



MINISTÉRIO DA EDUCAÇÃO
UNIVERSIDADE FEDERAL DE MATO GROSSO
INSTITUTO DE CIÊNCIAS EXATAS E DA TERRA
DEPARTAMENTO DE RECURSOS MINERAIS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

Fernanda Rodrigues da Silva

“GEOQUÍMICA E GEOCRONOLOGIA U-Pb (*SHRIMP*) DE
GRANITOS DA REGIÃO DE PEIXOTO DE AZEVEDO – PROVÍNCIA
AURÍFERA DE ALTA FLORESTA – MT”.

Orientadora

Prof^a. Dr^a. Márcia A. S. Barros

CUIABÁ

2014



UNIVERSIDADE FEDERAL DE MATO GROSSO - UFMT

Reitora

Prof.^a. Dr.^a. Maria Lucia Cavalli Neder

Vice-Reitor

Prof. Dr. Francisco José Dutra Solto

Pró-Reitora de Pós-Graduação

Prof.^a. Dr.^a. Leny Caselli Anzai

INSTITUTO DE CIÊNCIAS EXATAS E DA TERRA – ICET

Diretor do Instituto de Ciências Exatas e da Terra

Prof. Dr. Edinaldo de Castro e Silva

DEPARTAMENTO DE RECURSOS MINERAIS – DRM

Chefe do Programa de Pós-Graduação em Geociências

Prof. Dr.

Coordenador do Programa de Pós-Graduação em Geociências

Prof. Dr. Amarildo Salina Ruiz

Vice-Coordenador do Programa de Pós-Graduação em Geociências

Prof. Dr. Maria Zélia Aguiar



CONTRIBUIÇÕES ÀS CIÊNCIAS DA TERRA

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Nº45ª

**“GEOQUÍMICA E GEOCRONOLOGIA U-Pb (*SHRIMP*) DE
GRANITOS DA REGIÃO DE PEIXOTO DE AZEVEDO – PROVÍNCIA
AURÍFERA DE ALTA FLORESTA – MT”.**

Fernanda Rodrigues da Silva

Orientadora

Profª. Dra: Márcia Aparecida de Sant’Ana Barros

Co-Orientador

Prof. Dr: Ronaldo Pierosan

Dissertação de mestrado apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geociências do Instituto de Ciências Exatas e da Terra da Universidade Federal de Mato Grosso como requisito parcial para a obtenção do Título de Mestre na Área de Concentração: Geologia Regional e Recursos Minerais.

CUIABÁ

JANEIRO DE 2014.

Universidade Federal de Mato Grosso – www.ufmt.br
Instituto de Ciências Exatas e da Terra – www.ufmt.br
Curso de Graduação em Geologia – cursodegeologia@ufmt.br
Departamento de Recursos Minerais – www.ufmt.br
Programa de Pós-Graduação em Geociências – ppgec@ufmt.br
Campus Cuiabá – Avenida Fernando Corrêa, s/nº - Coxipó
78.060-900 – Cuiabá, Mato Grosso.

Fone: (65) 3615-8000

Os direitos de tradução e reprodução são reservados.

Nenhuma parte desta publicação poderá ser gravada, armazenada em sistemas eletrônicos, fotocopiada ou reproduzida por meios mecânicos ou eletrônicos, ou utilizada sem a observância das normas de direito autoral.

Depósito Legal na Biblioteca Nacional
Edição 1ª

Catálogo elaborado pela Biblioteca Central do Sistema de Bibliotecas e Informação–
SISBIB – Universidade Federal de Mato Grosso

Silva, Fernanda Rodrigues

Geoquímica e Geocronologia U-Pb (*SHRIMP*) de Granitos da região de Peixoto de Azevedo – Província Aurífera de Alta Floresta – MT

[manuscrito]/ Fernanda Rodrigues da Silva – 2014

Orientadora

Prof^a. Dr^a. Márcia A. S. Barros

Co-Orientador

Prof. Dr. Ronaldo Pierosan

Dissertação (Mestrado). Universidade Federal de Mato Grosso. Instituto de Ciências Exatas e da Terra. Curso de Geologia. Programa de Pós-graduação em Geociências.

