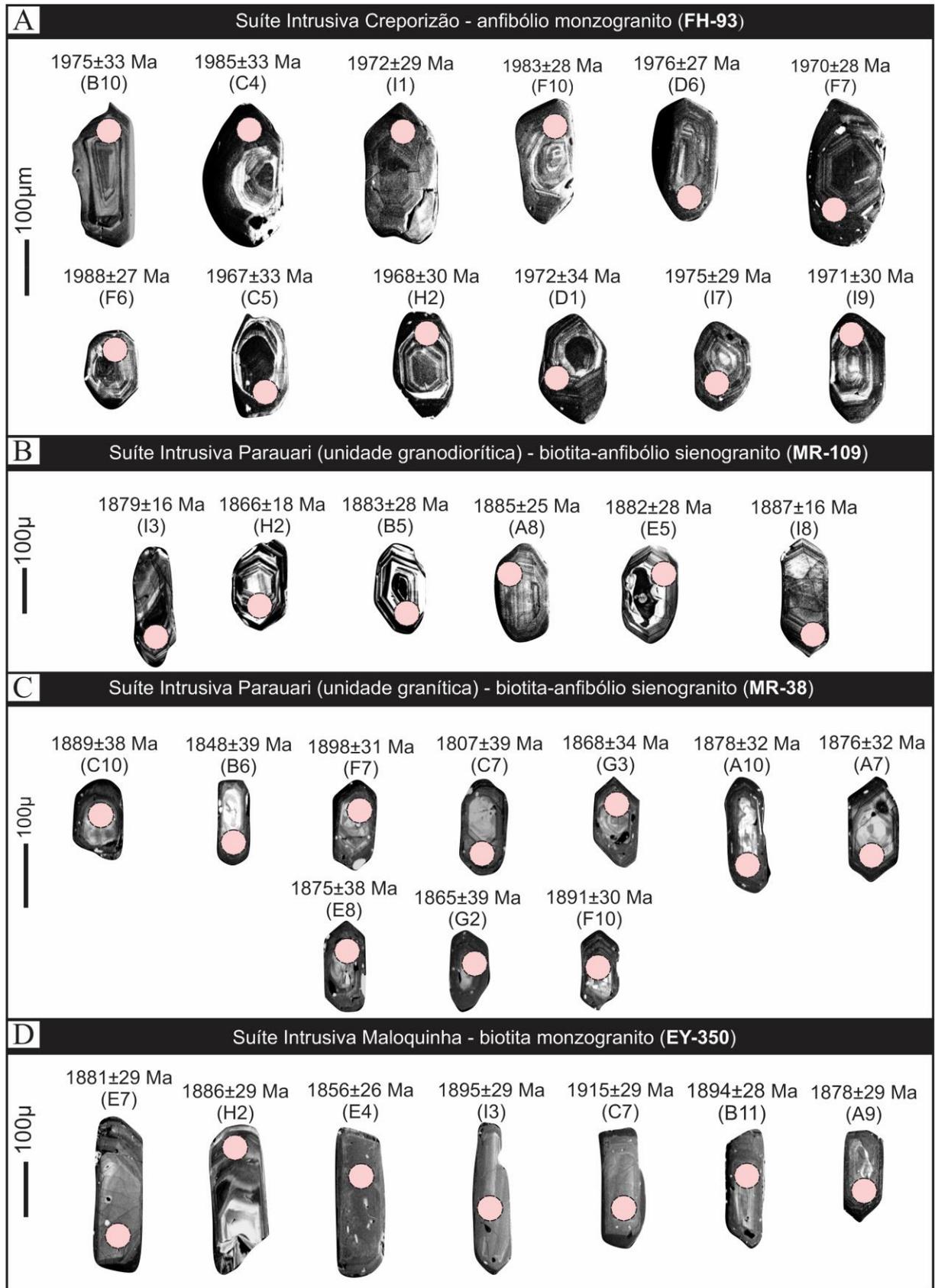


Figura 4.13 - Imagens representativas de catodoluminescência dos grãos de zircão das amostras de rochas plutônicas (A-D). Os círculos representam a posição dos *spots* da análise U-Pb (25 µm). Siglas e idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ são referentes à análise do *spot*.

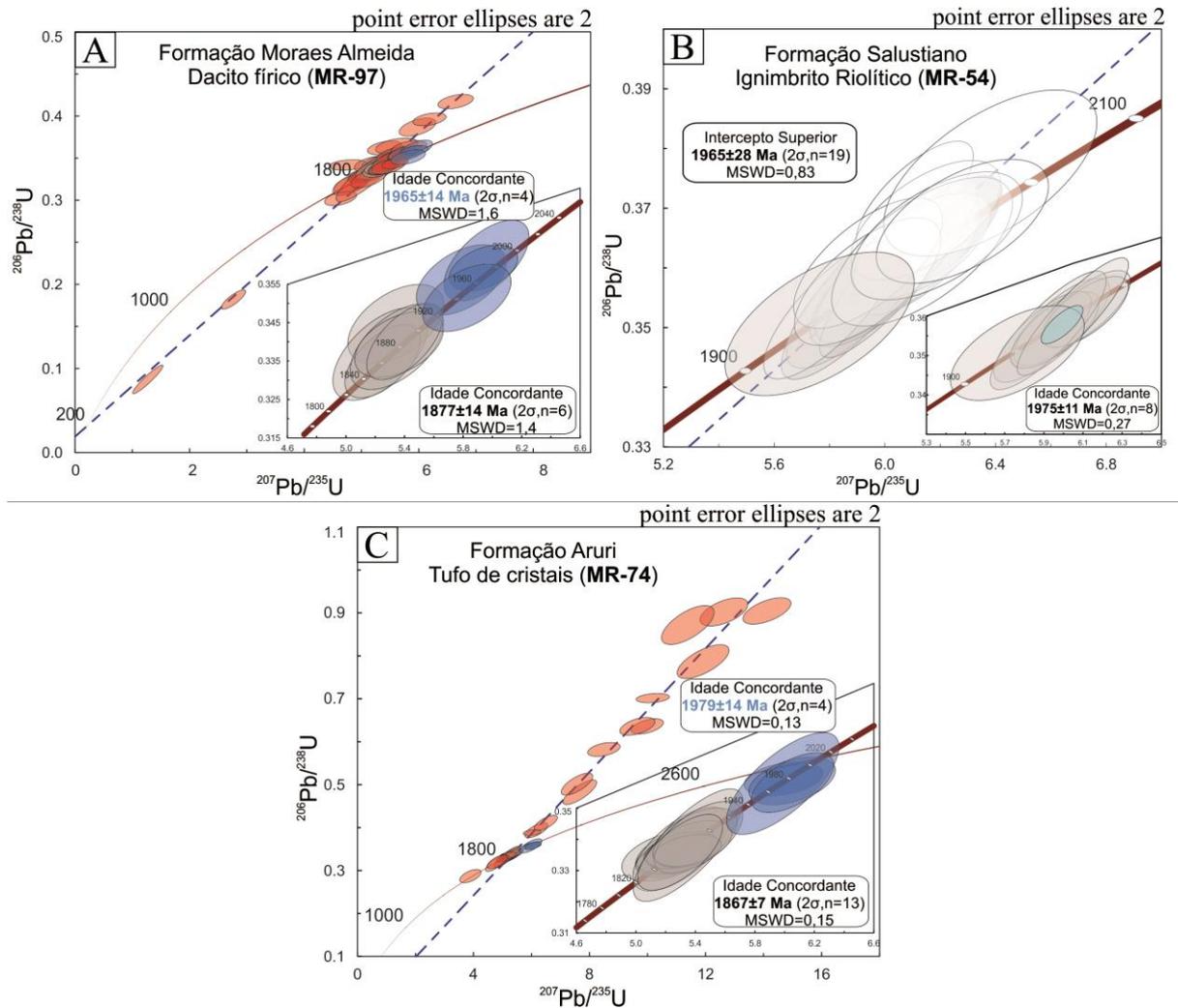


Figura 4.14 - Diagramas Concórdia de rochas vulcânicas de Trairão. As elipses em vermelho indicam os pontos não utilizados para o cálculo da idade. A) Formação Moraes Almeida (MR-97). B) Formação Salustiano (MR-54). C) Formação Aruri (MR-74).

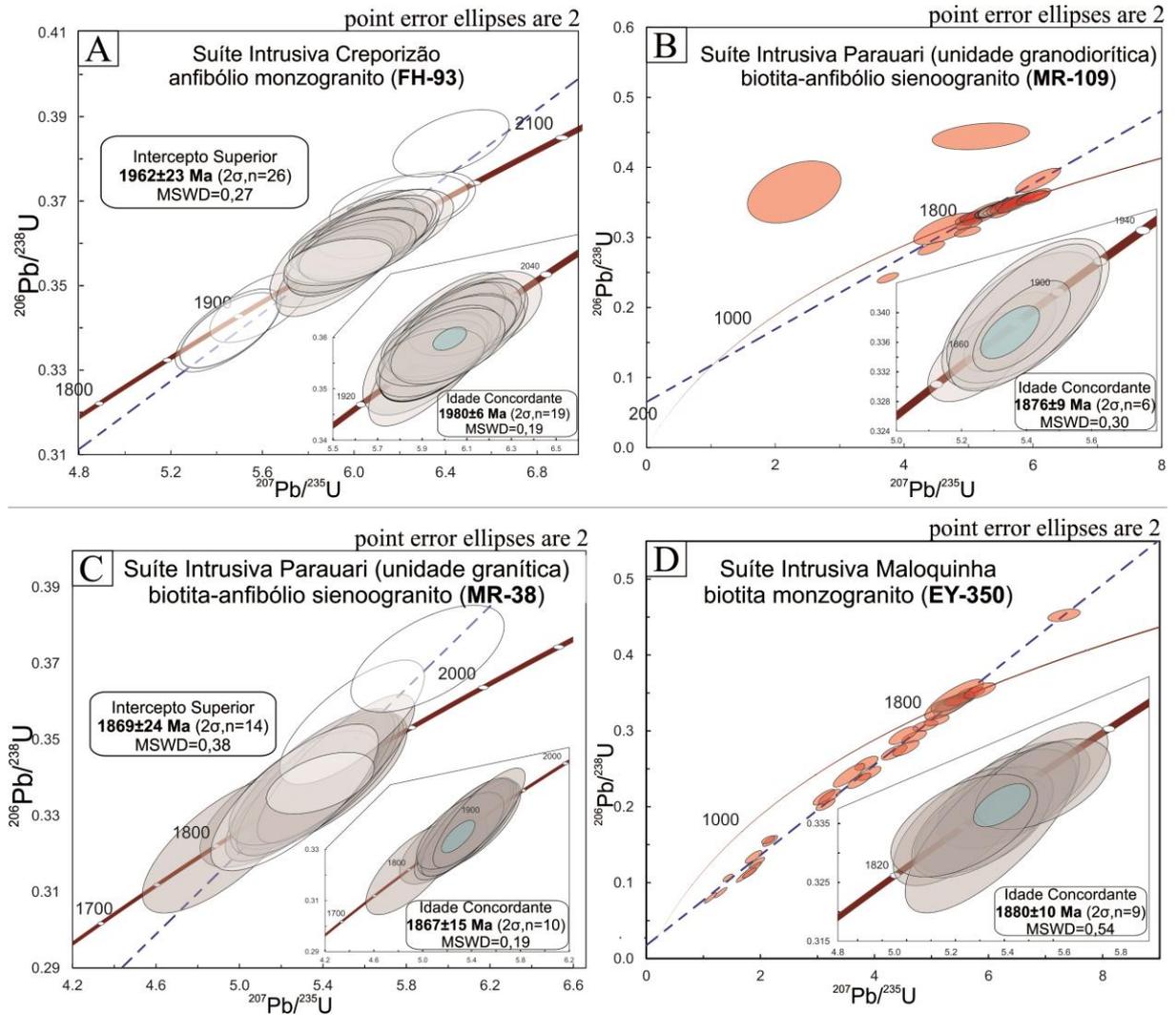


Figura 4.15 - Diagramas Concórdia de rochas plutônicas de Trairão. As elipses em vermelho indicam os pontos não utilizados para o cálculo da idade. A) Suíte Intrusiva Creporizão (FH-93). B) Suíte Intrusiva Parauari (unidade granodiorítica; MR-109). C) Suíte Intrusiva Parauari (unidade granítica; MR-38). D) Suíte Intrusiva Maloquinha (EY-350).

Tabela 4.7 - Dados isotópicos U-Pb em zircão por LA-MC-ICP-MS das amostras estudadas.

(continua)

Spot ID	f^{206a}	Pb (ppm)	Th (ppm)	U (ppm)	Th/U ^b	Isotope ratios ^c						Ages (Ma)					Conc ^e (%)		
						²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U		²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U		Rho ^c	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ U ^d		²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U		²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U			²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	
						1 σ (%)	1 σ (%)	1 σ (%)	1 σ (%)		1 σ (abs)	1 σ (abs)	1 σ (abs)	1 σ (abs)					
Formação Moraes Almeida - dacito fírico (MR-97)																			
C11	0.026	34	70	69	1.01	4.77	2.85	0.34	0.75	0.26	0.10	2.75	1897	14	1780	51	1646	45	115
D5	0.025	17	32	51	0.62	1.28	8.51	0.09	8.02	0.94	0.11	2.84	539	43	835	71	1736	49	31
H6	0.061	57	96	64	1.52	5.41	2.26	0.36	0.93	0.41	0.11	2.06	1994	18	1887	43	1770	36	113
I11	0.013	41	75	90	0.84	4.83	2.58	0.32	1.38	0.53	0.11	2.18	1788	25	1790	46	1793	39	100
E7	0.053	60	113	107	1.07	4.84	2.83	0.32	1.81	0.64	0.11	2.18	1790	32	1793	51	1796	39	100
C8	0.021	31	66	63	1.05	5.22	2.62	0.34	1.13	0.43	0.11	2.36	1902	22	1855	49	1803	43	105
B4	0.026	70	209	313	0.67	2.77	3.13	0.18	2.59	0.83	0.11	1.77	1079	28	1348	42	1805	32	60
J9	0.013	40	84	109	0.77	5.09	2.32	0.33	0.84	0.36	0.11	2.16	1846	16	1834	42	1821	39	101
B9	0.034	53	119	120	1.00	4.64	2.46	0.30	1.15	0.47	0.11	2.18	1703	20	1757	43	1822	40	94
C7	0.022	44	113	92	1.24	5.07	2.40	0.33	1.05	0.44	0.11	2.16	1835	19	1831	44	1827	39	100
A4	0.090	50	52	82	0.64	5.62	2.67	0.36	1.06	0.40	0.11	2.45	2004	21	1920	51	1830	45	110
G5	0.031	38	87	87	1.01	5.27	2.06	0.34	1.33	0.64	0.11	1.58	1893	25	1864	38	1831	29	103
D2	0.020	36	69	58	1.20	5.99	2.19	0.39	1.14	0.52	0.11	1.87	2110	24	1974	43	1835	34	115
F10	0.014	36	69	80	0.87	5.34	2.51	0.34	1.22	0.49	0.11	2.19	1909	23	1875	47	1838	40	104
J11	0.015	60	127	109	1.17	5.12	4.41	0.33	3.88	0.88	0.11	2.11	1838	71	1839	81	1841	39	100
G11	0.013	66	122	180	0.68	5.23	2.52	0.34	1.46	0.58	0.11	2.06	1871	27	1858	47	1843	38	102
B2	0.011	37	52	74	0.71	6.20	1.91	0.40	0.79	0.41	0.11	1.74	2153	17	2004	38	1854	32	116
I6	0.010	37	80	74	1.09	5.25	2.01	0.33	1.16	0.58	0.11	1.63	1862	22	1860	37	1858	30	100
E2	0.016	33	61	63	0.98	5.54	2.11	0.35	1.16	0.55	0.11	1.76	1952	23	1907	40	1860	33	105
E8	0.025	53	101	116	0.87	5.13	2.48	0.33	1.40	0.57	0.11	2.05	1820	26	1840	46	1864	38	98
B11	0.009	97	184	191	0.97	5.35	2.43	0.34	1.35	0.55	0.11	2.03	1881	25	1876	46	1871	38	101
A11	0.009	64	104	137	0.76	5.36	2.31	0.34	1.03	0.45	0.11	2.06	1883	19	1879	43	1873	39	101
J5	0.007	37	67	78	0.86	5.55	1.85	0.35	1.05	0.56	0.11	1.53	1941	20	1908	35	1874	29	104
G6	0.021	43	79	85	0.94	5.36	1.88	0.34	0.97	0.52	0.11	1.61	1878	18	1878	35	1879	30	100
H5	0.006	52	102	106	0.96	5.40	1.96	0.34	1.19	0.61	0.12	1.55	1887	23	1885	37	1882	29	100
C3	0.014	39	54	86	0.63	5.40	1.98	0.34	1.07	0.54	0.12	1.66	1887	20	1885	37	1883	31	100
A1	0.013	41	83	76	1.11	6.65	1.90	0.42	0.84	0.44	0.12	1.71	2249	19	2066	39	1888	32	119
A10	0.007	72	134	143	0.94	5.52	2.47	0.35	1.45	0.59	0.12	2.00	1919	28	1904	47	1889	38	102
G7	0.010	80	156	174	0.90	5.47	2.21	0.34	1.09	0.49	0.12	1.92	1888	21	1897	42	1906	37	99
H7	0.012	84	174	175	1.00	5.84	2.19	0.36	0.97	0.44	0.12	1.97	1995	19	1952	43	1906	38	105
A3	0.015	36	71	71	1.00	5.72	1.87	0.35	0.90	0.48	0.12	1.65	1958	18	1935	36	1911	31	102
I8	0.009	42	72	94	0.76	5.79	2.17	0.36	1.05	0.49	0.12	1.89	1964	21	1944	42	1924	36	102
C5	0.008	66	172	152	1.14	5.59	1.68	0.34	0.78	0.46	0.12	1.49	1907	15	1915	32	1924	29	99
H2	0.009	71	168	111	1.52	5.96	1.99	0.36	1.19	0.60	0.12	1.60	1988	24	1970	39	1950	31	102
I1	0.004	91	132	220	0.60	5.94	1.61	0.36	0.68	0.42	0.12	1.46	1979	13	1967	32	1954	29	101
H8	0.008	83	195	176	1.11	5.82	2.12	0.35	1.02	0.48	0.12	1.86	1942	20	1950	41	1959	36	99

(continuação)

Spot ID	f^{206a}	Pb (ppm)	Th (ppm)	U (ppm)	Th/U ^b	Isotope ratios ^c					Ages (Ma)					Conc _e (%)			
						²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1 σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1 σ	Rho ^c	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ U ^d	1 σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1 σ (abs)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U		1 σ (abs)	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1 σ (abs)
Formação Salustiano - ignimbrito riolítico (MR-54)																			
A2	0.004	50	114	97	1.18	5.96	1.55	0.36	1.11	0.71	0.12	1.09	1966	22	1970	31	1974	21	100
A4	0.009	81	194	133	1.47	5.83	3.14	0.35	2.95	0.94	0.12	1.10	1946	57	1950	61	1954	22	100
A5	0.014	100	154	180	0.86	5.99	1.67	0.36	1.26	0.76	0.12	1.09	1975	25	1975	33	1974	22	100
B2	0.025	27	43	33	1.29	6.82	6.57	0.43	6.41	0.98	0.12	1.45	2293	147	2088	137	1892	27	121
B3	0.003	59	97	123	0.80	6.19	1.55	0.37	1.13	0.73	0.12	1.05	2008	23	2003	31	1999	21	100
B4	0.007	97	172	178	0.97	6.12	1.52	0.36	1.11	0.73	0.12	1.04	1991	22	1992	30	1994	21	100
C4	0.011	146	357	237	1.52	8.30	1.29	0.50	0.73	0.56	0.12	1.07	2598	19	2264	29	1974	21	132
C3	0.007	73	164	133	1.24	5.89	1.72	0.35	1.33	0.77	0.12	1.10	1957	26	1960	34	1963	22	100
D4	0.001	53	115	110	1.05	6.11	1.46	0.36	1.01	0.70	0.12	1.05	1988	20	1992	29	1997	21	100
D1	0.016	42	73	68	1.09	5.92	2.05	0.36	1.73	0.84	0.12	1.10	1965	34	1965	40	1964	22	100
D3	0.002	76	129	155	0.84	6.11	1.41	0.37	1.04	0.74	0.12	0.96	2038	21	1992	28	1944	19	105
E4	0.080	55	76	79	0.96	5.10	4.19	0.36	2.83	0.68	0.10	3.09	1994	56	1837	77	1663	51	120
D5	0.025	57	113	89	1.28	5.12	4.13	0.33	3.92		0.11	1.31	1835	72	1839	76	1843	24	100
E5	0.002	72	153	140	1.11	6.05	1.92	0.36	1.69	0.88	0.12	0.91	1982	34	1983	38	1984	18	100
D6	0.010	55	102	131	0.79	5.64	1.74	0.35	1.40	0.80	0.12	1.04	1926	27	1923	34	1920	20	100
B6	0.006	41	84	87	0.97	5.80	1.69	0.35	1.33	0.79	0.12	1.03	1949	26	1947	33	1945	20	100
B5	0.044	88	122	149	0.83	5.35	3.19	0.34	3.01	0.94	0.11	1.06	1880	57	1877	60	1873	20	100
C7	0.015	66	164	108	1.52	5.71	5.06	0.36	4.95	0.98	0.12	1.04	1965	97	1933	98	1900	20	103
E7	0.015	281	173	191	0.91	6.91	1.55	0.41	0.80	0.51	0.12	1.33	2193	17	2100	33	2010	27	109
C8	0.000	38	102	81	1.28	6.32	1.91	0.37	1.33	0.69	0.12	1.38	2020	27	2021	39	2022	28	100
B9	0.000	79	181	157	1.16	6.13	1.64	0.36	1.00	0.61	0.12	1.31	2000	20	1995	33	1991	26	100
D9	0.006	51	88	93	0.96	6.48	1.95	0.37	1.45	0.74	0.13	1.31	2040	30	2043	40	2046	27	100
D10	0.001	34	51	69	0.74	6.15	1.80	0.37	1.11	0.62	0.12	1.42	2020	22	1997	36	1973	28	102
E10	0.002	106	168	192	0.88	5.94	1.85	0.36	1.24	0.67	0.12	1.38	1986	25	1967	36	1947	27	102
E11	0.026	56	81	111	0.74	5.44	1.91	0.34	1.21	0.63	0.12	1.48	1889	23	1891	36	1893	28	100
F10	0.007	104	242	185	1.32	5.94	1.82	0.36	1.22	0.67	0.12	1.35	1972	24	1967	36	1962	27	100
I11	0.011	62	58	65	0.90	15.05	1.84	0.92	1.23	0.67	0.12	1.36	4215	52	2819	52	1931	26	218
H1	0.004	21	34	42	0.82	6.38	2.47	0.38	1.51	0.61	0.12	1.95	2057	31	2030	50	2002	39	103
J1	0.001	49	111	81	1.38	6.69	2.07	0.39	1.18	0.57	0.12	1.70	2131	25	2071	43	2012	34	106
I2	0.006	88	211	166	1.28	6.14	2.18	0.36	1.41	0.65	0.12	1.66	1995	28	1995	43	1995	33	100
I3	0.002	103	179	189	0.95	6.34	2.13	0.37	1.37	0.64	0.12	1.63	2024	28	2024	43	2024	33	100
G3	0.003	71	144	131	1.10	6.80	2.15	0.40	1.37	0.63	0.12	1.66	2155	29	2085	45	2017	34	107
G4	0.009	211	581	381	1.54	6.19	2.04	0.37	1.20	0.59	0.12	1.66	2008	24	2003	41	1998	33	100
J7	0.001	74	149	143	1.05	6.28	2.03	0.37	1.15	0.57	0.12	1.67	2019	23	2016	41	2012	34	100
H9	0.002	73	144	142	1.03	6.41	2.04	0.37	1.21	0.59	0.13	1.65	2037	25	2034	42	2031	33	100
I10	0.012	32	51	70	0.73	5.76	2.43	0.35	1.40	0.58	0.12	1.98	1938	27	1941	47	1945	38	100

(continuação)

Spot ID	f^{206a}	Pb (ppm)	Th (ppm)	U (ppm)	Th/U ^b	Isotope ratios ^c						Ages (Ma)						Conc ^e (%)	
						²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U		²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U		Rho ^c	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ U ^d		²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U		²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U		²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb		
						1 σ (%)	1 σ (%)	1 σ (%)	1 σ (%)		1 σ (abs)	1 σ (abs)	1 σ (abs)	1 σ (abs)					
Formação Aruri - tufo de cristais (MR-74)																			
G1	0.01	35	54	66	0.84	5.19	2.27	0.33	0.97	0.43	0.11	2.05	1880	18	1852	42	1842	38	101
E5	0.007	32	40	49	0.82	6.18	2.64	0.39	1.78	0.68	0.11	1.95	2142	38	2001	53	1858	36	115
G8	0	54	76	126	0.60	5.23	1.82	0.33	0.61	0.34	0.11	1.71	1855	11	1857	34	1860	32	100
H4	0	149	291	347	0.85	5.24	1.83	0.33	0.58	0.32	0.11	1.73	1857	11	1859	34	1861	32	100
E6	0.01	34	57	75	0.76	5.27	2.10	0.34	0.96	0.46	0.11	1.86	1866	18	1864	39	1862	35	100
A9	0.009	100	103	153	0.68	10.00	2.28	0.64	1.14	0.50	0.11	1.97	3175	36	2435	55	1863	37	170
D5	0.01	39	54	91	0.60	5.30	2.49	0.34	1.63	0.66	0.11	1.88	1872	31	1869	46	1866	35	100
H1	0	65	124	139	0.90	5.31	1.86	0.34	0.72	0.39	0.11	1.72	1870	13	1870	35	1870	32	100
E1	0.01	42	143	92	1.56	5.31	1.95	0.34	0.71	0.36	0.11	1.81	1869	13	1870	36	1871	34	100
D6	0.01	72	118	146	0.81	5.35	2.82	0.34	2.18	0.77	0.11	1.79	1878	41	1877	53	1876	34	100
F2	0.01	30	49	65	0.76	5.40	2.14	0.34	1.14	0.53	0.11	1.81	1889	22	1885	40	1880	34	101
F3	0	46	83	106	0.79	5.38	2.03	0.34	0.89	0.44	0.12	1.82	1880	17	1882	38	1883	34	100
H3	0	94	214	193	1.12	5.35	1.73	0.34	0.62	0.36	0.12	1.61	1870	12	1877	32	1884	30	99
F7	0.01	72	107	154	0.70	5.42	2.25	0.34	1.38	0.61	0.12	1.78	1890	26	1888	42	1886	33	100
D7	0	103	70	267	0.27	5.99	1.81	0.36	0.61	0.34	0.12	1.70	1979	12	1975	36	1970	33	100
D10	0.008	40	88	76	1.18	5.99	2.59	0.36	1.87	0.72	0.12	1.79	1972	37	1974	51	1976	35	100
E2	0	44	75	98	0.77	6.05	1.97	0.36	0.88	0.44	0.12	1.76	1976	17	1983	39	1991	35	99
F3	0.004	129	170	268	0.64	6.06	1.87	0.36	1.09	0.58	0.12	1.52	1974	22	1984	37	1994	30	99
F8	0.009	96	220	181	1.22	5.30	2.20	0.34	1.48	0.67	0.11	1.63	1867	28	1869	41	1871	31	100
H2	0.009	55	96	113	0.85	5.16	3.53	0.33	3.08	0.87	0.11	1.72	1848	57	1847	65	1845	32	100
A10	0.010	115	159	137	1.17	14.13	2.39	0.91	1.39	0.58	0.11	1.95	4156	58	2758	66	1851	36	225
D8	0.011	62	83	106	0.79	6.50	2.53	0.41	1.78	0.70	0.11	1.80	2221	39	2046	52	1874	34	118
G5	0.011	33	44	78	0.56	5.05	2.05	0.33	0.97	0.47	0.11	1.81	1827	18	1827	37	1827	33	100
E3	0.012	25	37	57	0.66	5.20	2.22	0.34	1.01	0.46	0.11	1.97	1865	19	1853	41	1840	36	101
D10	0.013	102	121	149	0.82	7.67	3.09	0.48	2.43	0.79	0.12	1.91	2539	62	2194	68	1884	36	135
F6	0.015	25	31	31	0.99	9.66	2.57	0.64	1.33	0.52	0.11	2.19	3175	42	2403	62	1800	39	176
C6	0.015	79	125	81	1.56	10.19	2.30	0.70	0.63	0.27	0.11	2.21	3429	21	2452	56	1718	38	200
E7	0.020	19	25	42	0.59	4.80	3.18	0.32	2.52	0.79	0.11	1.94	1780	45	1784	57	1790	35	99
C7	0.020	47	29	63	0.47	12.64	2.67	0.90	1.48	0.55	0.10	2.23	4148	61	2653	71	1652	37	251
E9	0.021	32	47	60	0.80	6.03	2.05	0.39	0.70	0.34	0.11	1.93	2118	15	1980	41	1838	35	115
A8	0.023	113	262	277	0.95	3.90	3.85	0.29	2.21	0.57	0.10	3.16	1629	36	1614	62	1595	50	102
C10	0.025	41	40	65	0.62	8.50	2.69	0.58	1.14	0.42	0.11	2.44	2959	34	2286	62	1730	42	171
E4	0.027	24	48	44	1.10	4.84	3.02	0.32	2.02	0.67	0.11	2.24	1794	36	1791	54	1788	40	100
A5	0.034	26	42	30	1.39	11.92	3.06	0.79	2.04	0.67	0.11	2.28	3744	76	2598	80	1796	41	208
C3	0.036	50	62	56	1.12	11.40	3.26	0.87	2.13	0.65	0.09	2.47	4044	86	2556	83	1523	38	266
D3	0.037	65	94	71	1.33	7.58	2.93	0.50	2.08	0.71	0.11	2.06	2622	55	2182	64	1791	37	146

(continuação)

Spot ID	f^{206a}	Pb (ppm)	Th (ppm)	U (ppm)	Th/U ^b	Isotope ratios ^c					Ages (Ma)					Conc ^e (%)			
						²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1 σ (%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1 σ (%)	Rho ^c	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ U ^d	1 σ (%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1 σ (abs)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U		1 σ (abs)	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1 σ (abs)
Suíte Intrusiva Creporizão - anfibólio monzogranito (FH-93)																			
A2	0.004	181	42	501	0.08	5.46	1.62	0.34	1.07	0.66	0.12	1.21	1884	20	1894	31	1904	23	99
A3	0.005	107	180	230	0.79	5.59	1.57	0.34	0.99	0.63	0.12	1.23	1910	19	1914	30	1918	24	100
A5	0.025	60	73	112	0.66	5.66	1.74	0.36	1.03	0.59	0.11	1.40	1978	20	1926	33	1871	26	106
A6	0.006	51	84	129	0.65	5.45	1.74	0.34	1.18	0.68	0.12	1.27	1884	22	1893	33	1902	24	99
A9	0.001	-34	3	238	0.01	0.74	4.15	0.09	3.32	0.80	0.06	2.49	574	19	565	23	527	13	109
B6	0.002	64	130	129	1.01	6.25	1.86	0.37	0.88	0.47	0.12	1.64	2025	18	2011	37	1997	33	101
B7	0.025	73	154	137	1.13	6.15	1.82	0.38	0.65	0.36	0.12	1.70	2054	13	1998	36	1940	33	106
B9	0.016	45	129	104	1.24	6.20	2.00	0.37	0.82	0.41	0.12	1.83	2025	17	2004	40	1983	36	102
B10	0.012	74	171	146	1.18	6.02	2.00	0.36	1.08	0.54	0.12	1.69	1984	21	1979	40	1975	33	100
C4	0.002	61	116	125	0.93	6.09	1.81	0.36	0.74	0.41	0.12	1.65	1993	15	1989	36	1985	33	100
C5	0.013	63	152	167	0.92	5.97	2.31	0.36	1.58	0.68	0.12	1.68	1976	31	1972	45	1967	33	100
D1	0.014	34	65	68	0.96	6.00	1.93	0.36	0.82	0.42	0.12	1.75	1979	16	1976	38	1972	34	100
D4	0.005	58	107	114	0.95	6.14	1.94	0.36	0.99	0.51	0.12	1.67	2001	20	1997	39	1992	33	100
D5	0.002	46	79	90	0.88	6.07	2.05	0.36	1.15	0.56	0.12	1.69	1989	23	1986	41	1983	34	100
D6	0.001	53	86	112	0.77	5.97	2.11	0.36	1.61	0.76	0.12	1.37	1967	32	1971	42	1976	27	100
D7	0.006	69	175	132	1.33	6.42	1.62	0.38	0.85	0.53	0.12	1.38	2094	18	2036	33	1977	27	106
D10	0.003	145	37	339	0.11	6.14	1.68	0.36	1.03	0.61	0.12	1.33	2000	21	1996	34	1991	27	100
E3	0.295	60	36	44	0.83	3.33	7.43	0.34	2.66	0.36	0.07	6.94	1893	50	1488	111	951	66	199
E9	0.079	42	61	99	0.62	4.82	2.51	0.32	1.70	0.68	0.11	1.85	1774	30	1788	45	1804	33	98
F6	0.003	73	168	135	1.25	6.11	1.67	0.36	0.97	0.58	0.12	1.36	1996	19	1992	33	1988	27	100
F7	0.005	61	112	120	0.94	5.99	1.92	0.36	1.30	0.68	0.12	1.41	1979	26	1974	38	1970	28	100
F10	0.016	48	92	104	0.89	6.10	1.64	0.36	0.84	0.51	0.12	1.41	1998	17	1990	33	1983	28	101
G6	0.002	77	110	163	0.68	5.95	1.68	0.36	1.00	0.59	0.12	1.35	1964	20	1969	33	1974	27	100
H1	0.002	92	146	187	0.79	6.07	1.69	0.36	0.82	0.49	0.12	1.47	1988	16	1986	34	1983	29	100
H2	0.004	88	184	175	1.06	5.97	1.67	0.36	0.70	0.42	0.12	1.52	1975	14	1972	33	1968	30	100
I1	0.004	86	130	176	0.74	5.94	1.71	0.36	0.86	0.50	0.12	1.48	1963	17	1967	34	1972	29	100
I4	0.002	69	116	143	0.82	6.08	1.63	0.36	0.67	0.41	0.12	1.49	1993	13	1988	32	1982	29	101
I7	0.002	66	138	125	1.12	6.00	1.70	0.36	0.84	0.49	0.12	1.48	1977	17	1976	34	1975	29	100
I9	0.004	89	185	178	1.04	5.94	1.64	0.36	0.64	0.39	0.12	1.51	1964	13	1967	32	1971	30	100
J2	0.004	45	90	90	1.01	6.02	1.74	0.36	0.84	0.49	0.12	1.52	1974	17	1978	34	1982	30	100
J6	0.012	70	116	152	0.77	5.93	1.63	0.36	0.64	0.39	0.12	1.50	1962	13	1966	32	1971	30	100
J7	0.103	62	70	126	0.56	3.88	2.28	0.27	1.14	0.50	0.10	1.98	1536	17	1609	37	1705	34	9

(continuação)