Área de Concentração: Geologia Regional e Recursos Minerais.

Linha de Pesquisa: Geoquímica de Minerais e Rochas.

CDU:

**GEOQUÍMICA E GEOCRONOLOGIA U-Pb (*SHRIMP*) DE
GRANITOS DA REGIÃO DE PEIXOTO DE AZEVEDO – PROVÍNCIA
AURÍFERA DE ALTA FLORESTA – MT.**

Dissertação de mestrado aprovada em 29 de janeiro de 2014.

BANCA EXAMINADORA

Orientadora: Prof^a. Dr^a. Márcia Aparecida de Sant'Ana Barros

Examinador Interno (UFMT): Prof. Dr. Jayme A. D. Leite

Examinador Externo (METAMAT): Prof. Dr. Antônio João Paes de Barros

**CUIABÁ - MT
JANEIRO DE 2014.**

AGRADECIMENTOS

Agradeço primeiramente a **Universidade Federal do Mato Grosso, a Fundação CAPES e ao GEOCIAM** pelo apoio financeiro a esta pesquisa.

Agradeço também aos laboratórios de geocronologia da USP, UNB e da Curtin Universty – Austrália pelas análises isotópicas. Aos orientadores científicos deste trabalho, Professora Doutora Márcia Aparecida de Sant’Ana Barros e Professor Doutor Ronaldo Pierosan.

A Prof^a. Dr^a. Márcia Aparecida de Sant’Ana Barros começo por lhe agradecer a forma como me acolheu no seu grupo de pesquisa, desde a graduação, na Universidade Federal de Mato Grosso, aceitando ser minha orientadora de trabalho de conclusão de curso (graduação) até a essa dissertação de mestrado. Destaco todo seu empenho e incentivo na realização deste trabalho, bem como os ensinamentos que me transmitiu, a sua inteira disponibilidade em todas as fases deste trabalho, me acolhendo como uma verdadeira mãe.

Ao Professor Doutor Ronaldo Pierosan por ter me orientado constantemente, reconheço a sabedoria que me transmitiu em campo e no gabinete, o seu apoio e incentivo. Muito obrigada.

Aos Professores Doutores Jayme A. D. Leite, João Orestes Schneider Santos, Francisco E. C. Pinho pela contribuição científica para este trabalho. Aos Geólogos Emílio Miguel Júnior, Darlan Santos e Antônio João Paes de Barros, por todas as facilidades logísticas para a realização dessa dissertação.

Aos Geólogos Bruno Rodrigo Vasconcelos e Mara Luiza B. P. Rocha, agradeço por todas as discussões geológicas, sugestões e principalmente apoio e incentivo para elaboração deste trabalho. Muito obrigada.

Aos futuros geólogos Jhonatan, Samantha e Carlinha, pelo apoio em campo e na preparação de amostras, muito obrigada. Um obrigada especial para todos os colegas da geologia UFMT, pela disposição, incentivo e acima de tudo pela amizade e ao restante dos colegas da área geológica e aos que não são geológicos, mas moram no meu coração.

À minha mãe e meu padrasto pela sólida formação e confiança que me proporcionaram, pelo constante apoio moral e logístico. Agradeço a toda minha família, amo vocês.

Sumário da Dissertação

.....	15
CAPÍTULO I.....	15
I.1- LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO	16
I.2- JUSTIFICATIVA	16
I.3- OBJETIVOS DO TRABALHO	17
I.4- INTRODUÇÃO	18
I.5- MATERIAIS E MÉTODOS	18
I.5.1- Trabalhos de Campo	18
I.5.2- Trabalhos em Laboratório	19
I.5.2.1- Análises Petrográficas	19
I.5.2.2- Geoquímica de Rocha Total	19
I.5.2.3- Geologia Isotópica.....	20
I.5.2.4- Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV)	21
I.5.3- Trabalho de Gabinete	21
CAPÍTULO II.....	22
II.1- CONTEXTO GEOLÓGICO GEOTECTÔNICO	23
II.2 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	26
II.2.1 - Embasamento.....	26
II.2.2 – Suíte Intrusiva Pé Quente	26
II.2.3 – Granito Novo Mundo	27
II.2.4 – Granito Flor da Mata	27
II.2.5 – Granito Aragão.....	28
II.2.6 – Granito Nhandu.....	28
II.2.7 – Suíte Intrusiva Matupá	29
II.2.8 – Granito Peixoto	29
II.2.9 – Suíte Intrusiva Teles Pires	30
II.2.10 – Formação Dardanelos.....	31