Spot ID	f^{206a}	Pb (ppm)	Th (ppm)	U (ppm)	Th/U ^b	Isotope ratios ^c						Ages (Ma)						Conc ^e (%)	
						²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U		1 σ		²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U		1 σ		²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb		1 σ			
						Rho ^c													
Suíte Intrusiva Parauari (unidade granodiorítica) - biotita anfibólio sienogranito (MR-109)																			
B4	0.417	39	18	19	0.94	2.30	12.9	0.37	4.95	0.38	0.05	11.9	2007	99	1212	157	-21	-2	-9599
D5	0.297	32	12	25	0.50	5.20	5.95	0.44	1.75	0.29	0.08	5.69	2373	41	1852	110	1309	74	181
J9	0.092	7	14	14	0.95	1.22	76.3	0.09	75.7	0.99	0.09	9.20	581	440	808	616	1500	138	39
E10	0.050	43	175	101	1.75	4.64	4.29	0.31	2.95	0.69	0.11	3.11	1755	52	1756	75	1758	55	100
C4	0.072	45	87	100	0.88	5.04	1.97	0.33	1.14	0.58	0.11	1.61	1825	21	1826	36	1828	29	100
F4	0.019	60	163	123	1.34	5.09	1.71	0.33	1.07	0.63	0.11	1.33	1837	20	1834	31	1831	24	100
G4	0.062	49	51	91	0.56	5.11	1.94	0.33	1.06	0.55	0.11	1.63	1842	19	1838	36	1833	30	100
G5	0.012	78	321	253	1.28	3.75	1.82	0.24	1.25	0.69	0.11	1.32	1400	17	1583	29	1837	24	76
E8	0.045	94	274	190	1.45	4.43	1.93	0.29	1.38	0.71	0.11	1.35	1617	22	1718	33	1843	25	88
J2	0.019	70	134	143	0.94	5.20	1.14	0.33	0.72	0.63	0.11	0.89	1849	13	1853	21	1856	16	100
A10	0.084	27	34	55	0.63	5.25	2.68	0.33	2.11	0.79	0.11	1.66	1862	39	1861	50	1860	31	100
F1	0.016	86	185	181	1.03	5.01	1.64	0.32	1.03	0.63	0.11	1.28	1788	18	1822	30	1861	24	96
J7	0.006	58	126	117	1.08	5.30	1.14	0.34	0.72	0.63	0.11	0.88	1872	14	1868	21	1864	16	100
H2	0.010	30	52	71	0.73	5.25	1.23	0.33	0.74	0.60	0.11	0.99	1858	14	1861	23	1866	18	100
A2	0.012	61	124	132	0.94	5.32	1.68	0.34	1.07	0.63	0.11	1.30	1873	20	1871	31	1869	24	100
I1	0.014	64	165	138	1.20	5.36	1.05	0.34	0.64	0.61	0.11	0.83	1883	12	1879	20	1875	16	100
D2	0.003	70	165	155	1.07	5.36	1.88	0.34	1.21	0.64	0.11	1.44	1879	23	1878	35	1877	27	100
I3	0.017	65	173	139	1.25	5.35	1.08	0.34	0.65	0.60	0.11	0.86	1874	12	1877	20	1879	16	100
E5	0.016	53	92	116	0.80	5.38	1.85	0.34	1.11	0.60	0.12	1.47	1882	21	1882	35	1882	28	100
B5	0.016	34	101	68	1.50	5.40	1.89	0.34	1.17	0.62	0.12	1.48	1888	22	1885	36	1883	28	100
F10	0.046	78	78	166	0.47	5.41	1.93	0.34	1.42	0.73	0.12	1.31	1888	27	1886	36	1885	25	100
A8	0.006	59	132	124	1.07	5.40	1.77	0.34	1.19	0.67	0.12	1.31	1884	23	1884	33	1885	25	100
I8	0.004	59	157	128	1.24	5.38	1.14	0.34	0.74	0.65	0.12	0.86	1878	14	1882	21	1887	16	100
D10	0.014	80	138	128	1.08	6.09	2.35	0.38	1.86	0.79	0.12	1.44	2086	39	1988	47	1888	27	110
C8	0.019	39	71	79	0.90	5.59	2.21	0.35	1.56	0.71	0.12	1.56	1914	30	1914	42	1914	30	100
F8	0.021	66	124	124	1.01	4.99	1.68	0.31	0.94	0.56	0.12	1.38	1733	16	1818	30	1916	27	90
E2	0.045	60	79	110	0.72	5.62	1.83	0.35	0.96	0.52	0.12	1.56	1919	18	1919	35	1919	30	100
C10	0.041	100	105	158	0.67	5.64	2.19	0.35	1.58	0.72	0.12	1.51	1924	30	1922	42	1920	29	100
C3	0.046	113	242	218	1.12	5.66	1.72	0.35	1.11	0.64	0.12	1.32	1926	21	1925	33	1923	25	100
J10	0.011	61	124	128	0.98	5.65	1.07	0.35	0.73	0.68	0.12	0.79	1920	14	1924	21	1928	15	100
D9	0.013	64	104	143	0.73	5.75	1.59	0.35	0.76	0.48	0.12	1.39	1943	15	1939	31	1936	27	100
G10	0.019	144	256	289	0.89	5.51	1.19	0.34	0.86	0.73	0.12	0.82	1864	16	1903	23	1946	16	96
B1	0.009	43	59	118	0.50	5.77	2.17	0.35	1.77	0.82	0.12	1.25	1937	34	1941	42	1946	24	100
B9	0.013	98	146	213	0.69	6.00	1.64	0.36	1.09	0.67	0.12	1.22	1975	22	1976	32	1977	24	100
B6	0.006	104	201	219	0.93	6.02	1.82	0.36	1.35	0.74	0.12	1.23	1975	27	1979	36	1983	24	100
G9	0.007	86	223	146	1.54	6.04	1.51	0.36	0.91	0.60	0.12	1.21	1977	18	1981	30	1986	24	100

(continuação)

Spot ID	f^{206a}	Pb (ppm)	Th (ppm)	U (ppm)	Th/U ^b	Isotope ratios ^c						Ages (Ma)					Conc ^e (%)		
						²⁰⁷ Pb/	1 σ	²⁰⁶ Pb/	1 σ	Rho ^c	²⁰⁷ Pb/	1 σ	²⁰⁶ Pb/	1 σ	²⁰⁷ Pb/	1 σ		²⁰⁶ Pb/	1 σ
						²³⁵ U (%)		²³⁸ U (%)			²⁰⁶ U ^d (%)		²³⁸ U (abs)		²³⁵ U (abs)			²⁰⁶ Pb (abs)	
Suite Intrusiva Parauari (unidade granítica) - biotita anfibólio sienogranito (MR-38)																			
7	0.001	137	86	286	0.30	5.60	3.29	0.35	2.82	0.86	0.12	1.69	1945	55	1916	63	1885	32	103
A2	0.001	132	207	317	0.66	5.18	3.47	0.33	2.93	0.84	0.11	1.87	1851	54	1849	64	1846	35	100
C10	0.003	99	137	214	0.65	5.42	2.92	0.34	2.09	0.72	0.12	2.04	1886	39	1888	55	1889	38	100
B6	0.003	97	86	271	0.32	5.16	2.78	0.33	1.82	0.66	0.11	2.10	1844	34	1846	51	1848	39	100
F7	0.003	40	51	85	0.61	5.44	2.61	0.34	2.03	0.78	0.12	1.63	1885	38	1891	49	1898	31	99
C7	0.004	88	190	332	0.58	4.91	3.10	0.32	2.24	0.72	0.11	2.14	1800	40	1803	56	1807	39	100
G3	0.004	127	149	295	0.51	5.32	3.02	0.34	2.41	0.80	0.11	1.83	1877	45	1873	57	1868	34	100
A6	0.004	46	62	90	0.69	5.38	3.36	0.34	2.84	0.85	0.12	1.79	1871	53	1882	63	1895	34	99
A7	0.004	87	105	202	0.53	5.25	2.17	0.33	1.34	0.62	0.11	1.71	1849	25	1862	40	1876	32	99
B10	0.005	77	27	195	0.14	5.37	3.86	0.34	3.31	0.86	0.12	1.98	1875	62	1879	73	1884	37	100
E8	0.005	55	49	152	0.33	5.36	3.09	0.34	2.32	0.75	0.11	2.04	1882	44	1879	58	1875	38	100
A10	0.006	122	97	309	0.32	5.37	2.88	0.34	2.31	0.80	0.11	1.73	1880	43	1879	54	1878	32	100
G2	0.006	52	64	135	0.48	5.31	2.76	0.34	1.83	0.66	0.11	2.07	1874	34	1870	52	1865	39	100
F10	0.007	95	134	266	0.51	5.46	2.82	0.34	2.33	0.83	0.12	1.59	1898	44	1895	53	1891	30	100
F3	0.007	94	60	197	0.31	5.54	2.56	0.35	1.88	0.73	0.11	1.74	1957	37	1907	49	1853	32	106
E2	0.008	87	60	159	0.38	5.90	2.54	0.37	1.54	0.61	0.12	2.02	2036	31	1961	50	1884	38	108
D1	0.008	104	149	222	0.68	5.26	3.12	0.33	2.35	0.75	0.11	2.05	1862	44	1863	58	1864	38	100
A1	0.009	78	97	227	0.43	5.16	4.81	0.34	4.31	0.90	0.11	2.14	1876	81	1846	89	1812	39	104
B2	0.010	108	115	246	0.47	5.39	1.96	0.34	0.98	0.50	0.12	1.70	1880	18	1883	37	1886	32	100
E9	0.011	99	122	320	0.38	4.49	3.25	0.29	2.44	0.75	0.11	2.14	1641	40	1728	56	1836	39	89
C3	0.011	95	91	551	0.17	2.25	3.49	0.15	2.65	0.76	0.11	2.28	920	24	1195	42	1735	40	53
C2	0.014	57	51	154	0.33	5.18	2.87	0.33	1.49	0.52	0.11	2.45	1853	28	1849	53	1845	45	100
G4	0.015	64	96	135	0.72	5.35	2.13	0.34	1.26	0.59	0.12	1.72	1872	24	1876	40	1880	32	100
C6	0.015	133	125	332	0.38	5.32	2.60	0.34	1.67	0.64	0.11	2.00	1875	31	1873	49	1870	37	100
F1	0.015	45	39	144	0.27	4.74	2.82	0.32	1.95	0.69	0.11	2.03	1771	35	1774	50	1776	36	100
C5	0.016	69	82	268	0.31	4.81	3.07	0.31	2.23	0.72	0.11	2.12	1741	39	1787	55	1842	39	95
D7	0.018	76	125	210	0.60	5.23	2.94	0.33	1.95	0.66	0.11	2.20	1854	36	1857	55	1861	41	100
E4	0.022	54	43	209	0.21	4.20	3.43	0.28	2.52	0.74	0.11	2.32	1598	40	1673	57	1769	41	90
E7	0.025	58	77	108	0.72	6.27	2.97	0.39	2.06	0.69	0.12	2.14	2105	43	2014	60	1922	41	110
A8	0.026	107	79	316	0.25	5.10	2.55	0.33	1.79	0.70	0.11	1.81	1842	33	1837	47	1830	33	101
B1	0.030	75	61	265	0.23	4.57	5.86	0.30	5.52	0.94	0.11	1.97	1698	94	1745	102	1801	35	94
B9	0.041	53	48	100	0.48	5.36	2.75	0.34	1.83	0.67	0.11	2.05	1879	34	1878	52	1878	38	100
D3	0.042	51	51	104	0.49	5.23	2.80	0.33	1.73	0.62	0.11	2.21	1858	32	1858	52	1858	41	100
C1	0.044	48	42	72	0.59	5.43	4.22	0.34	2.79	0.66	0.12	3.17	1881	52	1889	80	1898	60	99
F2	0.087	228	246	507	0.49	5.06	2.64	0.32	1.82	0.69	0.11	1.91	1811	33	1829	48	1851	35	98
F6	0.088	51	47	69	0.69	6.01	4.85	0.40	3.14	0.65	0.11	3.70	2164	68	1977	96	1786	66	121

(conclusão)

Spot ID	f_{206a}	Pb (ppm)	Th (ppm)	U (ppm)	Th/U ^b	Isotope ratios ^c						Ages (Ma)							
						$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		Rho ^c	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{U}^d$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$		Conc ^e (%)
						1 σ (%)	1 σ (%)	1 σ (%)	1 σ (%)		1 σ (abs)	1 σ (abs)	1 σ (abs)	1 σ (abs)					
Suíte Intrusiva Maloquinha - biotita anfibólio monzogranito (EY-350)																			
B1	0.003	176	253	425	0.60	5.46	1.73	0.34	0.87	0.50	0.12	1.49	1895	17	1894	33	1894	28	100
E8	0.003	67	97	156	0.63	5.52	1.78	0.34	1.16	0.66	0.12	1.34	1899	22	1903	34	1908	26	100
J3	0.005	169	798	1619	0.50	1.43	2.53	0.11	1.91	0.76	0.10	1.65	654	13	902	23	1570	26	42
J7	0.005	101	161	260	0.62	5.31	1.83	0.33	1.00	0.55	0.12	1.53	1861	19	1871	34	1881	29	99
H2	0.005	28	50	67	0.76	5.40	1.86	0.34	1.02	0.55	0.12	1.56	1883	19	1885	35	1886	29	100
E4	0.006	118	166	236	0.71	5.23	1.86	0.33	1.23	0.66	0.11	1.39	1860	23	1858	34	1856	26	100
A9	0.007	79	118	232	0.51	5.31	1.92	0.34	1.15	0.60	0.11	1.54	1864	21	1871	36	1878	29	99
I3	0.008	28	70	91	0.78	5.35	2.35	0.33	1.77	0.76	0.12	1.54	1859	33	1876	44	1895	29	98
B4	0.008	58	81	144	0.56	4.89	1.84	0.31	0.98	0.53	0.12	1.56	1726	17	1801	33	1889	29	91
C7	0.009	3	87	127	0.69	5.53	1.76	0.34	0.92	0.52	0.12	1.50	1895	17	1905	34	1915	29	99
A5	0.011	29	77	64	1.21	5.25	2.01	0.33	1.06	0.53	0.11	1.71	1861	20	1860	37	1859	32	100
B9	0.012	14	596	1790	0.34	1.88	3.18	0.13	2.53	0.80	0.10	1.92	812	21	1074	34	1653	32	49
G3	0.013	119	181	641	0.28	3.12	2.53	0.21	2.00	0.79	0.11	1.55	1245	25	1437	36	1734	27	72
G4	0.013	189	390	744	0.53	3.86	2.17	0.26	1.48	0.68	0.11	1.59	1478	22	1606	35	1778	28	83
C2	0.016	3	159	191	0.84	3.91	2.17	0.24	1.55	0.71	0.12	1.52	1409	22	1616	35	1898	29	74
A2	0.016	65	198	378	0.53	1.94	2.87	0.13	2.37	0.82	0.11	1.62	768	18	1095	31	1819	30	42
D2	0.017	3	183	155	1.19	5.09	1.76	0.31	0.94	0.53	0.12	1.49	1762	17	1835	32	1919	29	92
A3	0.017	64	165	237	0.70	4.35	2.15	0.27	1.51	0.70	0.12	1.53	1552	23	1703	37	1894	29	82
B10	0.018	10	328	1020	0.32	3.14	2.19	0.20	1.57	0.72	0.11	1.52	1193	19	1443	32	1835	28	65
I10	0.018	58	110	283	0.39	1.80	5.09	0.11	4.81	0.94	0.11	1.69	698	34	1046	53	1868	31	37
I5	0.018	66	158	148	1.08	5.70	1.74	0.35	0.90	0.52	0.12	1.49	1937	17	1931	34	1924	29	101
E2	0.019	155	387	743	0.52	2.17	2.46	0.16	1.91	0.78	0.10	1.55	931	18	1172	29	1651	26	56
G5	0.019	62	123	142	0.87	5.43	1.63	0.34	0.83	0.51	0.12	1.41	1888	16	1890	31	1893	27	100
B8	0.020	7	203	460	0.44	3.21	2.47	0.21	1.91	0.77	0.11	1.56	1248	24	1461	36	1786	28	70
F4	0.023	111	457	1017	0.45	1.13	3.94	0.08	3.57	0.91	0.10	1.67	497	18	766	30	1658	28	30
C1	0.026	8	254	470	0.54	4.70	1.88	0.29	1.17	0.62	0.12	1.47	1653	19	1767	33	1904	28	87
E6	0.032	26	59	179	0.34	1.81	2.82	0.11	2.40	0.85	0.12	1.47	691	17	1050	30	1900	28	36
J1	0.045	118	843	783	1.08	2.14	2.24	0.16	1.40	0.63	0.10	1.74	939	13	1161	26	1604	28	59
J9	0.047	249	629	1753	0.36	1.31	3.52	0.09	3.20	0.91	0.11	1.47	539	17	848	30	1775	26	30
I8	0.048	89	97	132	0.74	7.33	1.59	0.45	0.74	0.46	0.12	1.41	2408	18	2152	34	1916	27	126
B3	0.057	101	219	311	0.71	4.51	2.31	0.29	1.65	0.72	0.11	1.61	1663	28	1733	40	1818	29	92
F7	0.058	67	251	221	1.14	3.73	2.28	0.23	1.78	0.78	0.12	1.43	1358	24	1578	36	1886	27	72
F3	0.075	155	431	573	0.76	3.55	3.19	0.24	2.63	0.83	0.11	1.80	1396	37	1539	49	1742	31	80
E7	0.111	59	75	141	0.54	4.55	2.07	0.28	1.50	0.72	0.12	1.44	1579	24	1741	36	1941	28	81
C5	0.132	11	287	518	0.56	5.40	3.91	0.34	3.17	0.81	0.11	2.27	1895	60	1885	74	1874	43	101
D6	0.134	6	167	142	1.19	5.85	1.94	0.35	1.23	0.64	0.12	1.50	1950	24	1954	38	1958	29	100

Resultados destacados em negrito e itálico apresentam as idades incluídas nos cálculos das idades.

a Fração do ^{206}Pb não-radiogênico do ponto do zircão analisado, onde $f_{206} = (^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{comum}} / (^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{amostra}}$;

b Razão Th/U e concentrações de Pb, Th e U (ppm) calculadas com base no zircão de referência GJ-1;

c Corrigidas para o branco analítico (background), para o fracionamento interno Pb/U e normalizadas ao zircão de referência GJ-1 (ID-TIMS-valores/valores medidos); $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ calculada usando a equação $= (^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}) * (^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}) * (137,88)$;

d Rho é a correlação de erro definido como o quociente dos erros propagados das razões $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ e $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$;

e Corrigida para o fracionamento de massa (mass-bias) por normalização ao zircão de referência GJ-1 e para Pb comum usando o modelo de evolução de Pb de Stacey & Kramers (1975);

f Grau de concordância $(^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}) / (^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}) = (\text{idade } ^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} * 100) / (\text{idade } ^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})$, segundo Horstwood *et al.* (2016).

4.5.5 Sm-Nd em rocha total

Foram selecionadas 14 amostras representativas de rochas vulcânicas e plutônicas da área de Trairão para análise Sm-Nd em rocha total. Os resultados isotópicos são apresentados na Tabela 4.8. Os valores de $\epsilon_{Nd(t)}$ foram obtidos a partir de idades de cristalização obtidas pelos métodos U-Pb em zircão por LA-MC-ICP-MS.

Tabela 4.8 - Dados isotópicos Sm-Nd em rocha total das rochas vulcânicas e plutônicas estudadas.