CAPÍTULO III	33
ARTIGO SUBMETIDO A BRAZILIAN JOURNAL OF GEOLOGY EM 10/12/2013	34
GEOQUÍMICA E GEOCRONOLOGIA U-Pb (<i>SHRIMP</i>) DE GRANITOS DA REGIÃO DE PEIXOTO DE AZEVEDO – PROVÍNCIA AURÍFERA DE ALTA FLORESTA – MT.	34
Abstract	35
.INTRODUÇÃO.....	35
MATERIAIS E MÉTODOS	36
CONTEXTO GEOLÓGICO GEOTECTÔNICO	37
CONTEXTO GEOLÓGICO LOCAL.....	40
SUÍTE INTRUSIVA MATUPÁ.....	42
Biotita monzogranito	42
GRANITO PEIXOTO	44
Biotita granodiorito.....	44
LITOGEOQUÍMICA	46
CARACTERÍSTICAS QUÍMICAS GERAIS	53
VARIÇÃO DOS ELEMENTOS TERRAS RARAS E TRAÇO	56
AMBIÊNCIA TECTÔNICA	58
GEOCRONOLOGIA U-Pb (<i>SHRIMP</i>) EM ZIRCÃO	59
Estudo Prévio dos Zircões	59
Resultados U-Pb <i>SHRIMP</i> em Zircão	62
DISCUSSÕES	64
CONCLUSÕES.....	66
AGRADECIMENTOS	67
Referências bibliográficas.....	67
CAPÍTULO IV	71
DISCUSSÕES	72
CONCLUSÕES.....	75

AGRADECIMENTOS	76
Referências bibliográficas.....	76

Lista de Ilustrações da Dissertação

CAPÍTULO I.....	15
Figura 01- Mapa de localização e vias de acesso da área de estudo (Fonte: SIG-MT2004).....	16
CAPÍTULO II.....	22
Figura 02 - Mapa esquemático do Cráton Amazônico com localização da área de pesquisa, ilustrando os modelos geotectônicos geocronológicos propostos originalmente por Tassinari & Macambira (1999) (A) e Santos <i>et al.</i> (2000) (B).....	23
Figura 04 - Mapa geológico do setor E da PAAF (Miguel-Jr, 2011) em destaque a área de estudo (em anexo).....	32
CAPÍTULO IV.....	71
Figura 05- Seção esquemática mostrando um possível cenário para o magmatismo dos granitos estudados (primeira hipótese). O arco magmático denominado Juruena, inicia com a formação do granito Matupá em 1,87 Ga e prossegue até a idade do granodiorito em 1761 Ma.....	74
Figura 06- Seção esquemática mostrando um possível cenário para o magmatismo dos granitos estudados (segunda hipótese).....	75

Sumário do Artigo

CAPÍTULO III.....	33
GEOQUÍMICA E GEOCRONOLOGIA U-Pb (<i>SHRIMP</i>) DE GRANITOS DA REGIÃO DE PEIXOTO DE AZEVEDO – PROVÍNCIA AURÍFERA DE ALTA FLORESTA – MT.....	34
Abstract.....	35
.INTRODUÇÃO.....	35
MATERIAIS E MÉTODOS.....	36
CONTEXTO GEOLÓGICO GEOTECTÔNICO.....	37
CONTEXTO GEOLÓGICO LOCAL.....	40
SUÍTE INTRUSIVA MATUPÁ.....	42
Biotita monzogranito.....	42

GRANITO PEIXOTO.....	44
Biotita granodiorito.....	44
LITOGEOQUÍMICA.....	46
CARACTERÍSTICAS QUÍMICAS GERAIS.....	53
VARIAÇÃO DOS ELEMENTOS TERRAS RARAS E TRAÇO.....	56
AMBIÊNCIA TECTÔNICA.....	58
GEOCROLOGIA U-Pb (<i>SHRIMP</i>) EM ZIRCÃO.....	59
Estudo Prévio dos Zircões.....	59
Resultados U-Pb <i>SHRIMP</i> em Zircão.....	62
DISCUSSÕES.....	64
CONCLUSÕES.....	66
AGRADECIMENTOS.....	67
Referências bibliográficas.....	67
CAPÍTULO IV.....	71
DISCUSSÕES.....	72
CONCLUSÕES.....	75
AGRADECIMENTOS.....	76
Referências bibliográficas.....	76

Lista de Figuras do Artigo

CAPÍTULO III.....	33
Figura 02- Diagrama QAP (Streckeisen, 1976; Le Maitre, 1989) de amostras representativas para o Biotita granodiorito e Biotita Monzogranito.....	40
Figura 03- Mapa Geológico dos Granitos da região de Peixoto de Azevedo, dividido em Biotita-granodiorito ao norte e Biotita-monzogranito ao Sul (1:75.000).	41

Figura 04 – Biotita monzogranito (A) Monzogranito com textura equigranular grossa; (B) Fotomicrografia mostrando textura equigranular, composta por plagioclásio saussuritizado, quartzo anédrico e formando sub grãos, titanita marrom avermelhada, feldspato potássico com macla xadrez e biotita totalmente cloritizada com epidoto, sericita e muscovita; (C) Textura porfírica do monzogranito; (D) Fotomicrografia mostrando fenocristal de microclina com microfraturas preenchidas por quartzo e muscovita; (E) Fotomicrografia com biotita cloritizada + epidoto + sericita e muscovita; (F) Fotomicrografia mostrando intercrescimento mimerquítico.....43

Figura 05 – Biotita granodiorito Teles Pires (A) Granodiorito com textura porfírica, evidenciada por fenocristais de feldspato potássico e plagioclásio; (B) Fotomicrografia com fenocristais de feldspato potássico perítico com inclusões poiquilíticas de hornblenda e biotita; (C) Granulação média a grossa e textura variando de inequigranular a porfírica; (D) Fotomicrografia mostrando quartzo anédrico e plagioclásio com zoneamento oscilatório; (E) Enclaves alongadas de granodiorito fino; (F) Fotomicrografia mostrando textura inequigranular, composta por quartzo como agregados policristalinos, plagioclásio saussuritizado, muscovita e epidoto como minerais de alteração.....45

Figura 6 – Diagramas de classificação litogeoquímica para o biotita monzogranito e dados de Moura & Botelho (2002) da Suíte Intrusiva Matupá. (A) Diagrama de TAS (Le Maitre, 1989); (B) Diagrama R1 e R2 (De La Roche et al.,1980) (C) Índice de peraluminosidade (Shand, 1943; Maniar and Piccoli, 1989); (D) Diagrama de SiO₂ vs K₂O (Peccerillo and Taylor, 1976); (E) Diagrama de SiO₂ vs FeOt (Frost *et al.*, 2001).....54

Figura 7 – Diagramas de variação tipo Harker para amostras do biotita monzogranito e dados de Moura & Botelho (2002) da Suíte Intrusiva Matupá (Harker, 1909).55

Figura 8- (A) Distribuição dos elementos terras raras normalizados para condrito (Nakamura, 1974); (B) Diagramas multielementais normalizado pelo manto primitivo (Sun & Mc Donough, 1989) para o biotita monzogranito e dados de Moura & Botelho (2002) da Suíte Intrusiva Matupá.58

Figura 9 – Diagramas de discriminação tectônica para o biotita monzogranito e dados de Moura & Botelho (2002) da Suíte Intrusiva Matupá: (A) Rb vs Y+Nb; (B) Nb vs Y (Pearce *et al.*, 1984; 1996); (C) 10000*Ga/Al vs Zr; (D) 10000*Ga/Al vs Nb; (E) Zr+Nb+Ce+Y vs FeOt/MgO; (F) Zr+Nb+Ce+Y vs (K₂O+Na₂O)/CaO (Whalen *et al.*, 1987).59

Figura 13 – Diagramas de discriminação tectônica para o Biotita granodiorito: (A) Rb vs Y+Nb; (B) Nb vs Y (Pearce *et al.*, 1984; 1996); (C) 10000*Ga/Al vs Zr; (D) 10000*Ga/Al vs Nb; (E) Zr+Nb+Ce+Y vs FeOt/MgO; (F) Zr+Nb+Ce+Y vs (K₂O+Na₂O)/CaO (Whalen *et al.*, 1987).