Amostra	Longitude	latitude	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/$ ^{144}Nd	2s	$^{143}\text{Nd}/$ ^{144}Nd	2s	f (Sm/Nd)	$\epsilon_{Nd(0)}$	Id. Zircão (Ma)	$\epsilon_{Nd(t)}$	T_{DM} (Ga)
<i>Formação Moraes Almeida</i>													
MR-97	4°33'44.2"S	56°00'22.1"W	5.5	31.4	0.10615	0.00333	0.511211	0.000013	-0.46	-27.8	1877	-6.05	2.61
MR-100	4°32'18.3"S	56°09'09.2"W	5.3	32.5	0.09895	0.00116	0.511081	0.000007	-0.50	-30.4	1877	-6.85	2.62
<i>Formação Salustiano</i>													
MR-54	4°42'58.7"S	55°54'56.5"W	9.5	54.4	0.10546	0.00264	0.511308	0.000029	-0.46	-25.9	1975	-2.82	2.46
EY-407	4°36'00.1"S	56°08'18.2"W	10.0	53.6	0.11286	0.00108	0.511446	0.000005	-0.43	-23.3	1975	-2.00	2.43
<i>Formação Aruri</i>													
MR-74	4°34'57.6"S	55°42'31.2"W	5.3	32.1	0.09907	0.00162	0.511076	0.000013	-0.50	-30.5	1867	-7.11	2.63
MR-80A	4°40'02.5"S	55°42'35.4"W	5.6	31.3	0.10851	0.00099	0.511339	0.000025	-0.45	-25.3	1867	-4.22	2.48
<i>Suíte Intrusiva Creporizão</i>													
FH-93	4°46'38.2"S	56°15'03.3"W	5.9	36.0	0.09859	0.00091	0.511183	0.000014	-0.50	-28.4	1980	-3.46	2.48
EY-196	4°42'35.2"S	56°15'59.1"W	5.7	35.4	0.09745	0.00200	0.511084	0.000018	-0.50	-30.3	1980	-5.11	2.59
<i>Suíte Intrusiva Parauari (unidade granodiorítica)</i>													
EY-352	4°54'21.3"S	56°01'37.9"W	2.4	15.2	0.09342	0.00188	0.511178	0.000028	-0.53	-28.5	1876	-3.63	2.37
EY-246	5°07'43.7"S	56°12'29.1"W	2.9	19.2	0.09153	0.00049	0.511201	0.000020	-0.53	-28.0	1876	-2.72	2.31
<i>Suíte Intrusiva Parauari (unidade granítica)</i>													
MR-38	4°43'00.6"S	55°40'54.7"W	5.6	32.5	0.10395	0.00133	0.511153	0.000020	-0.47	-29.0	1867	-6.77	2.64
MR-50	4°49'45.3"S	55°53'51.3"W	5.5	30.2	0.10993	0.00116	0.511419	0.000025	-0.44	-23.8	1867	-3.00	2.40
<i>Suíte Intrusiva Maloquinha</i>													
EY-350	4°56'34.4"S	56°13'40.1"W	13.5	67.5	0.12086	0.00798	0.511629	0.000027	-0.39	-19.7	1880	-1.39	2.33
EY-345	4°56'53.3"S	56°17'32.7"W	6.2	37.1	0.10054	0.00327	0.511176	0.000029	-0.49	-28.5	1880	-5.34	2.53

Os conteúdos de Sm e Nd das rochas das formações Moraes Almeida e Aruri são similares e ficaram entre 5,3 e 5,6 ppm e entre 31,3 e 32,5 ppm, respectivamente. Concentrações maiores são observadas na Formação Salustiano (Sm = 9,5 e 10 ppm e Nd = 53,6 e 54,4 ppm). Nas rochas plutônicas os conteúdos de Sm e Nd das suítes intrusivas Creporizão e Parauari (unidade granítica) são próximos e ficaram entre 5,5 e 5,9 ppm para Sm, e 30,2 e 36 ppm para Nd, enquanto os valores mais baixos são da Suíte Intrusiva Parauari (unidade granodiorítica), que ficaram entre 2,4 e 2,9 ppm para Sm e 15,2 e 19,2 ppm para Nd. As concentrações mais altas pertencem à Suíte Intrusiva Maloquinha, com valores de 13,5 e 6,2 ppm para Sm, e 37,1 e 67,5 ppm para Nd.

Todas as rochas apresentam valores de $\epsilon_{Nd(t)}$ negativos, que variam de -1,39 a -7,11 e idades modelo Nd- T_{DM} de 2,33 a 2,62 Ga. A Figura 4.16 mostra o diagrama da evolução isotópica do Nd (ϵ_{Nd}), ao longo do tempo geológico (T), conforme a razão $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$. Nesse diagrama estão plotadas as amostras estudadas, e inclui as curvas de evolução mantélica (CHUR) e do manto empobrecido (DM) propostas respectivamente, por DePaolo (1981) e DePaolo & Wasserburger (1976).

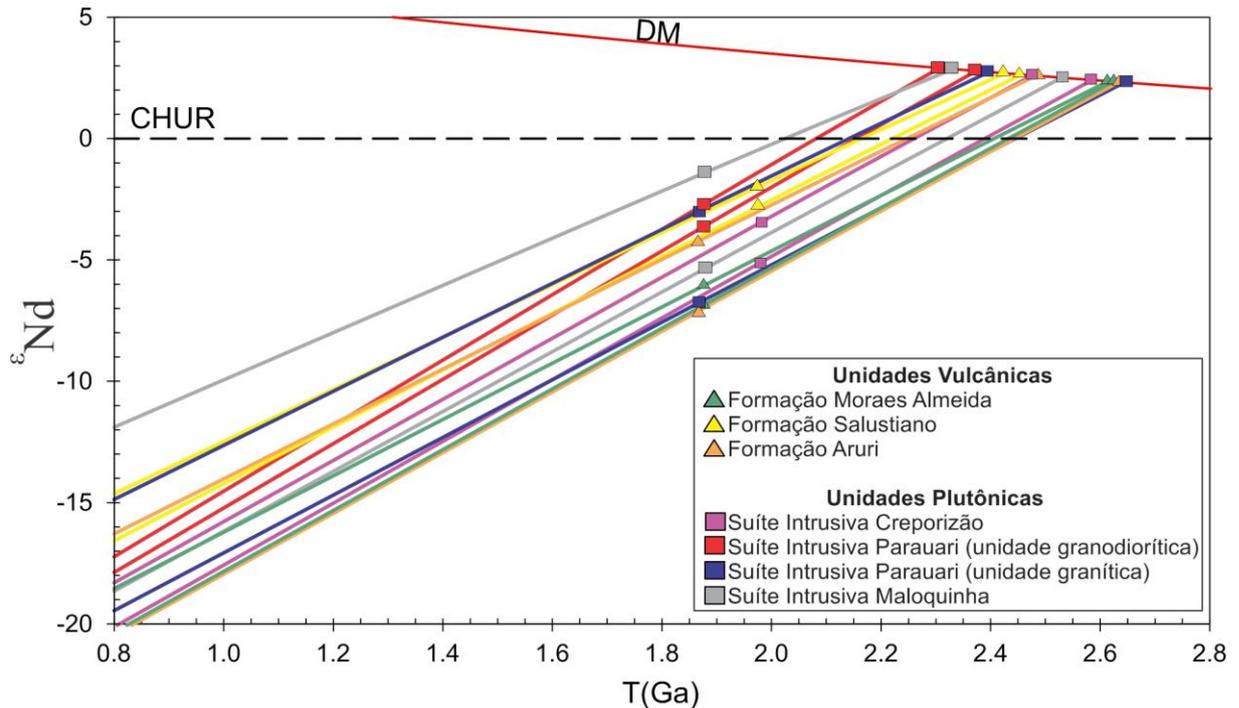


Figura 4.16 - Diagrama ϵ_{Nd} vs. Tempo (T) mostrando a composição isotópica de Nd das rochas vulcânicas e plutônicas da área de Trairão. CHUR é a Terra indiferenciada (DePaolo & Wasserburger 1976) e DM é o manto empobrecido (DePaolo 1981).

4.6 DISCUSSÃO

4.6.1 Tipologia das rochas vulcano-plutônicas

As suítes intrusivas Creporizão e Parauari (unidades granítica e granodiorítica) e formações Salustiano e Aruri assemelham-se aos granitos tipo I de Chappell & White (1974) (Figura 4.17A), com ampla variação composicional e exibem em suas composições modais minerais como hornblenda, biotita, apatita e piroxênio. Um dos critérios usados por Chappell & White (1974) para distinguir os granitos tipo I, inclui o enriquecimento relativo em Na_2O , cujos valores esperados estão acima de $> 3,2\%$ para a sua variedade félsica. Nas rochas estudadas, este teor varia de 3,7 a 5,00%.

Por sua vez, as unidades Suíte Intrusiva Maloquinha e Formação Moraes Almeida assemelham-se aos granitos tipo A (Figura 4.17A). Essa terminologia foi proposta por Loiselle & Wones (1979) para designar granitos anorogênicos de natureza alcalina e provavelmente anidros. Geoquimicamente, os granitos tipo A exibem composições caracterizadas por altos conteúdos de SiO_2 , Na_2O , K_2O , Fe/Mg, F, Zr, Nb, Zn, Ga, Ce, Sn, Ta, Y e ETR (exceto Eu) e baixas concentrações de CaO, Al_2O_3 , Sc, Ba e Sr, contrastante aos tipos I e S (Eby 1990, Whalen *et al.* 1987). Do conjunto, apenas uma amostra (EY-366) da Formação Moraes Almeida plotou no campo dos granitos tipo I, que pode ter relação com o baixo valor da razão

$(K_2O+Na_2O)/CaO$ (0,69%), justificado pelo intenso hidrotermalismo observado, que aumentou o Ca e diminuiu K e Na.

Eby (1992) define os subgrupos A1 e A2 para os granitoides tipo A, vinculando a origem do primeiro à atividade mantélica, porém gerados em ambientes de *rifts* continentais ou intraplaca e o segundo a uma origem crustal, formados em ambientes pós colisionais ou pós orogênicos com importante contribuição de material derivado da anatexia litosférica. As rochas da SIM plotam predominantemente no campo dos granitos tipo A2, enquanto a FMA transiciona-se entre os campos A1 e A2 (Figura 4.17B).

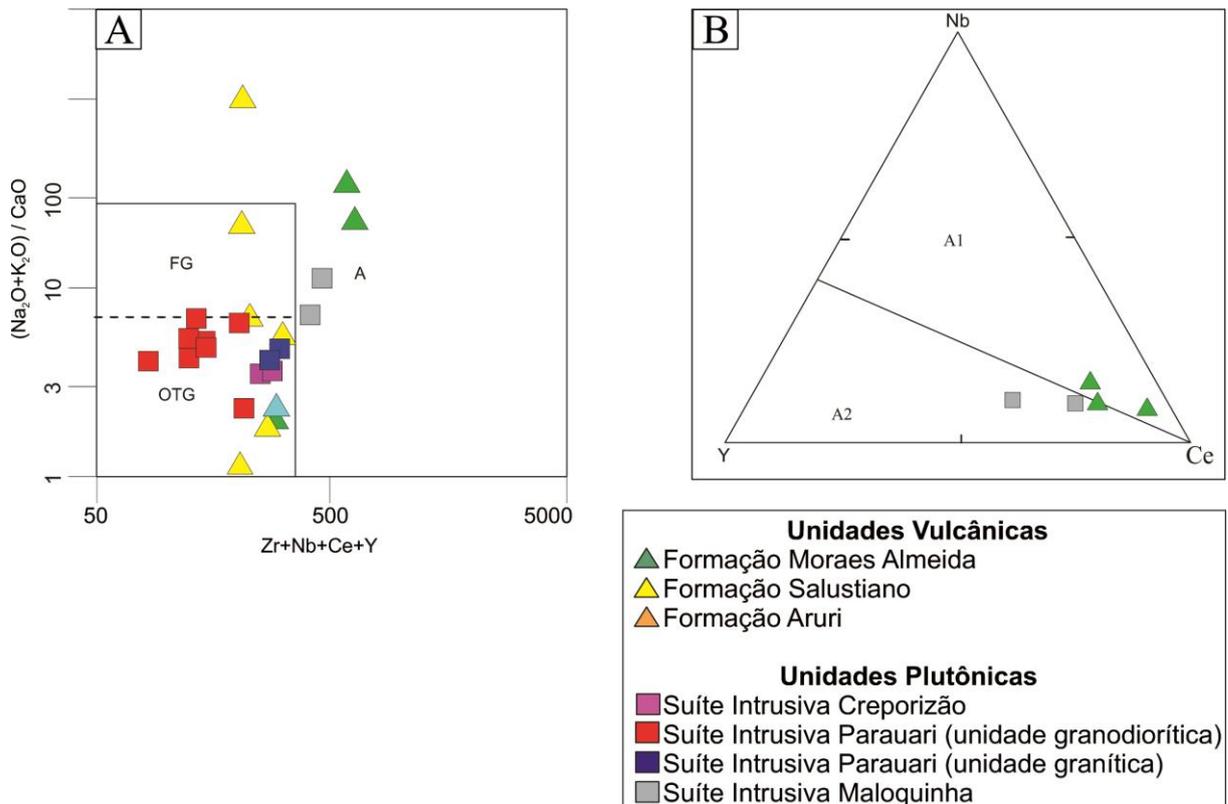


Figura 4.17 - Tipologia das rochas vulcânicas e plutônicas da área de Trairão. A) Diagrama $(K_2O+Na_2O)/CaO$ vs. $(Zr + Nb + Ce + Y)$; composição média de granitos tipo A (A), tipo M (M), tipo S (S), tipo I (I), e os campos para granitos félsicos fracionados (FG) e granitos do tipo M, I e S não fracionados (OTG), de acordo com Whallen *et al.* (1987). B) Diagrama Nb-Y-Ce discriminante de granitoides tipos A1 e A2 de Eby (1992) para as rochas da Suíte Intrusiva Maloquinha e Formação Moraes Almeida.

4.6.2 Resultados geocronológicos e correlação com outras unidades do SE do Pará

A geologia da área de Trairão ainda é pouco conhecida, em especial no que se refere aos aspectos cronoestratigráficos e tectônicos, devido à falta de estudos de campo, geoquímicos e geocronológicos. É importante ressaltar que estão sendo apresentados neste trabalho os primeiros dados geocronológicos para essa porção do Cráton Amazônico. A individualização dos corpos estudados está baseada na interpretação de dados geofísicos (Vasquez *et al.* 2017),

aliados aos estudos petrográficos, geoquímicos e geocronológicos, o que permitiu a correlação com áreas adjacentes aos domínios Tapajós e Iriri-Xingu.

Uma síntese dos resultados geocronológicos U-Pb e Sm-Nd das sete amostras de rochas vulcano-plutônicas da área de Trairão estão representadas na Tabela 4.9. Os dados obtidos em amostras de granito, dacito, ignimbrito e tufo permitem agrupá-las em um grupo de rochas orisirianas formadas em um curto intervalo de tempo de cerca de 100 milhões de anos (1975 a 1867 Ma). Foi possível também definir que na área de estudo ocorrem, pelo menos, dois magmatismos vulcano-plutônicos de proporções regionais, como foi observado nos domínios Tapajós (Lamarão *et al.* 2002, Vasquez *et al.* 2017) e Iriri-Xingu (Semblano *et al.* 2016a).

As rochas plutônicas mais antigas da área de estudo pertencentes à **Suíte Intrusiva Creporizão (1980±6 Ma)**. São rochas levemente metaluminosas e exibem uma forte assinatura shoshonítica. Contudo, ressalta-se que esse caráter pode estar relacionado aos altos teores de álcalis, devido ao metassomatismo e alteração sericítica em diferentes intensidades. Nos diagramas de multielementos, essas amostras exibem afinidades quando comparadas às rochas da Suíte Intrusiva Creporizão (Vasquez *et al.* 2002; Figuras 4.9A, 4.10B). Quando comparadas com o Granito São Jorge Antigo (GSJA) (Lamarão *et al.* 2002), o padrão de ETR não se sobrepõe, pois o GSJA apresenta um maior fracionamento em ETRP (Figura 4.9A). No Domínio Tapajós, a natureza desse evento de 1,98 Ga está associada à formação de um arco magmático (Cassini *et al.* 2019, Santos *et al.* 2003, Santos *et al.* 2001). Tokashiki *et al.* (2015) encontraram, no sul do Domínio Tapajós, idades U-Pb em zircão (TIMS) de 1980±14, 1959±25 e 1955±19 Ma em granitos pórfiros representativos dessa unidade. No Domínio Iriri-Xingu, essa idade pode ter correlação com as rochas cálcio-alcálicas de alto-K da Suíte Intrusiva Vila Rica, caracterizadas na parte sul por Alves *et al.* (2010) e Padilha & Barros (2008) e, a norte, por Semblano *et al.* (2016a), interpretadas como de contexto pós-colisional/arco continental.

A unidade vulcânica mais antiga (**1975±11 Ma**) reconhecida na área de estudo é a **Formação Salustiano**, previamente mapeada pela CPRM. As rochas estudadas, são de filiação cálcio-alcálica com transição para shoshonítica, metaluminosas, com leve tendência para rochas peraluminosas. Nos diagramas de afinidade tectônica de Harris *et al.* (1986) e Pearce *et al.* (1984) são predominantemente formadas em ambiente de arco vulcânico, enquanto no diagrama de Thiéblemont & Tegyey (1994) plotam nos campos pós-colisional e arco magmático, e não coincidem com o ambiente intraplaca esperado para a Formação Salustiano (Fernandes 2005). Idades maiores que *ca.* 1,88 Ga evidenciam a existência de eventos magmáticos mais

antigos que aquele considerado na definição do evento Uatumã *sensu lato*. Portanto, as idades em torno de 1,97 Ga obtidas neste trabalho, não podem ser correlacionadas à Formação Salustiano. No sudeste do DTJ, rochas vulcânicas ácidas de 1967 ± 5 Ma e vulcanoclásticas de 1966 ± 6 Ma (Tokashiki *et al.* 2015) estão associadas a mineralizações do depósito de ouro Coringa. Os dados geoquímicos da Formação Salustiano apresentam semelhanças com as rochas vulcânicas apresentadas por Tokashiki *et al.* (2015) (Figura 4.7B, 4.8B). Na região de Vila Riozinho, Lamarão *et al.* (2002) dataram rochas de 1,98-2,0 Ga pertencentes à Formação Vila Riozinho que, apesar da proximidade nas idades, geoquimicamente são unidades distintas, quando se compara seus conteúdos de elementos traços (Figura 4.7B). No extremo sul do DIX, no nordeste do estado do Mato Grosso, ocorre uma associação vulcânica descrita por Alves *et al.* (2010), representada pela Formação Jarinã (riolitos, riodacitos e dacitos), com idades entre 1,99 e 1,96 Ga.

A **Suíte Intrusiva Maloquinha (1880±10 Ma)** é constituída por rochas alcalinas com altos teores de SiO₂ e peraluminosas. No diagrama de Harris *et al.* (1986) e Pearce *et al.* (1984) plotam no campo de granito intraplaca, marcando o magmatismo alcalino (tipo A) de 1880 Ma, típica de ambientes extensionais intracontinentais, como foi observado em outras partes do Domínio Tapajós (Lamarão *et al.* 2002, Vasquez *et al.* 2002). As rochas estudadas apresentam similaridade com as rochas da SIM estudadas por Lamarão *et al.* (2002), nas quais é evidenciada forte anomalia negativa de Eu*, resultando no padrão em “gaivota”, característico de granitos tipo A (Figura 4.9D).

A **Formação Moraes Almeida (1877±14 Ma)** é composta por rochas efusivas e vulcanoclásticas de afinidade cálcio-alcalina e peralcalinas, com baixos teores de Al₂O₃ no diagrama de Harris *et al.* (1986). De acordo com o diagrama de afinidade tectônica de Harris *et al.* (1986), são rochas formadas em ambiente de arco vulcânico e, na proposta de Pearce *et al.* (1984), de intraplaca, com leve tendência para granitos de arco vulcânico. Neste estudo, admite-se que as rochas dessa unidade vulcânica estão relacionadas ao magmatismo tipo A, de idade de *ca.* 1,88 Ga, de ambiente de intraplaca, identificado no CA. Essa unidade apresenta características petrográficas, geoquímicas e geocronológicas, similares às da Formação Moraes Almeida (1875±4 Ma), descrita por Lamarão *et al.* (2002) na região de Vila Riozinho, no DTJ (Figura 4.7A).