Figura 14- Imagem de Microscopia Eletrônica de Varredura - MEV (BSE) de cristais de zircão da amostra FR-29, mostrando sua morfologia.....60

Figura 15- Imagem de Microscopia Eletrônica de Varredura - MEV (BSE) de cristais de zircão da amostra FR-02, mostrando suas morfologias.....	61
Figura16- Diagrama concórdia U/Pb (SHRIMP) da amostra FR-29, do biotita monzogranito, mostrando a idade concórdia de 1869 ± 10 Ma.	63
Figura 17- Diagrama concórdia U/Pb (SHRIMP) da amostra FR-02, do biotita-granodiorito, mostrando a idade concórdia de 1761 ± 9 Ma, interpretada como a idade de cristalização do corpo granítico.	63

Lista de tabelas do Artigo

Tabela 01 – Análises químicas dos granitos da região de Peixoto de Azevedo – MT. Biotita granodiorito e Biotita monzogranito. Os óxidos estão representados na forma de porcentagem (em peso) e os elementos-traço e ETR, em ppm.....	47
Tabela 02 - Análises químicas dos granitos da Suíte Intrusiva Matupá, dados de Moura & Botelho (2002).	50
Tabela 3: Síntese dos dados obtidos através da análise U/Pb (SHRIMP) em zircões para a amostra FR-02 e FR-29.....	62

RESUMO

A análise de dados petrográficos, geoquímicos e geocronológicos de granitos da região de Peixoto de Azevedo-MT, na porção leste da Província Aurífera de Alta Floresta, conduziu ao reconhecimento de dois corpos graníticos limitados por grandes falhamentos e zonas de cisalhamento regionais. Na porção noroeste, ocorre um corpo com dimensões de aproximadamente 50 km², caracterizado como biotita granodiorito, de granulação grossa, textura inequigranular a porfírica, metaluminoso à peraluminoso, cálcio-alcálico de alto potássio e magnésiano. Na porção sudeste da área, ocorre um corpo com aproximadamente 100 Km², caracterizado como biotita monzogranito, de granulação grossa, textura equigranular a porfírica, levemente peraluminoso, cálcico-alcálico de alto potássio e caráter predominantemente ferroso. Datações U-Pb (*SHRIMP* em zircão) realizadas neste trabalho, mostraram que o biotita monzogranito apresenta uma idade de 1869±10 Ma, o que permitiu incluí-lo como parte da Suíte Intrusiva Matupá, enquanto o biotita granodiorito apresentou idade de 1761±12 Ma, cronocorrelata a idade da Suíte Intrusiva Teles Pires. Entretanto devido as variações composicionais, manteve-se para o granodiorito a denominação de Granito Peixoto.

As duas unidades mostram padrões de Elementos Terras Raras com enriquecimento de leves sobre pesados e anomalia negativa de Eu ($La_n/Yb_n \approx 7,6$ a 17,31 e razões Eu/Eu* entre 0,46-0,72 para o biotita monzogranito e $La_n/Yb_n \approx 7,13$ a 29,09 com razões Eu/Eu* entre 0,25-0,40 para o biotita granodiorito). Os elementos-traço para ambos, apresentam anomalias negativas de Ba, P, Ti e Nb indicando uma evolução por fracionamento mineral onde há participação de plagioclásio, apatita e titanita e ou ilmenita, onde a anomalia negativa de Nb está relacionada a herança de placas subductadas. Duas hipóteses são sugeridas para os granitos da região. A primeira supõe que o arco magmático denominado Juruena, inicia com a formação dos granitos da Suíte Intrusiva Matupá (1870 Ma) e prossegue até a idade do granodiorito Peixoto (1761 Ma). A variação composicional gerada no período de 1870 Ma até 1761 Ma é justificada pela presença de uma crosta heterogênea, retrabalhada durante a subducção. A segunda hipótese considera que apenas o monzogranito foi gerado em ambiente de margem continental ativa, num estágio maduro. O granodiorito provavelmente teria se originado em estágio pós-colisional, como resultado de fusão de placa litosférica delaminada, seguida de contaminação crustal. A primeira hipótese têm como base a ausência de evidências de zonas colisionais na região. Entretanto na hipótese 2, considera-se que a ausência de assinaturas colisionais pode estar relacionada à baixa taxa de exumação crustal ou a carência de estudos geológicos.

Palavras chaves: Geocronologia, Geoquímica, Granito Peixoto, Suíte Intrusiva Matupá.

ABSTRACT

The analysis of petrographic, geochemical and geochronological data of granites in the region of Peixoto de Azevedo - MT, in the eastern portion of the Alta Floresta Gold Province, led to the recognition of two granitic bodies bounded by major faults and shear zones in the region. In the northwestern portion, a body with dimensions of approximately 50 km², featured as biotite granodiorite, coarse-grained, porphyritic texture inequigranular to, metaluminous to peraluminous, calc-alkaline high potassium and magnesium occurs. In the southeastern portion of the area, a body with approximately 100 Km², featured as biotite monzogranite, coarse-grained, equigranular to porphyritic texture, slightly peraluminous, calc-alkaline high potassium and occurs dominantly ferrous character. U-Pb dating (SHRIMP zircon) in this work showed that the biotite monzogranite has an age of 1869 ± 10 Ma, which allowed to include it as part of Intrusive Suite Matupá, while the biotite granodiorite had age 1761 ± 12 Ma, cronocorrelata age Intrusive Suite Teles Pires. However due to compositional variations, remained for the designation of granodiorite Granite Peixoto.

Both units show patterns of Rare Earth Elements with enrichment of light over heavy and negative Eu anomaly ($\text{La}_N / \text{YBN} \approx 7.6$ to 17.31 and ratios Eu / Eu^* between 0.46 to 0.72 for biotite monzogranite and $\text{La}_N / \text{YBN} \approx 7.13$ to 29.09 with ratios Eu / Eu^* between 0.25 - 0.40 for the biotite granodiorite). Trace elements for both present negative anomalies of Ba, P, Ti and Nb indicating an evolution for mineral fractionation where there is involvement of plagioclase, apatite and titanite and ilmenite or where the negative Nb anomaly is related to inheritance subductadas plates. Two hypotheses are suggested to the granites of the region. The first assumes that the magmatic arc called Juruena, begins with the formation of granites Intrusive Suite Matupá (1870 Ma) and continues until the age of granodiorite Peixoto (1761 Ma). The compositional variation generated in the period from 1870 Ma to 1761 Ma is justified by the presence of a heterogeneous crust reworked during subductio. The second hypothesis considers that only the monzogranite was generated in active continental margin environment, in a mature stage. The granodiorite probably would have originated in post-collisional stage, as a result of fusion of delaminated lithospheric plate, followed by crustal contamination. The first hypothesis are based upon the absence of evidence for collisional zones in the region. However in case 2, it is considered that the absence of collisional signatures may be related to the low rate of crustal exhumation or the lack of geological studies.

Keywords : Geochronology , Geochemistry , Granite Peixoto , Intrusive Suite Matupá.

APRESENTAÇÃO

O tema de mestrado está inserido em um projeto maior, intitulado: Estudo das Mineralizações de Au e Cu Associadas às Rochas Graníticas da Província Aurífera de Alta Floresta (MT), Cráton Amazônico – Processo CAPES N° 23038.000675/2010-15, Procad NF 2009 – UFMT/UNICAMP.

Trabalhos desenvolvidos no entorno da Província Aurífera de Alta Floresta (PAAF), propõem que as suítes graníticas paleoproterozóicas tiveram papel relevante como fonte termal de fluidos e metais para a formação das mineralizações auríferas (Rizotto, 2004; Abreu, 2004; Paes de Barros, 2007; Moura *et al.*, 2006), inclusive comparando-as em termos de modelos genéticos às classes dos depósitos do tipo ouro pórfiro (Moura *et al.*, 2006) e de ouro associado a sistemas intrusivos (Thompson *et al.*, 1999; Paes de Barros, 2007).