A Suíte Intrusiva Parauri foi informalmente dividida em unidade granodiorítica (com ocorrência predominante de granodioritos) e granítica (corpos mais ricos em feldspato alcalino) (Vasquez *et al.* 2017). Na área de Trairão, a **Suíte Intrusiva Parauri - unidade granodiorítica (1876±9 Ma)** é composta por rochas da série cálcio-alcalina com teores moderados

de SiO₂ e caráter peraluminoso. No trabalho de Lima *et al.* (2010), no DTJ, a datação por evaporação de Pb em zircão do Granodiorito Fofuquinha não forneceu idade consistente, visto que a maioria dos cristais eram finos e metamíticos. Apenas um cristal, interpretado como herdado, forneceu a idade de 1946±57 Ma. A Suíte Intrusiva Parauari (unidade granodiorítica), quando comparada com o Granodiorito Fofuquinha (Echeverri-Misas 2010), sua área tipo no DTJ, exibe divergências em relação aos conteúdos dos elementos traço Rb, Ba e Th, que podem ser justificadas pela alteração, principalmente do feldspato alcalino das rochas da área de Trairão (Figura 4.10B).

A **Suíte Intrusiva Parauari - unidade granítica (1867±15 Ma)** é composta por monzogranitos, sienogranitos e com subordinados quartzomonzonitos. Apesar da similaridade petrográfica e geocronológica entre as unidades graníticas e granodiorítica da Suíte Intrusiva Parauari, é importante ressaltar que o padrão geoquímico entre elas é distinto. A unidade granítica apresenta saturação em alumina metaluminosa e, no diagrama de distribuição dos ETRs normalizados para os valores do condrito, observa-se um maior fracionamento de elementos terras raras pesado na unidade granodiorítica. Os aspectos geoquímicos do Granito Palito, estudado por Echeverri-Misas (2010), indicam algumas similaridades, uma vez que são rochas de filiação cálcio-alcalina a shoshonítica, contudo, seus padrões de ETR e multielementos são distintos quando comparados com os dos granitos estudados (Figura 4.9C, 4.10C). Essas rochas apresentam conteúdos de ETR semelhantes aos das rochas da Suíte Intrusiva Parauari estudadas por Vasquez *et al.* (2002), na porção leste do DTJ (Figura 4.9C). Em relação à natureza tectônica, Vasquez *et al.* (2002) argumentam que a Suíte Intrusiva Parauari está relacionada à transição do magmatismo cálcio-alcalino evoluído (tipo I) para alcalino (tipo A), em ambiente extensional, que sucedeu o evento magmático pós-colisional transcorrente, marcado pelos granitoides da Suíte Intrusiva Creporizão.

A unidade vulcânica mais nova datada é a **Formação Aruri (1867±7 Ma)**, constituída exclusivamente por tufos, de afinidade cálcio-alcalina de alto-K e peraluminosos. Nos diagramas de Harris *et al.* (1986) e Pearce *et al.* (1984) são predominantemente formados em ambiente de arco vulcânico, enquanto no diagrama de Thiéblemont & Tegyey (1994), plotam no campo pós-colisional. Até o momento, a menor idade para as rochas vulcanoclásticas dessa formação foi obtida pelo método U-Pb SHRIMP em zircão de um tufo de cristais do sul do DTJ, entre os rios Tapajós e Jamanxim, com valor de 1873±5 Ma (Aguja-Bocanegra 2013). As rochas cogenéticas dessa formação estariam representadas principalmente pelas rochas vulcânicas da Formação Salustiano e das rochas graníticas da Suíte Intrusiva Parauari, com idades de *ca.* 1888 Ma (Bahia & Quadros 2000).

Os cristais herdados de cerca de *ca.* 1,97 Ga, presentes nas rochas vulcânicas mais jovens (*ca.* 1,88 Ga) provêm possivelmente das formações Moraes Almeida e Aruri, mostrando uma possível relação com evento magmático de *ca.* 1,98 Ga indentificado na área de Trairão. Uma hipótese a ser avaliada é que as rochas mais antigas foram fundidas e geraram as rochas mais jovens.

Tabela 4.9 - Síntese dos dados de U-Pb, geoquímica e Sm-Nd em rocha total das rochas vulcano-plutônicas da área de Trairão.

AMOSTRAS ESTUDADAS							
<i>Amostras</i>	<i>Unidade Geológica</i>	<i>U-Pb (Ma)</i>	<i>Cristais Herdados (Ma)</i>	<i>Classificação Química</i>	<i>Ambiente</i>	<i>εNd(t)</i>	<i>TDM (Ga)</i>
FH-93	SIC	1980±6	--	cálcio-alcálica de alto-K a shoshonítica	arco magmático	-3,46	2,48
EY-196		--	--				
MR-54	FS	1975±11	--	cálcio-alcálica de alto-K a shoshonítica	arco magmático	-2,82	2,46
EY-407		--	--				
EY-350	SIM	1880±10	--	alcálica	intraplaca	-1,39	2,33
EY-345		--	--				
MR-97	FMA	1877±14	1965±14	alcálica	intraplaca	-6,05	2,61
MR-100		--	--				
MR-109	SIP (Grnd)	1876±9	--	cálcio-alcálica	arco magmático	-2,72	2,31
EY-352		--	--				
MR-38	SIP (Gn)	1867±15	--	cálcio-alcálica de alto-K	arco magmático	-6,77	2,64
MR-50		--	--				
MR-74	FA	1867±7	1979±14	cálcio-alcálica de alto-K	arco magmático	-7,11	2,63
MR-80A		--	--				

Abreviaturas: SIC: Suíte Intrusiva Creporizão; FS: Formação Salustiano; SIM: Suíte Intrusiva Maloquinha; FMA: Formação Moraes Almeida; SIP (Grnd): Suíte Intrusiva Parauari-unidade granodiorítica; SIP (Gn): Suíte Intrusiva Parauari-unidade granítica; FA: Formação Aruri.

4.6.3 Assinatura geoquímica e configuração geodinâmica

A identificação de dois períodos diferentes de intensa atividade magmática tem implicações importantes para a compreensão da evolução geodinâmica na área de Trairão. Santos *et al.* (2000, 2004) descreveram o evento orogênico da Província Tapajós-Parima como tendo formado cinco arcos magmáticos entre 2,05 Ga e 1,88 Ga. Para Lamarão *et al.* (2002), dois períodos de atividade magmática, um de 2,0-1,97 Ga, relacionada à subducção, e outro, de 1,89-1,87 Ga, de natureza anorogênica. Lamarão *et al.* (2002) e Vasquez *et al.* (1999) argu-

mentam que ao mudar o magmatismo orogênico cálcio-alcálico para o magmatismo pós-orogênico alcalino, há uma curta fase de transição em que os granitoides cálcio-alcálicos podem ser gerados contemporaneamente, o que possivelmente ocorreu no DTJ.

As rochas plutônicas mais antigas, pertencentes à **Suíte Intrusiva Creporizão**, demonstraram forte assinatura de magmatismo cálcio-alcálico, além de enriquecimento de LILE, empobrecimento de HSFE, anomalias fortes de Nb, fracionamento moderado de HREE e anomalias fracas de Eu^* (Figura 4.9A). O quimismo dessas rochas possui semelhanças composicionais com as rochas de arcos magmáticos, ressaltadas pelo posicionamento desses granitoides no campo VAG do diagrama Rb vs. (Y + Nb) (Figura 4.11B). A **unidade vulcânica mais antiga** (1975 Ma), representada pela Formação Salustiano, apresenta assinatura cálcio-alcálica, são rochas evoluídas com altos valores de SiO_2 , K_2O e da razão K_2O/Na_2O e tem fracionamento de ETRL, com pronunciadas anomalias negativas de Eu^* . O ambiente geológico de formação corresponde também ao de arco magmático (Figura 4.11B).

O magmatismo alcalino voltou a ocorrer 100 milhões de anos depois, e é marcado pelas rochas da **Suíte Intrusiva Maloquinha** e **Formação Moraes Almeida**, de assinatura do tipo A. Esse caráter alcalino é reforçado pelo alto intervalo de SiO_2 (60-75%; Tabela 4.5), baixo $CaO/(Na_2O + K_2O)$, enriquecimento de HSFE (por exemplo, Zr, Hf, Th), alto conteúdo de REE e pronunciadas anomalias negativas de Eu^* . A sobreposição entre os limites dos campos VAG e WPG (Figura 4.11B) pode ser devido à diferenciação entre as rochas ou por características da rocha fonte (Forster 1997). Concomitante a essas unidades, porém, com quimismo distinto, foram geradas as rochas cálcio-alcálicas de alto-K da **Suíte Intrusiva Parauari** (unidades granítica e granodiorítica) e **Formação Aruri**. Tais unidades apresentam enriquecimento de LILE, baixo HSFE, moderadas anomalias negativas de Nb, fracionamento moderado de HREE e incipientes anomalias negativas de Eu^* (Figuras 4.18A-D).

A bimodalidade de magmas ácidos tipo I e A em um curto espaço de tempo foi observado em trabalhos anteriores no DTJ (Lamarão *et al.* 2002, Vasquez *et al.* 1999) e DIX (Fernandes *et al.* 2011). Nesse contexto, a geração da Suíte Intrusiva Maloquinha, que ocorreu em Trairão, com características de magmatismo do tipo A, e a Suíte Parauari (unidades Granodiorítica e Granítica) de magmas ácidos tipo I, constituiria o evento magmático associado à cratonização ocorrida no final do Paleoproterozoico, que é registrada em praticamente quase todo o Cráton Amazônico.

Quando normalizadas para o Manto Primitivo de Wood *et al.* (1979), as anomalias negativas dos elementos traço imóveis (Ta, Nb, Sr, Ti e P) são características de magma formados por processos relacionados à subducção em arcos magmáticos modernos (Brown 1982,

Brown *et al.* 1984, Barbarin 1999) ou de rochas cálcio-alcálicas geradas por subducção em estágio pós-colisional (Kelemen *et al.* 1993, Pearce *et al.* 1984, Waichel *et al.* 2000). A anomalia positiva de Ba, observada nas formações Moraes Almeida e Aruri e na Suíte Intrusiva Parauari (unidade granodiorítica), sugere a interação de fontes mantélicas ou a mistura do magma parental com material crustal (Wilson 1989) (Figuras 4.18C, D).

Uma proposta de evolução geodinâmica para a área de Trairão, suportada pela classificação em diagramas de ambientes tectônicos e demais características geoquímicas, sugere que as rochas de *ca.* 1,98 Ga da SIC e da formação vulcânica mais antiga foram geradas em ambiente de arco magmático e, corresponderiam às rochas transicionais para o ambiente extensional, como proposto por Vasquez *et al.* (2002). O magmatismo cálcio-alcálico, representado pelos granitoides da Suíte Intrusiva Parauari (unidades granodiorítica e granítica) e Formação Aruri, volta a ocorrer em cerca de 1,88 Ga, quando predominava um regime extensional e inicia as manifestações de magmatismo tipo A, marcado pelas rochas da Suíte Intrusiva Maloquinha e Formação Moraes Almeida. A estreita associação entre o magmatismo cálcio-alcálico e o magmatismo tipo A, típico de ambiente extensional, dificulta a existência de um arco magmático dessa época, como sugerido por Santos *et al.* (2000). Dessa forma, admite-se a hipótese que a associação espacial e temporal das rochas da Suíte Intrusiva Parauari (unidades granodiorítica e granítica) e Formação Aruri com as rochas da Suíte Intrusiva Maloquinha e Formação Moraes Almeida pode estar marcando a mudança de um magmatismo cálcio-alcálico de alto-K para um alcálico em um ambiente de regime extensional intraplaca.

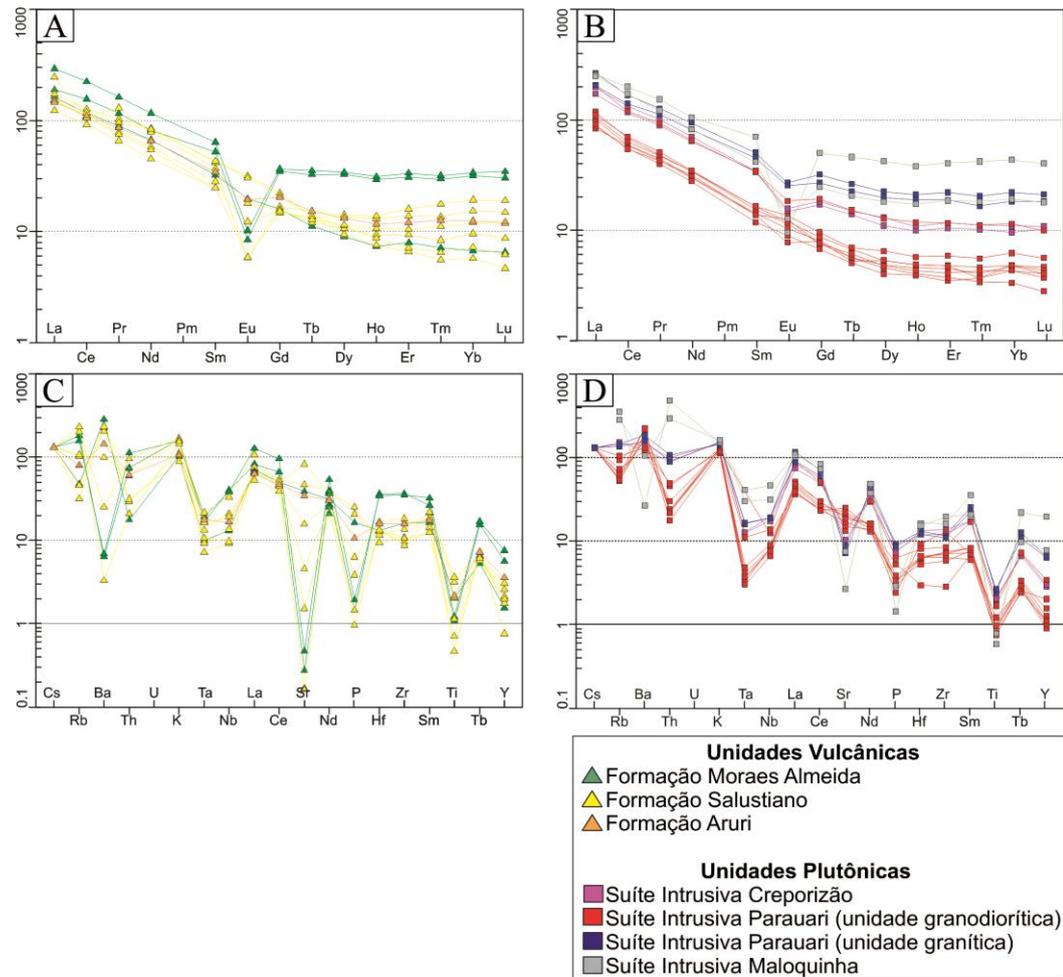


Figura 4.18 - Diagramas de multielementos comparativos entre as unidades vulcano-plutônicas estudadas. (A-B) Padrão de distribuição dos ETR em relação ao condrito (Boynton 1984). (C-D) Padrão de distribuição multielementar normalizado pelos valores do Manto Primitivo (Wood *et al.* 1979).

4.6.4 Considerações sobre as fontes de magmas e implicações para a compartimentação geotectônica do sudoeste do Pará

A investigação das rochas fontes das unidades que afloram nos limites das províncias geocronológicas do Cráton Amazônico é de suma importância para o entendimento de processos de evolução do cráton e da crosta terrestre. O limite entre as províncias Amazônia Central (PAC) e Ventuari-Tapajós (PVT) foi proposto a partir de isótopos de Nd (Tassinari 1996) e é marcado pelo predomínio de fontes paleoproterozoicas juvenis com pouca participação da crosta mais antiga para o Domínio Tapajós (PVT), enquanto as rochas do Domínio Iriri-Xingu (PAC) apresentam fontes arqueanas com pouca influência de crosta paleoproterozoica (Tassinari 1996).

Na parte centro-sul do Cráton Amazônico, o limite entre essas duas províncias apresenta divergências, tanto Santos (2003), Tassinari & Macambira (2004) e Vasquez *et al.* (2008) apresentaram traçados distintos na divisão dessas províncias, em função do pouco co-

nhecimento geológico da região. Apesar do aumento do número, os dados Sm-Nd no Cráton Amazônico ainda são escassos para a definição precisa do limite entre as províncias geocronológicas Ventuari-Tapajós e Amazônia Central. A divergência do posicionamento desse limite se deve por diversos outros fatores, tais como a ausência de estruturas tectônicas típicas de cada domínio, a falta de dados Sm-Nd, além do vulcano-plutonismo orosiriano ser muito similar em ambas províncias.

Na região de Vila Riozinho, centro-leste do Domínio Tapajós, Lamarão *et al.* (2005) determinaram idades Nd- T_{DM} paleoproterozoicas (2,44-2,23 Ga) e valores de $\epsilon Nd_{(t)}$ predominantemente negativos (-3,05 a -0,72) para as rochas vulcano-plutônicas de *ca.* 1,88 Ga. Tais valores indicam que a origem do magma gerador dessas rochas está relacionada a fontes crustais paleoproterozoicas. No entanto, para o magmatismo de 2,0-1,97 Ga, Lamarão *et al.* (2005) propuseram uma derivação por refusão de um arco juvenil paleoproterozoico mais antigo, com pouca contribuição de fontes arqueanas, eliminando a existência de uma zona de subdução na região, como anteriormente debatido por Vasquez *et al.* (2002).

Na área estudada (Figura 4.2), os resultados isotópicos de Sm-Nd permitiram delimitar um traçado NW-SE separando rochas predominantemente com idades modelo paleoproterozoicas (<2,5 Ga) e arqueanas (>2,5 Ga). De modo geral, as unidades exibem moderados a fortes valores negativos de $\epsilon Nd_{(t)}$ (-1,39 a -7,11). Os dados de Nd indicam que as rochas estudadas apresentam tempo de residência crustal de, no mínimo, 0,45 bilhões de anos, atingindo valores de 0,78 bilhões de anos. O tempo de residência crustal é variável de acordo com a unidade. Por exemplo, na Formação Moraes Almeida, o tempo de residência crustal anterior a sua colocação é de ~ 0,75 Ga, na Formação Aruri é de ~ 0,70 Ga, já na Formação Salustiano é de ~ 0,47 Ga, na Suíte Intrusiva Creporizão é de ~ 0,55 Ga, já a Suíte Intrusiva Parauari (unidade granodiorítica) é de ~ 0,47 Ga, Suíte Intrusiva Parauari (unidade granodiorítica) é de ~ 0,66 Ga e Suíte Intrusiva Maloquinha é de ~ 0,55 Ga. Portanto, independentemente da idade de cristalização, é bem provável ter ocorrido uma mistura de material juvenil riaciano e sideriano com material crustal neoarqueano. Os valores de $\epsilon Nd_{(t)}$ negativos observados em todas amostras indicam que as amostras estudadas não foram originadas por magmas derivados diretamente do manto.

Os valores pouco ou muito negativos de épsilon Nd podem ser justificados devido a processos de sucessivos estágios na formação dos plutons estudados. O magma mantélico permanece estacionado na crosta continental, normalmente na base da crosta na zona denominada de MASH (*melting – assimilation – storage – homogenization*; Hildreth & Moorbath 1988). Desta forma, os valores fortemente negativos (-5,11 a -7,11), sugerem maior assimila-

ção dos componentes crustais por parte desses magmas, em oposição, os valores fracamente negativos (-3,46 a 1,39) sugerem uma menor contaminação crustal durante a colocação desses magmas.

No setor NW da área de estudo é observada a predominância de crosta arqueana na geração das rochas da Formação Moraes Almeida (Nd-T_{DM} = 2,61-2,62 Ga) e Aruri (Nd-T_{DM} = 2,63-2,48 Ga). No Domínio Iriri-Xingu, dados isotópicos de amostras da região do rio Xingu de Teixeira *et al.* (2002b), revelam idades modelo arqueanas (Nd-T_{DM} = 2,98-3,25 Ga) e valores de $\epsilon\text{Nd}_{(t)}$ (-7,9 a -12,1) fortemente negativos. Na região do rio Xingu, as associações vulcano-plutônicas associadas ao vulcanismo Uatumã e granitos tipo A são semelhantes às da Província Ventuari-Tapajós em termos de idade de cristalização, mas distinguem-se em idades das fontes. Fernandes *et al.* (2011) revelaram idades Nd-T_{DM} arqueanas (2,49-3,12 Ga) e valores fortemente negativos de $\epsilon\text{Nd}_{(t)}$ (-11,39 a -4,56) e propuseram uma fonte crustal arqueana para as formações Sobreiro e Santa Rosa. Estudos na parte oeste do Domínio Iriri-Xingu, entre os rios Iriri e Curuá, realizados por Semblano *et al.* (2016a), apresentaram valores de Nd-T_{DM} arqueanas (2,57-3,13 Ga), porém, uma amostra classificada como granito tipo A indiferenciado apresentou fonte paleoproterozoica (Nd-T_{DM} = 2,43 Ga).

Por sua vez, no setor SE da área de estudo é observado a presença de crosta majoritariamente paleoproterozoica na formação das suítes intrusivas Creporizão (Nd-T_{DM} = 2,48-2,59 Ga), Parauari-unidades granodiorítica (Nd-T_{DM} = 2,37-2,31 Ga) e granítica (Nd-T_{DM} = 2,60-2,40 Ga), Maloquinha (Nd-T_{DM} = 2,33-2,53 Ga) e Formação Salustiano (Nd-T_{DM} = 2,46-2,41 Ga). Embora predominantemente paleoproterozoica, há a ocorrência de rochas com fontes neoarqueanas nas suítes intrusivas Parauari (unidade granítica) e Maloquinha (Nd-T_{DM} = 2,53-2,64 Ga). No DTJ, no garimpo Mamoal, Santos *et al.* (2000) identificaram rochas graníticas cronocorrelatas à Suíte Intrusiva Maloquinha com Nd-T_{DM} de 2,53 a 2,60 Ga. Na região de Castelo dos Sonhos, também no DTJ, foi observado a participação de crosta arqueana (Nd-T_{DM} de 2,8 Ga) na geração das rochas vulcânicas paleoproterozoicas (Echeverri-Misas 2015). Em estudos mais recentes na região de Moraes Almeida (DTJ), Semblano *et al.* (2016b) identificaram idades Nd-T_{DM} (2,22-2,46 Ga) compatíveis com crosta paleoproterozoica e localmente uma idade Nd-T_{DM} arqueana de 2,6 Ga.

Lamarão *et al.* (2005) argumentam que uma hipótese para explicar a presença de contribuição arqueana nos magmas gerados no Paleoproterozoico, envolve repetidas imbricações tectônicas de lascas crustais arqueanas e paleoproterozoicas ao longo da fronteira entre as duas províncias geocronológicas, que provavelmente ocorreu durante a acreção da Província Ventuari Tapajós na Província Amazônia Central.

A evolução geodinâmica da região de Trairão pode ser deduzida através de diagramas de afinidade tectônica, características geoquímicas e dados isotópicos de Sm-Nd, em razão dos dados de campo serem dispersos e inconclusivos. As informações químicas e isotópicas sugerem que as rochas de quimismo cálcio-alcálico de alto-K a shoshonítico de *ca.* 1,98 Ga da Suíte Intrusiva Creporizão e da Formação Salustiano foram geradas em ambiente de arco magmático e corresponderiam às rochas transicionais para o ambiente extensional, como proposto por Vasquez *et al.* (2002). Os dados isotópicos Sm-Nd para as rochas mais antigas, sugerem predominantemente fontes paleoproterozoicas com valores moderadamente negativos de $\epsilon Nd_{(t)}$, indicando a contaminação crustal na geração dessas rochas. Entretanto, resquícios de idades neorqueanas ($Nd-T_{DM} = 2,59$ Ga) foram encontrados na Suíte Intrusiva Creporizão.

Um novo magmatismo cálcio-alcálico de alto-K volta a ocorrer na região de Trairão, por volta de *ca.* 1,88 Ga, representado pelos granitoides tipo I da Suíte Intrusiva Parauari (unidades granodiorítica e granítica) e das rochas vulcanoclásticas da Formação Aruri. As rochas da SIP (unidade granodiorítica) apresentam fontes predominantemente paleoproterozoicas ($Nd-T_{DM} = 2,31-2,37$ Ga), enquanto as rochas da SIP (unidade granítica; 2,40-2,64 Ga) e Formação Aruri (2,48-2,63 Ga) apresentam indícios neorqueanos, indicando que assim como ocorreu no primeiro evento magmático, a crosta de idade arqueana também participou na formação das rochas mais jovens. Sucessivamente, iniciam-se as manifestações de magmatismo tipo A, marcado pelas rochas da Suíte Intrusiva Maloquinha ($Nd-T_{DM} = 2,61-2,62$ Ga) e Formação Moraes Almeida ($Nd-T_{DM} = 2,61-2,62$ Ga).

Assim, admite-se a hipótese da estreita associação espacial e temporal das rochas da Suíte Intrusiva Parauari (unidades granodiorítica e granítica) e Formação Aruri com as rochas da Suíte Intrusiva Maloquinha e Formação Moraes Almeida, que poderia estar marcando a mudança de um magmatismo cálcio-alcálico de alto-K para um alcálico em um ambiente de regime extensional intraplaca.

As idades, tanto de cristalização (U-Pb), quanto de extração do manto ($Nd-T_{DM}$) encontradas nos domínios Tapajós e Iriri-Xingu exibem a necessidade de estudos mais detalhados na transição entre esses dois domínios e parâmetros mais precisos nas propostas de compartimentação geocronológica do CA. Todavia, é importante salientar que as idades de cristalização paleoproterozoicas são observadas em ambos DTJ e DIX, o que dificulta ainda mais o traçado de uma linha divisória. Os estudos recentes têm mostrado que a similaridade de idades de formação de crosta também é um fator que tem dificultado esse traçado. Entretanto, nossos dados sugerem que a área de estudo não está incluída inteiramente na Província Amazônia Central, como nas propostas de Tassinari & Macambira (1999) e Santos *et al.* (2006). Através

dos dados de Sm-Nd aqui apresentados, a hipótese de que a área de Trairão está no provável limite entre DTJ e DIX é a mais aceitável.

4.7 CONCLUSÕES

Os dados petrográficos, geoquímico, geocronológico U-Pb em zircão por LA-ICP-MS e Sm-Nd em rocha total por TIMS, das rochas vulcano-plutônicas da área de Trairão, permitiram chegar nas conclusões resumidas abaixo.

As rochas vulcânicas estudadas apresentam composições mineralógicas e feições texturais que levaram a classificá-las como riolitos, dacitos, andesitos, ignimbritos e tufos. Por outro lado, as composições modais das rochas plutônicas permitiram classificá-las em: monzogranitos, sienogranitos, quartzo monzonitos, granodioritos e tonalitos.

A individualização dos corpos estudados está baseada na interpretação de dados geofísicos, aliado aos estudos petrográficos, geoquímico e geocronológico, e permitiu a correlação com áreas adjacentes aos domínios Tapajós e Iriri-Xingu, correspondentes às seguintes unidades: formações Salustiano, Moraes Almeida e Aruri, e as suítes intrusivas Creporizão, Maloquinha e Parauari (unidades granodiorítica e granítica).

As rochas das suítes intrusivas Creporizão e Parauari (unidades granodiorítica e granítica), e da Formação Aruri apresentam assinatura cálcio-alcálica de alto-K a shoshonítica, de caráter meta a peraluminoso, com enriquecimento em LILE e moderadas anomalias negativas de Nb, moderado fracionamento dos ETR pesados e fracas anomalias negativas de Eu*. Distintivamente, os granitoides da Suíte Intrusiva Maloquinha e as formações Salustiano e Moraes Almeida apresentam assinatura alcalina de alto-K, caráter peraluminoso a peralcalino. Essas rochas apresentam ainda enriquecimento em HFSE, alto conteúdo de ETR e pronunciadas anomalias negativas de Eu*.

As rochas das unidades mapeadas como Formação Salustiano e Suíte Intrusiva Creporizão foram geradas há *ca.* 1,98 Ga. Num segundo momento, há *ca.* 1,88 Ga, foram originadas as rochas das suítes intrusivas Maloquinha, Parauari (unidades granodiorítica e granítica) e das formações Moraes Almeida e Aruri. O vulcanismo de *ca.* 1,97 Ga que ocorre no município de Trairão, apesar da similaridade petrográfica, não corresponde ao da Formação Salustiano, para qual se esperaria idades de *ca.* 1880 Ma. Os cristais de zircão interpretados como herdados e encontrados nas amostras MR-97 (1965 Ma) e MR-74 (1979 Ma), pertencentes às formações Moraes Almeida e Aruri, podem estar correlacionados ao evento magmático de *ca.* 1,97 Ga.

A evolução geodinâmica sugere que as rochas de quimismo cálcio-alcálico de alto-K a shoshonítico de *ca.* 1,98 Ga da Suíte Intrusiva Creporizão e da Formação Salustiano foram geradas em ambiente de arco magmático e, parte delas, corresponderiam às rochas transicionais para o ambiente extensional. Um novo magmatismo cálcio-alcálico de alto K volta a

ocorrer na região de Trairão, por volta de *ca.* 1,88 Ga, representado pelos granitoides tipo I da Suíte Intrusiva Parauari (unidades granodiorítica e granítica) e das rochas vulcanoclásticas da Formação Aruri. Sucessivamente, iniciam-se as manifestações de magmatismo tipo A, marcado pelas rochas da Suíte Intrusiva Maloquinha associados por um magmatismo intracontinental relacionado à tectônica extensional.

Dados de Sm-Nd sugerem duas fontes distintas para a geração das rochas vulcano-plutônicas da região de Trairão, uma de contribuição de crosta paleoproterozoica ($Nd-T_{DM} = 2,31-2,48$ Ga) e outra com contribuições de crosta neoarqueana ($Nd-T_{DM} 2,53-2,64$ Ga). Ambos conjuntos de rochas exibem valores negativos de $\epsilon Nd(t)$ (-1,39 a -7,11). Os valores de $\epsilon Nd(t)$ indicam que as rochas estudadas não foram originadas por magmas derivados diretamente do manto. Foi possível delimitar um traçado NW-SE, separando os DTJ (<2,5 Ga) e DIX (>2,5 Ga), sugerindo que a área de Trairão está no limite entre esses domínios. A presença de resquícios arqueanos e paleoproterozoicos, no DTJ e DIX respectivamente, envolve possivelmente repetidas imbricações tectônicas, que ocorreram durante a acreção da Província Ventuari-Tapajós na Província Amazônia Central.

4.8 REFERÊNCIAS

- Aguja-bocanegra M. A. 2013 *Mineralizações epitermais low-sulfidation e do tipo pórfiros superpostas associadas ao magmatismo félsico de 1,88 Ga na parte norte da Província Mineral do Tapajós (PA)*. MS Dissertation, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 188p.
- Almeida F.F.M., Hasui Y., Brito Neves B.B., Fuck R.A. 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth-Science Reviews*, Amsterdam, **17**: 1-29.
- Almeida M.E., Ferreira A.L., Brito M.F.L., Monteiro M.A.S. 2001. Evolução tectonoestrutural da Província Tapajós com base na geologia das folhas Vila Mamãe Anã e Jacareacanga (1:250.000), região limite dos estados do Amazonas e Pará. In: Reis N.J. & Monteiro M.A.S. (orgs.). *Contribuições à geologia da Amazônia*. Manaus, SBG-NO, v. 2, p. 57-112.
- Alves C.L., Sabóia A.M., Martins E.G., Stropper J.L. (eds.). 2010. Geologia e recursos minerais das Folhas São José do Xingu SC.22-Y-A e Rio Comandante Fontoura SC.22-Y-B. Escala 1:250.000. Goiânia, Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais/SICMEMT.
- Bahia R.B.C. & Quadros M.L.E.S. 2000. *Geologia e recursos minerais da Folha Caracol SB.21-X-C: Estados do Pará e Amazonas, escala 1:250.000*. Brasília, DF: CPRM. Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PLGB). Projeto Especial Província Mineral do Tapajós (Promin Tapajós).
- Barbarin B. 1999. A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. *Lithos*, **46**: 605-626.
- Barros M. A. S., Padilha R. A., Rubert R. R., Pimentel M. M., Chemale Junior F. 2006. Iriri volcanism and Rio Dourado Granite: a-type paleoproterozoic magmatism in northeastern Mato Grosso - Brazil. In: Symposium on Magmatism, crustal evolution, and metallogenesis of the Amazonian Craton. IGCP 510: Workshop on a-type granites and related rocks through time. *Abstract volume and Field Trips Guide*, 39. Belém, PRONEX-UFPA/SBG-NO.
- Barros M. A. S., Pimentel M. M., Rocha M. L. B. P., Silva F. R., Padilha R.A., Dantas E.L., Moura E. 2011. A Suíte Intrusiva Rio Dourado - um Granito Tipo A de 1,88 Ga - Sudeste do Craton Amazônico - Mato Grosso - Brasil. *Geologia USP. Série Científica*, **11**: 75-93.
- Bowden P., Batchelor R.A., Chappell B.W., Didier J., Lameyre J. 1984. Petrological, geochemical and source criteria for the classification of granitic rocks: a discussion. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **35**: 1-11.
- Boynton W. V. 1984. Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: Henderson P. (ed.). *Rare earth element geochemistry*. Amsterdam, Elsevier, p. 63-114.
- Brown G.C. 1982. Calc-alkaline intrusive rocks: their diversity, evolution, and relation to volcanic arcs. In: Thorpe R.S. (ed.). *Orogenic andesites and related rocks*. London, Wiley, p. 437-61.
- Brown G.C., Thorpe R.S., Webb P.C. 1984. The geochemical characteristics of granitoids in contrasting arcs and comments on magma sources. *Journal of the Geological Society*, **141**: 413-426.

Cassini L. V., Moyon J. F., Juliani C. 2020. Orosirian magmatism in the Tapajós Mineral Province (Amazonian Craton): The missing link to understand the onset of Paleoproterozoic tectonics. *Lithos*, 356-357.

Chappell B.W. & White A.J.R. 1974. Two contrasting granite types. *Pacific Geology*, **8**: 173–174.

Chemale Jr, F., Kawashita K., Dussin I.V., Ávila J.N., Justino D., Bertotti A. 2012. U-Pb zircon in situ dating with LA-MC-ICP-MS using a mixed detector configuration. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **84** (2): 275-295.

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: 2º Congresso Geológico Chileno, Arica, Chile. Actas...* Arica, Chile, v. **4**: 137-148.

Coutinho M. G. N. (eds.) 2008. Evolução tectono-geológica e modelo de mineralização de ouro. *In: Coutinho, M. G. N. Província Mineral do Tapajós: geologia, metalogênia e mapa provisional para ouro em SIG*. Rio de Janeiro: CPRM - Serviço Geológico do Brasil, 251-262 p.

De La Roche H., Leterrier J., Grandclaude P., Marchal M. 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1R2 diagrams and major element analysis - its relationships with current nomenclature. *Chemical Geology*, **29**: 183-210.

DePaolo D.J. 1981. A neodymium and strontium isotopic study of the Mesozoic calcalkaline granitic batholiths of the Sierra Nevada and Peninsular Ranges, California. *Journal of Geophysical Research*, **86** (B11): 10470-10488.

DePaolo D.J. 1988. Neodymium isotope geochemistry – an introduction. Berlin, Springer-Verlag, 187p.

DePaolo D.J. & Wasserburg G.J. 1976. Nd isotopic variations and petrogenetic models. *Geophys. Res. Lett.*, **3**: 249–252.

Eby G.N. 1990. A-Type granitoids: A review of their occurrence and chemical characteristics and speculations on their petrogenesis. *Lithos*, **26**: 115-34.

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

Echeverri-Misas C. M. 2010. *Evolução magmática, alteração hidrotermal e gênese da mineralização de ouro e cobre do palito, Província Aurífera do Tapajós (PA)*. Dissertação de Mestrado, Universidade de São Paulo, São Paulo, 235 p.

Fernandes C.M.D. 2005. *Geologia, geoquímica e geocronologia das rochas vulcânicas do Grupo Uatumã, região de São Félix do Xingu (PA), Província Mineral de Carajás*. 2005. Dissertação (Mestrado em Geoquímica e Petrologia) – Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém. pp. 130.

Fernandes C.M.D. 2009. *Estratigrafia e petrogênese das sequências vulcânicas paleoproterozóicas na região de São Félix do Xingu (PA), Província Mineral de Carajás*. Tese de Doutorado, Universidade de São Paulo, São Paulo, 170 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**: 351-368.
- Forster H.J., Tischendorf G., Trumbull R.B. 1997. An evaluation of Rb vs. (Y+Nb) discriminant diagram to infer tectonic setting of silic igneous rock. *Lithos*, **40**: 261-293.
- Gill R. (Eds.) 2010. *Igneous rocks and process: a practical guide*. Wiley-Blackwell, London, 472p.
- Harris N.B.W.; Pearce J.A; Tindle A.G. 1986. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. In: Coward, M.P., Ries, A.C. (eds), *Collision tectonics. Special Publications Geological Society*, 67-81.
- Hildreth W. & Moorbath S. 1988. Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of central Chile, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **98**: 455-489.
- Horstwood M.S.A., Kosler J., Gehrels G., Jackson S.E., McLean N.M., Paton C., Pearson N.J., Sircombe K., Sylvester P., Vermeesch P., Bowring J.F., Condon D.J., Schoene B. 2016. Community-Derived Standards for LA-ICP-MS U-(Th)-Pb Geochronology – Uncertainty Propagation, Age Interpretation and Data Reporting. *Geostandards and Geoanalytical Research*, **40** (3): 311-332.
- Irvine T. N.; Baragar W. R. A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **8**: 523-548.
- Janousek V., Farrow C.M., Erban V. 2006. Interpretation of whole-rock geochemical data in igneous geochemistry: introducing Geochemical Data Toolkit (GCDkit). *Journal of Petrology*, **47**: 1255-1259.
- 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.; 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. *Chemical Geology*, **215**: 95-125.
- Kelemen P.B., Shimizu N., Dunn T. 1993. Relative depletion of niobium in some arc magmas and the continental crust: partitioning of K, Nb, La and Ce during melt/rock reaction in the upper mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, **120**: 111-134.
- Klein E. L., Almeida M. E., Rosa-Costa L. T. 2012. The 1.89-1.87 Ga Uatumã Silicic Large Igneous Province, northern South America. *Large Igneous Provinces Commission*. Disponível em: <http://www.largeigneousprovinces.org>. Acesso em: 19 jul. 2019.
- Klein E. L., Macambira M. J. B., Santos A., Bahia R. B. C., Quadros M. L. E. S. 2000. Geochronology of granitoids, mafic intrusions and mineralizations of the Tapajós Gold Province - Amazonian Craton Brazil. 31st International Geology Congress. Rio de Janeiro.