Nesse sentido, este trabalho foca no estudo geoquímico e geocronológico dos granitos ocorrentes na região de Peixoto de Azevedo, que é uma das regiões mais importantes em termos de associação de depósitos auríferos e magmatismo félsico.

ESTRUTURA E ORGANIZAÇÃO DA DISSERTAÇÃO

O presente trabalho consiste da dissertação do curso de mestrado junto ao Programa de Pós-graduação em Geociências da Universidade Federal de Mato Grosso. A apresentação da dissertação segue o modelo de integração de artigo científico, subdivididos em quatro capítulos:

O capítulo I é introdutório, onde se localiza a área de estudo, discorre-se sobre os objetivos e justificativas, para a escolha do objeto de estudo e a descrição detalhada dos métodos analíticos empregados no desenvolvimento da dissertação.

O capítulo II apresenta o Contexto Geológico Geotectônico e Geologia regional da área.

O capítulo III é constituído pelo artigo submetido à Revista Brasileira de Geociências intitulado “*Geoquímica e Geocronologia U-Pb (SHRIMP) dos Granitos da região de Peixoto de Azevedo – Província Aurífera de Alta Floresta - MT*”.

O Capítulo IV apresenta as discussões e considerações finais e referências bibliográficas, utilizadas para elaboração do trabalho como um todo. Anexos são colocados ao final da dissertação.

CAPÍTULO I

I.1- LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO

A área de estudo localiza-se no norte do Estado do Mato Grosso, próxima aos limites com o Pará, nos arredores da cidade de Peixoto de Azevedo (Fig. 01). O acesso à área é feito a partir de Cuiabá, pela BR-163 (Cuiabá – Santarém) percorrendo cerca de 750 km de rodovias pavimentadas, passando pelas cidades de Sinop, Terra Nova do Norte, Peixoto de Azevedo e Matupá. Para o mapeamento utilizou-se estradas vicinais não pavimentadas.

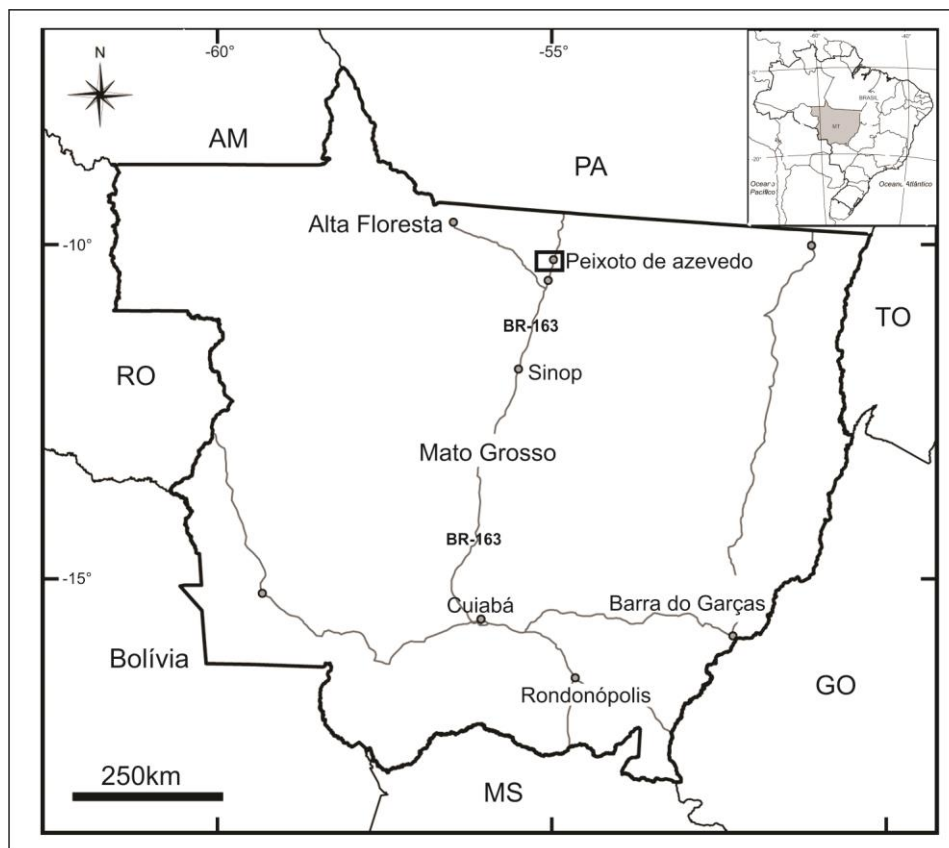


Figura 01- Mapa de localização e vias de acesso da área de estudo (Fonte: SIG-MT2004).