- Klein E.L., Almeida M.E., Vasquez M.L., Bahia R.B.C., Quadros M.L.E.S., Ferreira A.L. 2001. Geologia e Recursos Minerais da Província Mineral do Tapajós. Estados do Pará e do Amazonas. Escala 1:500.000. Nota Explicativa. Belém: CPRM, 104 p. Projeto Especial Província Mineral do Tapajós (Promin Tapajós). Almeida F.F.M., Hasui Y., Brito Neves B.B., Fuck R.A. 1981. Brazilian structural provinces: An introduction. *Earth Science Review*, 17, 1-29.
- Lamarão C. N., Dall'Agnol R., Pimentel M. M. 2005. Nd isotopic composition of Paleoproterozoic volcanic rocks of Vila Riozinho: implications for the crustal evolution of the Tapajós gold province, Amazon craton. *Journal of South American Earth Sciences*, **18**: 277-292.
- Lamarão C.N., Dall'Agnol R., Lafon J.M., Lima E.F. 2002. Geology, geochemistry, and Pb-Pb zircon geochronology of the Paleoproterozoic magmatism of Vila Riozinho, Tapajós Gold Province, Amazonian craton, Brazil. *Precambrian Research*, **119**: 189-223.
- Lameyre J., Bowden P. 1982. Plutonic rock types series: discrimination of various granitoid series and related rocks. *Journal of Volcanology Geothermal Research*, **14** (1-2): 169-186.
- Le Maitre R. W. 2002. Igneous rocks: a classification and glossary of terms: recommendations of the International Union of Geological Science, Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. 2. ed. Cambridge; New York: Cambridge University Press, 236.
- Lima M. V. G. R.; Santos M. D.; Lafon J. M. 2010. Geologia e geocronologia do depósito aurífero do Palito, Província Tapajós, Itaituba - PA. In: 55 Congresso Brasileiro DE Geologia, 55., 2010. Belém. Anais de Resumo (Belém: SBG-Núcleo Norte).
- Loiselle M.C. & Wones, D.R. 1979. Characteristics and origin of anorogenic granites. Abstracts with programs-Geological Society of America 11, 468.
- Ludwig K.R. 2008. User's Manual for Isoplot/Ex version 3.70 - A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel, No.4. Berkeley Geochronology Center, Special Publication, 76.
- Lugmair G.W. & Marti K. 1978. Lunar initial $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$: Differential evolution of the lunar crust and mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, **39**: 349-357.
- Macambira E.M.B. & Vale A.G. 1997. São Félix do Xingu: Folha SB-22-Y-B, Estado do Pará, escala 1:250.000. Texto Explicativo. Brasília: CPRM. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PLGB), 344.
- Milhomem Neto J.M. & Lafon J.M. 2019. Zircon U-Pb and Lu-Hf isotope constraints on Archean crustal evolution in Southeastern Guyana Shield. *Geoscience Frontiers*, **10**: 1477-1506.
- Milhomem Neto J.M., Lafon J.M., Galarza M.A., Moura C.A.V. 2017. U-Pb em zircão por LA-MC-ICP-MS no laboratório Pará-Iso (UFPA): metodologia e aplicação na porção sudeste do Escudo das Guianas. In: Lima A.M.M. & Gorayeb P.S.S. (eds.) Contribuições à Geologia da Amazônia. Belém, SBG-NO, 10,333-346.
- Moura C.A.V.; Gorayeb P.S.S.; Matsuda N.S. 1999. Geocronologia Pb-Pb em zircão do riolito Vila Raiol, Formação Iriri – sudoeste do Pará. In: 6º Simpósio de Geologia da Amazônia. Anais de Resumos Expandidos 475-477 (Manaus: SBG-Núcleo Norte).

- Padilha R. A. & Barros M. A. S. 2008. Petrologia e geoquímica das suítes intrusivas Vila Rica e Rio Dourado – Província Amazônia Central, borda Sudeste do Cráton Amazônico (MT). *Revista Brasileira de Geociências*, **38** (4): 642- 653.
- Paiva Junior A. L., Lamarão C. N., Fernandes C. M. D., Pinho S. C. C., Cruz V. L. 2006. Petrografia e geocronologia Pb-Pb do granito Santa Rosa, região São Félix do Xingu, Província Mineral de Carajás. 9º Simpósio de Geologia da Amazônia, Resumos expandidos. Manaus: SBG. CD-ROM.
- Pearce, J.A, Harris, N.B.W, Tindle, A.G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, **25**: 956-983.
- Peccerillo A. & Taylor T.S. 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from kastamonu area, northern turkey. *Contribution Mineralogy Petrology*, **58**: 63-81.
- 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.
- Pitcher W.S. 1997. The Nature and Origin of Granite, 2nd ed. Chapman & Hall, London, 386 pp.
- Rocha M.L.B.P., Barros M.A.S., Lima E.F., Pierosan R. 2012. Paleoproterozoic Dome of Lava from Iriri Group - sonho meu farm - Northeast of Mato Grosso, Amazon Craton: geology, geochemistry and geochronology. *Revista Brasileira de Geociências*, **42**: 471-488.
- Roverato M., Giordano D., Giovanardi T., Juliani C., Polo L. 2019. The 2.0–1.88 Ga Paleoproterozoic evolution of the southern Amazonian Craton (Brazil): an interpretation inferred by lithofaciological, geochemical and geochronological data. *Gondwana Research*, **70**, 1-24.
- Russell W.A, Papanastassiou D.A, Tombrello T.A. 1978. Ca isotope fractionation on the earth and other solar system materials. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **42** (8): 1075-1090.
- Santos D.B., Fernandes P.E.C.A., Dreher A.M., Cunha F.B., Basei M.A.S., Teixeira J.B.G., 1975. Geologia da Folha SB.21 - Tapajós. DNPM, Rio de Janeiro, 21-196 p.
- Santos J.O.S. 2003. Geotectônica dos escudos das Guianas e Brasil Central. In: Bizzi L.A., Schobbenhaus C., Vidotti R.M., Gonçalves J.H. (eds.). *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil*. CPRM, Brasília, p.169-226.
- Santos J.O.S., Groves D.I., Hartmann L.A., Moura M.A., Mcnaughton N.J. 2001. Gold deposits of the Tapajós and Alta Floresta Domains, Tapajós-Parima orogenic belt, Amazon Craton, Brazil. *Mineralium Deposita*, **36** (3-4): 279-299.
- Santos J.O.S., Hartmann L.A., Gaudette H.E., Groves D.I., Mcnaughton N.J., Fletcher I.R. 2000. A new understanding of the provinces of the Amazon Craton based on integration of field mapping and U-Pb and Sm-Nd geochronology. *Gondwana Research*, **3**: 453-488.
- Santos J.O.S., Van Breemen O.B., Groves D.I., Hartmann L.A., Almeida M.E., Mcnaughton N.J., Fletcher I.R. 2004. Timing and evolution of multiple Paleoproterozoic magmatic arcs in

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

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

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

Shand S.J. 1943. *The eruptive rocks*. New York, John Wiley, 444p.

Stacey J.S. & Kramers J.D. 1975. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth and Planetary Science Letters*, **26** (2): 207-221.

Streckeisen A.L. 1976. Classification of the common igneous rocks by means of their chemical composition: a provisional attempt. *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Monatshefte*, **1**: 1-15.

Sylvester P.J. 1989. Post-collisional alkaline granites. *The Journal of Geology*, **97**: 261-280.

Tassinari C.C.G. 1996. *O mapa geocronológico do Cráton Amazônico no Brasil: revisão dos dados isotópicos*. Thesis de Livre docência, Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências, São Paulo. 139p.

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

Tassinari C.C.G. & Macambira M.J.B. 2004. A evolução tectônica do Cráton Amazônico. In: Mantesso-Neto V., Bartorelli 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, p. 471-485.

Teixeira, N. P., Bettencourt, J. S., Moura, C. A. V., Dall'Agnol, R., Macambira, E. M. B. 2002a. Archean crustal sources for Paleoproterozoic tin-mineralized granites in the Carajás Province, SSE Pará, Brazil: Pb-Pb geochronology and Nd isotope geochemistry. *Precambrian Research*, **119**: 257-275.

Teixeira N.P., Fernandes C.M.D., Moura C.A.V., Pinho S.C.C., Bettencourt J.S. 2002b. Geologia, geoquímica, geocronologia e isótopos de Sm-Nd de rochas vulcânicas paleoproterozóicas do Grupo Uatumã ocorrentes na região de São Félix do Xingu, Província Mineral de Carajás, Cráton Amazônico, Brasil. In: SBG-Núcleo Norte, 2º Simpósio sobre Vulcanismo e Ambientes Associados, Belém. *Anais...* 37, Belém. p. 00-00.

Teixeira N.P., Bettencourt J.S., Dall'Agnol R., Moura C.A.V., Fernandes C.M.D., Pinho S.C.C. 2005. Geoquímica dos granitos paleoproterozóicos da Suíte Intrusiva Velho Guilherme, Província Estanífera do Sul do Pará. *Revista Brasileira de Geociências*, **35**: 217-226.

Teixeira W., Tassinari C.C.G., Cordani U.G., Kawashita K. 1989. A review of the geochronology of the Amazonian Craton: tectonic implications. *Precambrian Research*, **42**: 213-27.

Thiéblemont D. & Téguy M. 1994. Une discrimination géochimique des roches différenciées témoin de la diversité d'origine et de situation tectonique des magmas calcio-alcalins. *C. R. Acad. Sci. Paris*, **319**: 87-94.

Tokashiki C.C., Juliani C., Monteiro L. V. S. Echeverri-Misas C. M., Aguja M.A, Arrais L.B. 2015. Eventos vulcânicos de 1,97 Ga com mineralizações de ouro epitermais low - e intermediate-sulfidation na porção sul da Província Mineral do Tapajós (PA). *In: Gorayeb P.S.S. & Lima A.M.M. (eds). Contribuições à geologia da Amazônia*. Belém, Sociedade Brasileira de Geociências, v. 9. p. 119–138.

Turner S.P., Fosen J.D., Morrison R.S. 1992. Derivation of some A-type magmas by fractionation of basaltic magma: an example from the Padthaway Ridge, South Australia. *Lithos*, **28**: 151–179.

Vasquez M. L., Klein E. L., Quadros M. L. E. S., Bahia R. B. C., Santos A., Ricci P. S. F., Sachett C. R., Silva C. M. G., Macambira M. J. B. 1999. Magmatismo Uatumã na Província Tapajós: novos dados geocronológicos. *In: SBG-Núcleo Norte, 6º Simpósio de Geologia da Amazônia*. Marabá, *Anais de Resumos Expandidos* p. 471-474.

Vasquez M. L., Ricci P. S. F., Klein E. L. 2002. Granitóides pós-colisionais da porção leste da Província Tapajós. *In: Klein E. L., Vasquez M. L., Rosa-Costa L. T. (eds.). Contribuições à geologia da Amazônia*. Belém, Sociedade Brasileira de Geociências. v.3, p. 67-84.

Vasquez M.L., Rosa Costa L.T., Silva C.M.G., Klein E.L. 2008. Compartimentação tectônica. *In: Vasquez M.L., Rosa-Costa L.T. Geologia e recursos minerais do Estado do Pará: Sistema de Informações Geográficas – SIG: texto explicativo dos mapas Geológico e Tectônico e de Recursos Minerais do Estado do Pará, escala 1: 1.000.000*.

Vasquez M.L., Chaves L.C, Moura E.M., Oliveira J.K.M., Lafon J.M. 2013. Eventos magmáticos de 2020 - 1980 Ma nas folhas São Domingos e Jardim do Ouro, porção leste do Domínio Tapajós. *In: SBG-Núcleo Norte, 13º Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém, Resumos expandidos* p. 209-212.

Vasquez M.L., Chaves C.L., Melo E.M., Oliveira J.K.M. 2017. *Geologia e recursos minerais das Folhas São Domingos - SB.21-Z-A-II e Jardim do Ouro - SB.21-Z-A-III, Estado do Pará, Escala 1:100.000*. Belém, CPRM - Serviço Geológico do Brasil.

Waichel B.L., Lima E.F., Nardi L.V.S., Sommer C.A. 2000. The alkaline post-collisional volcanism of Campo Alegre Basin in southern Brazil: petrogenetic aspects. *Revista Brasileira de Geociências*, **30**: 393-396.

Wernick E. 2004. *Rochas magmáticas: conceitos fundamentais e classificação modal, química, termodinâmica e tectônica*. [São Paulo], Editora UNESP, 655p.

Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.W. 1987. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **95**: 407-419.

Whitney D.L. & Evans B.W. 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, **95** (1): 185-187.

Wilson M.J. 1989. *Igneous petrogenesis. A global tectonic approach*. London, Boston, Sydney, Wellington, Unwin Hyman, 466 p.

Wood D. A., Joron J. L., Treuil M., Norry M., Tarney J. 1979. Elemental and Sr isotope variations in basic lavas from Iceland and the surrounding ocean floor; the nature of mantle source inhomogeneities. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **70**: 319-339.

CAPÍTULO V CONCLUSÕES

Os dados petrográficos, geoquímicos e geocronológicos U-Pb e Sm-Nd apresentados neste trabalho, associados com os dados disponíveis na literatura, possibilitaram avanços significativos acerca da cronoestratigrafia e geodinâmica das rochas vulcano-plutônicas na área de Trairão, estado do Pará.

As rochas vulcânicas efusivas e vulcanoclásticas da região de Trairão são riolitos, andesitos, ignimbrito riolíticos e tufos de cristais félsicos. As unidades plutônicas são granodioritos, quartzomonzonitos, monzogranitos e sienogranitos. Comumente, todas as variações plutônicas apresentam aspecto isotrópico, inequigranular, com granulação média a grossa e conteúdos variados de hornblenda e biotita, suas principais fases máficas, e texturas granular hipidiomórfica e granofírica.

As rochas das suítes intrusivas Creporizão, Parauari (unidades granodiorítica e granítica) apresentam assinatura cálcio-alcalina de alto-K a shoshonítica, de caráter meta a peraluminoso. O enriquecimento em LILE (ex. K, Rb, Ba e Sr) e moderadas anomalias negativas de Nb, moderado fracionamento dos ETR pesados e fracas anomalias negativas de Eu* são características comuns desses granitoides. Distintivamente, os granitoides da Suíte Intrusiva Maloquinha e as formações Salustiano e Moraes Almeida apresentam assinatura alcalina de alto K, caráter peraluminoso a peralcalino. Essas rochas apresentam ainda enriquecimento em HFSE (ex. Zr, Hf e Th), alto conteúdo de ETR e pronunciadas anomalias negativas de Eu*.

Em diagramas de classificação de ambiente tectônico, os granitoides das suítes intrusivas Creporizão e Parauari (unidades granítica e granodiorítica) e as formações Salustiano e Aruri evidenciaram afinidades geoquímicas com granitoides cálcio-alcalinos de arco vulcânico (VAG), relacionados a arco magmático, enquanto as rochas da Suíte Intrusiva Maloquinha e a Formação Moraes Almeida estão relacionados a ambientes intraplaca.

A aplicação do método U-Pb em zircão por LA-ICP-MS permitiu a identificação das rochas plutônicas mais antigas do conjunto, que foram geradas há 1980 Ma pertencentes à Suíte Intrusiva Creporizão. As rochas vulcânicas e vulcanoclásticas da unidade mapeada como Formação Salustiano, cuja idade é *ca.* 1880 Ma, foram datadas neste trabalho, em 1975 Ma. Contudo, apesar desse conflito, prossegue-se com essa denominação, e recomenda-se pelo menos mais uma datação U-Pb nessa unidade, de preferência em uma rocha vulcânica efusiva. As rochas da Suíte Intrusiva Maloquinha foram geradas em 1880 Ma, com correspondente vulcânica da Formação Moraes Almeida, que data 1877 Ma, contemporâneas às rochas das unidades da Suíte Intrusiva Parauari (granodiorítica de 1876 Ma e granítica de 1867 Ma) e a

Formação Aruri de 1867 Ma. Os cristais de zircão interpretados como herdados de 1965 Ma e 1979 Ma, encontrados nas formações Moraes Almeida e Aruri, podem estar correlacionados ao evento magmático de *ca.* 1,97 Ga, que ocorre na área.

Através de dados de Sm-Nd em rocha total foram observados duas fontes distintas para as rochas da área de Trairão, uma com contribuição de crosta paleoproterozoica ($\text{Nd-T}_{\text{DM}} = 2,31\text{-}2,48$ Ga) e outra com contribuição de crosta neoarqueana ($\text{Nd-T}_{\text{DM}} = 2,53\text{-}2,64$ Ga), ambos conjuntos com valores negativos de $\epsilon\text{Nd}_{(t)}$ (-1,39 a -7,11). As assinaturas de Nd obtidas trazem implicações para a parte central do Cráton Amazônico, pois de acordo com os modelos evolutivos de Tassinari & Macambira (1999, 2004) e Santos *et al.* (2000, 2006), onde seriam esperadas idades modelo Nd-T_{DM} arqueanas para essa parte do cráton. Contudo, através dos dados de Sm-Nd aqui apresentados, foi possível delimitar um traçado NW-SE, que separado as rochas do DTJ ($\text{Nd-T}_{\text{DM}} < 2,5$ Ga) e DIX ($\text{Nd-T}_{\text{DM}} > 2,5$ Ga), levando a propor que a área de Trairão cobre o limite entre esses domínios.

REFERÊNCIAS

- Ahrens L.H. 1955. The convergent lead age of the oldest monazites and uranites (Rhodesia, Manitoba, Madagascar, and Transvaal). *Geochim. Et Cosmochim. Acta.*, **7**: 294-300.
- Almeida F.F.M., Hasui Y., Brito Neves B.B., Fuck R.A. 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth-Science Reviews*, Amsterdam, **17**: 1-29.
- Almeida M.E. 2006. *Evolução geológica da porção centro-sul do Escudo das Guianas com base no estudo geoquímico, geocronológico (evaporação de Pb e U-Pb ID-TIMS em zircão) e isotópico (Nd-Pb) dos granitóides paleoproterozóicos do sudeste de Roraima, Brasil*. PhD Thesis, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 227 p.
- Almeida M.E., Brito, M.F., Ferreira, A.L., Monteiro, M.A. 2000. *Geologia e recursos minerais da Folha Vila Mamãe Anã - SB.21-V-D: Estados do Amazonas e Pará: Escala 1:250.000*. Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PLGB). Projeto Especial Província Mineral do Tapajós (Promin Tapajós). Brasília,DF, CPRM. 1 CD-ROM.
- Alves C.L., Sabóia A.M., Martins E.G., Stropper J.L. (eds.). 2010. *Geologia e recursos minerais das Folhas São José do Xingu SC.22-Y-A e Rio Comandante Fontoura SC.22-Y-B*. Escala 1:250.000. Goiânia, Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais/SICMEMT.
- Arndt N.T. & Goldstein, S.L. 1987. Use and abuse of crust-formation ages. *Geology*, Federal Republic of Germany, **15** (10): 893–895.
- Bahia R.B.C. & Quadros M.L.E.S. 2000. *Geologia e recursos minerais da Folha Caracol SB.21-X-C: Estados do Pará e Amazonas, escala 1:250.000*. Brasília,DF: CPRM. Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PLGB). Projeto Especial Província Mineral do Tapajós (Promin Tapajós).
- Barros M. A. S., Pimentel M. M., Rocha M. L. B. P., Silva F. R., Padilha R.A., Dantas E.L., Moura E. 2011. A Suíte Intrusiva Rio Dourado - Um Granito Tipo A de 1,88 Ga - Sudeste do Craton Amazônico - Mato Grosso - Brasil. *Geologia USP. Série Científica*, **11**: 75-93.
- Bowden P., Batchelor R.A., Chappell B.W., Didier J., Lameyre J. 1984. Petrological, geochemical and source criteria for the classification of granitic rocks: a discussion. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **35**: 1-11.
- Brito M.F.L., Almeida M.E., Ferreira A.L., Monteiro M.A.S., Popini M.V.F. 1997. Petrografia e litogeoquímica da Suíte Intrusiva Maloquinha registro de magmatismo tipo A na Província do Tapajós. In: 6º Congresso Brasileiro de Geoquímica, Salvador. *Anais...* p. 847-851.
- Chemale Jr, F., Kawashita K., Dussin I.V., Ávila J.N., Justino D., Bertotti A. 2012. U-Pb zircon in situ dating with LA-MC-ICP-MS using a mixed detector configuration. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, Rio de Janeiro, **84** (2): 275-296.
- Cordani U.G. & Sato K. 1999. Crustal evolution of the South American Platform; based on Nd isotopic systematic on granitic rocks. *Episodes*, **22** (3): 167-173.
- Coutinho M. G. N. (eds.). 2008. Evolução tectono-geológica e modelo de mineralização de ouro. In: Coutinho M. G. N. *Província Mineral do Tapajós: geologia, metalogênia e mapa provisional para ouro em SIG*. Rio de Janeiro, CPRM - Serviço Geológico do Brasil, p.251-262.

Cumming G.L. & Richards, J.R. 1975. Ore lead isotope relations in a continuously changing earth. *Earth Planetary Science Letters*, **28**: 155–175.

DePaolo D.J. 1981. A neodymium and strontium isotopic study of the Mesozoic calcalkaline granitic batholiths of the Sierra Nevada and Peninsular Ranges, California. *Journal of Geophysical Research*, **86** (B11):10470-10488.

DePaolo D.J. & Wasserburg G.J. 1976. Nd isotopic variations and petrogenetic models. *Geophys. Res. Lett*, **3**:249–252.

Dickin A. P. 1995. *Radiogenic isotope geology*. London, Cambridge University Press.

Dickin A.P. 2005. *Radiogenic isotope geology*. 2 eds. UK, Cambridge University Press, 472 p.

Faure G. 1986. *Principles of isotope geology*. 2 eds. New York, Jhon Wiley and Sons, 589 p.

Fernandes C.M.D. 2005. *Geologia, geoquímica e geocronologia das rochas vulcânicas do Grupo Uatumã, região de São Félix do Xingu (PA), Província Mineral de Carajás*. MS Dissertation, Mestrado em Geoquímica e Petrologia, Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 130 p.

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 Thesis, Universidade de São Paulo, São Paulo, 170 p.

Fernandes C.M.D., Juliani C., Monteiro L.V.S., Lagler B., Misas C.M.E. 2011. High-K calcalkaline to A-type fissure-controlled volcano-plutonism of the São Félix do Xingu region, Amazonian craton, Brazil: Exclusively crustal sources or only mixed Nd model ages?. *Journal of South American Earth Sciences*, **32**: 351-368.

Ferreira A.L., Rizzotto G.J., Quadros M.L.E.S., Bahia R.B.C., Lopes R.C., Oliveira M.A. 2004. Folha SB.21-Tapajós. 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. (eds.). *Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, Sistema de Informações Geográficas*. Programa Geologia do Brasil. CPRM, Brasília, DF. CD ROM.

Gioia S. M. L. C. & Pimentel. M. M. 2000. The Sm-Nd method in the geochronology laboratory of the University of Brasília. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, Rio de Janeiro, **72** (2): 219-245.

Jackson S.E., Pearson, N.J., Griffin, W.L., Belousova, E.A. 2004. The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U-Pb zircon geochronology. *Chemical Geology*, **211**: 47-69.

Janousek V., Farrow, C. M., Erban, V. 2006. Interpretation of whole-rock geochemical data in igneous geochemistry: introducing Geochemical Data Toolkit (GCDkit). *Journal of Petrology*, **47**: 1255-1259.

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., Silva, C.H.R., Monteiro, S.V.L., Bettencourt S. J., Nunes, D.M.C. 2002. The Au-granite Batalha system - Tapajós Gold Province, Amazonian Craton, Brazil: hydrothermal alteration and regional implications. *Precambrian Research*, **119** (1-4): 225-256.

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. *Chemical Geology*, **215** (1-4): 95–125.

Klein E. L. & Vasquez M. L. 2000. Projeto Especial Província Mineral do Tapajós (PROMIN-TAPAJÓS). Geologia e recursos minerais da Folha Vila Riozinho (SB.21-Z-A), Estados do Amazonas e Pará. Escala 1:250.000. Brasília, DF, CPRM. 1 CD-ROM.

Klein E. L., Almeida M. E., Rosa-Costa L. T. 2012. The 1.89-1.87 Ga Uatumã silicic large igneous province, Northern South America. *In: faltando os autores. Large igneous provinces commission*. Disponível em: <http://www.largeigneousprovinces.org>. Acesso em: 19 jul. 2019.

Klein E.L., Almeida M.E., Vasquez, M.L., Bahia R.B.C., Quadros M.L.E.S., Ferreira A.L. 2001. *Geologia e recursos minerais da Província Mineral do Tapajós, folhas: Vila Mamãe Anã (SB.21-V-D), Jacareacanga (SB.21-Y-B), Caracol (SB.21-X-C), Vila Riozinho (SB.21-Z-A) e Rio Novo (SB.21-Z-C)*. Estados do Pará e Amazonas, escala 1:500.000. Brasília, DF. (Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - PLGB. Projeto Especial Província Mineral do Tapajós).

Klein E.L., Almeida, M.E., Vasquez M.L., Bahia R.B.C., Quadros M.L. do E.S., Ferreira A.L. 2000. *PROMIN – Tapajós*. Geologia e recursos minerais da Província Mineral do Tapajós. Estados do Pará e do Amazonas. Escala 1:500.000. Belém, CPRM, 104 p. (Nota explicativa).

Lamarão C. N., Dall’Agnol, R., Pimentel M. M. 2005. Nd isotopic composition of Paleoproterozoic volcanic rocks of Vila Riozinho: implications for the crustal evolution of the Tapajós gold province, Amazon craton. *Journal of South American Earth Sciences*, **18**: 277-292.

Lamarão C.N., Dall’Agnol R., Lafon J.M., Lima E.F. 2002. Geology, geochemistry, and Pb-Pb zircon geochronology of the Paleoproterozoic magmatism of Vila Riozinho, Tapajós Gold Province, Amazonian craton, Brazil. *Precambrian Research*, **119**: 189-223.

Lamarão C.N., Souza K.S., Dall’Agnol R., Galarza M.A. 2008. Granitos pórfiros da região de Vila Riozinho, Província Aurífera do Tapajós: petrografia e geocronologia. *Revista Brasileira de Geociências*, **38** (3): 533-543.

Lameyre J. & Bowden P. 1982. Plutonic rock types series: discrimination of various granitoid series and related rocks. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **14**: 169-186.

Le maitre R. W. 2002. *Igneous rocks: a classification and glossary of terms: recommendations of the international union of geological science, subcommission on the systematics of igneous rocks*. 2 eds. New York, Cambridge University Press, 236 p.

Ludwig K.R. 2008. User's manual for isoplot/Ex version 3.70 - a geochronological toolkit for microsoft excel, no.4. *Berkeley Geochronology Center*, 76 p. (Special Publication).

Lugmair G.W. & Marti K. 1978. Lunar initial $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$: differential evolution of the lunar crust and mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, **39**: 349-357.

- Macambira E.M.B. & Vale A.G. 1997. *São Félix do Xingu: Folha SB-22-Y-B, Estado do Pará*. Escala 1:250.000. Texto explicativo. Brasília,DF: CPRM. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PLGB), 344 p.
- Milhomem Neto J.M. & Lafon J.M. 2019. Zircon U-Pb and Lu-Hf isotope constraints on Archean crustal evolution in Southeastern Guyana Shield. *Geoscience Frontiers*, **10**: 1477-1506.
- Milhomem Neto J.M., Lafon J.M., Galarza M.A., Moura C.A.V. 2017. U-Pb em zircão por LA-MC-ICP-MS no laboratório Pará-Iso (UFPA): metodologia e aplicação na porção sudeste do Escudo das Guianas. In: Lima A.M.M. & Gorayeb P.S.S. (eds.) *Contribuições à geologia da Amazônia*. Belém, SBG-NO, v.10, p.333-346.
- 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**: 114-127.
- Padilha R. A. & Barros, M. A. S. 2008. Petrologia e geoquímica das suítes intrusivas Vila Rica e Rio Dourado – Província Amazônia Central, borda sudeste do Cráton Amazônico (MT). *Revista Brasileira de Geociências*, **38** (4): 642- 653.
- Pastana J.M.N. & Silva Neto C.S. 1980 *Projeto Rio Chiché: relatório de progresso*. Belém: DNPM/CPRM, v. 1.
- 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.
- Ragland P.C. 1989. *Basic analytical petrology*. Oxford, Oxford University Press, 369 p.
- Ricci P.S.F., Vasquez M.L., Santos A., Klein E.L., Jorge João X.S., Martins R.C. 1999. Suíte Intrusiva Creporizão - Província Tapajós: proposta e critérios de definição. In: SBG-Núcleo Norte, 6 ° Simpósio Geologia da Amazônia, Manaus. *Anais....* p. 519-522.
- Rocha M.L.B.P., Barros M.A.S., Lima E.F., Pierosan R. 2012. Paleoproterozoic Dome of Lava from Iriri Group - sonho meu farm - Northeast of Mato Grosso, Amazon Craton: geology, geochemistry and geochronology. *Revista Brasileira de Geociências*, **42**: 471-488.
- Rollinson H. R. 1993. *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*. Londres, Longman Scientific & Technical, 352 p.
- Russell W.A, Papanastassiou, D.A, Tombrello, T.A. 1978. Ca isotope fractionation on the earth and other solar system materials. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **42** (8): 1075-1090.
- Santos D.B., Fernandes P.E.C.A., Dreher A.M., Cunha F.B., Basei M.A.S., Teixeira J.B.G. 1975. *Geologia da Folha SB.21 - Tapajós*. Rio de Janeiro, DNPM, p. 21-196.
- Santos J.O.S. 2003. Geotectônica do Escudo das Guianas e Brasil-Central. In: Bizzi L. A., Schobbenhaus C., Vidotti R. M., Gonçalves J. H. (eds.). *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil*. Brasília, DF, CPRM, Serviço Geológico do Brasil, p. 169-226.

Santos J.O.S., Groves D.I., Hartmann L.A., Moura M.A., Mcnaughton N.J. 2001. Gold deposits of the Tapajós and Alta Floresta Domains, Tapajós-Parima orogenic belt, Amazon Craton, Brazil. *Mineralium Deposita*, **36** (3-4): 279-299.

Santos J.O.S., Hartmann L.A., Faria M.S., Riker S.R., Souza M.M., Almeida M.E., McNaughton N.J. 2006. A compartimentação do Cráton Amazônico em províncias: avanços ocorridos no período de 2000-2006. *In: SBG-Núcleo Norte, 9 ° Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém. Anais...* p. 156-159.

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**: 453-488.

Santos J.O.S., Van Breemen O.B., Groves D.I., Hartmann L.A., Almeida M.E., Mcnaughton N.J., Fletcher I.R. 2004. Timing and evolution of multiple Paleoproterozoic magmatic arcs in the Tapajós Domain, Amazon Craton: constraints from SHRIMP and TIMS zircon, baddeleyite and titanite U-Pb geochronology. *Precambrian Research*, **131**: 73-109.

Santos M.D., Aquino, L.B.M., Serra, V.F.H., Gomes, M.V., Galarza, M.A., Lafon, J.M. 2013. Geocronologia das rochas hospedeiras e do minério com implicações na gênese do Depósito Aurífero Palito, Província Tapajós, Sudoeste do Pará. *In: SBG-Núcleo Norte, 13° Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém. Anais...* SBG/Núcleo Norte.

Santos M.M., Lana C., Scholz R., Buick I., Schmitz M.D., Kamo S.L., Gerdes A., Corfu F., Tapster S., Lancaster P., Storey C.D., Basei M.A., Tohver E., Alkmim A., Nalini H., Krambrock K., Fantini C., Wiedenbeck M. 2017. A New Appraisal of Sri Lankan BB Zircon as a Reference Material for LA-ICP-MS U-Pb Geochronology and Lu-Hf Isotope Tracing. *Geo-standards Geoanalytical Research*, **41**: 335-358.

Schobbenhaus C. & Brito Neves B.B.A. 2003. 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*. Brasília,DF, CPRM, Serviço Geológico do Brasil, p. 5-54.

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

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

Sláma J., Košler J., Condon D.J., Crowley J.L., Gerdes A., Hanchar J.M., Horstwood M.S.A., Morris G.A., Nasdala L., Norberg N., Schaltegger U., Schoene B., Tubrett M.N., Whitehouse M.J. 2008. Plešovice zircon - A new natural reference material for U-Pb and Hf isotopic microanalysis. *Chemical Geology*, **249**: 1-35.

Stacey J.S. & Kramers J.D. 1975. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth and Planetary Science Letters*, **26** (2): 207-221.

Streckeisen A.L. 1976. Classification of the common igneous rocks by means of their chemical composition: a provisional attempt. *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Monatshefte*, **1**:1-15.

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

Tassinari C.C.G. 1996. *O mapa geocronológico do Cráton Amazônico no Brasil: revisão dos dados isotópicos*. PhD Thesis, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 139 p.

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. (eds.). *Geologia do continente Sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo, Beca, p. 471-485.

Teixeira N. P., Bettencourt J. S., Moura C. A. V., Dall'Agnol R., Macambira E. M. B. 2002a. Archean crustal sources for Paleoproterozoic tin-mineralized granites in the Carajás Province, SSE Pará, Brazil: Pb-Pb geochronology and Nd isotope geochemistry. *Precambrian Research*, **119**: 257-275.

Teixeira N.P., Fernandes C.M.D., Moura C.A.V., Pinho S.C.C., Bettencourt J.S. 2002b. Geologia, geoquímica, geocronologia e isótopos de Sm-Nd de rochas vulcânicas paleoproterozóicas do Grupo Uatumã ocorrentes na região de São Félix do Xingu, Província Mineral de Carajás, Cráton Amazônico, Brasil. In: 2º Simpósio sobre Vulcanismo e Ambientes Associados, Belém. *Anais...* p. 37.

Teixeira W., Tassinari C.C.G., Cordani U.G., Kawashita K. 1989. A review of the geochronology of the Amazonian Craton: Tectonic Implications. *Precambrian Research*, **42**: 213-27.

Vasquez M. L., Klein E. L., Quadros M. L. E. S., Bahia R. B. C., Santos A., Ricci P. S. F., Sachett C. R., Silva C. M. G., Macambira M. J. B. 1999. Magmatismo Uatumã na Província Tapajós: novos dados geocronológicos. In: SBG, 6º Simpósio de Geologia da Amazônia, Manaus. *Anais...*p. 471-474.

Vasquez M. L. & Klein E. L. 2000. *Geologia e recursos minerais da Folha Rio Novo - SB.21-Z-C: Estado do Pará. Escala 1:250.000*. Brasília, DF: CPRM, 2000. 1 CD-ROM. Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PLGB). Projeto Especial Província Mineral do Tapajós (Promin Tapajós). Belém, CPRM. 1 CD-ROM.

Vasquez M.L., Chaves C.L., Melo E.M., Oliveira J.K.M. 2017. *Geologia e recursos minerais das Folhas São Domingos - SB.21-Z-A-II e Jardim do Ouro - SB.21-Z-A-III, Estado do Pará, Escala 1:100.000*. Belém, CPRM - Serviço Geológico do Brasil.

Vasquez M.L., Klein E.L., Ricci P.S.F. 2002. Granitoides pós-colisionais da porção leste da Província Tapajós. In: Klein E.L., Vasquez M.L., Rosa-Costa L.T. *Contribuições à geologia da Amazônia*. Belém, v.3, p.67-84.

Vasquez M.L., Rosa Costa L.T., Silva C.M.G., Klein E.L. 2008. Compartimentação tectônica. In: Vasquez M.L., Rosa-Costa L.T. *Geologia e recursos minerais do Estado do Pará: Sistema de Informações Geográficas - SIG: texto explicativo dos mapas Geológico e Tectônico e de Recursos Minerais do Estado do Pará, escala 1: 1.000.000*. p. 00-00.

Wetherill G. W. 1986. Accumulation of the terrestrial planets and implications concerning lunar origin. In: Hartmann W. K., Phillips R. J., Taylor G. J. (ed). *Origin of the moon*. Houston, Lunar Planet. Inst. p.519-550.

Whitney D.L. & Evans B.W. 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, **95** (1): 185-187.

Winter O.D. 2001. A Introduction to Igneous and Metamorphic Petrology. *Library of Congress Cataloging*, 796 p.

Yuan H., Gao S., Liu X., Li H., Günther D., Wu F. 2004. Accurate U-Pb Age and Trace Element Determinations of Zircon by Laser Ablation-Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometry. *Geostandards and Geoanalytical research*, **28**: 353-370.