I.2- JUSTIFICATIVA

Entre as décadas de 1970 à 1990, a Província Aurífera de Alta Floresta (PAAF), localizada na porção sul do Cráton Amazônico (região norte do Estado do Mato Grosso), tornou-se a principal região produtora de ouro no Brasil, com uma produção estimada entre 200 e 300 toneladas (Dardenne & Schobbenhaus, 2003). Esta produção foi o resultado da exploração de mais de uma centena de depósitos de ouro, principalmente por atividade garimpeira. Primeiramente de depósitos secundários (aluviões e elúvios/colúvios) e após a exaustão destes, mineralizações primárias filonares começaram a ser extraídas (Mareton & Martins, 2005).

Os depósitos auríferos primários da região, hospedam-se preferencialmente em granitos paleoproterozóicos do tipo I, sub-alcálicos a cálcio-alcálicos, metaluminosos a peraluminosos, de médio a alto potássio, de composição tonalito-granodiorito a sienogranito (Paes de Barros, 2007).

O número crescente de trabalhos que trouxeram novidades nos resultados geoquímicos e geocronológicos aos granitos da região (Assis R. R. 2008; Assis *et al.*, 2008a; Barbuena D. 2009; Vitória J. A. 2010; Assis *et al.*, 2011; Assis *et al.*, 2011a; Assis *et al.*, 2011b; Miguel Jr *et al.*, 2011; Ramos G. S. 2011; Xavier *et al.*, 2011; Assis *et al.*, 2012; Maria A. D. Dias *et al.*, 2012; Barbuena *et al.*, 2012; Rodrigues *et al.*, 2012; Trevisan V. G. 2012; Galé *et al.*, 2012; Sampaio B. L. M; Carvalho Y. 2013; Prado *et al.*, 2013; Silva *et al.*, 2013a; Silva *et al.*, 2013b; Barros *et al.*, 2013), vem demonstrando que existe uma ampla variação nas idades de cristalização e nas fontes geradoras das diversas suítes graníticas da região em epígrafe. Dessa forma, estudos detalhados de corpos portadores de depósitos minerais ou situados nas proximidades dos mesmos, são de extrema importância para a compreensão da evolução geotectônica da área e conseqüentemente dos depósitos minerais, justificando a importância de concentrar essa pesquisa na região aurífera de Peixoto de Azevedo.

I.3- OBJETIVOS DO TRABALHO

O presente trabalho teve como objetivo:

Mapear em escala 1:80.000 uma área de aproximadamente 140 Km² na região de Peixoto de Azevedo;

Caracterizar os granitos ocorrentes na região de Peixoto de Azevedo, delimitando contatos, estruturas e composição;

Caracterizar geoquimicamente os corpos mapeados com relação a elementos maiores, menores, traços, incluindo os terras raras;

Apresentar idades U-Pb *SHRIMP* em zircão para cada unidade identificada;

Comparar os resultados obtidos com aqueles disponíveis na literatura;

Propor uma evolução geotectônica para os granitos da região.

I.4- INTRODUÇÃO

A área de pesquisa está inserida na cidade de Peixoto de Azevedo, Província Aurífera de Alta Floresta (PAAF), porção centro-sul do Cráton Amazônico, norte de Mato Grosso. A PAAF configura uma área alongada de direção noroeste-sudeste, limitada a norte pelo Gráben do Cachimbo, que a separa da Província Aurífera do Tapajós e a sul pelo Gráben dos Caiabis. A província abrange parte de diferentes províncias geocronológicas definidas por Tassinari e Macambira (1999) como: Rio Negro-Juruena (1,8-1,55 Ga) e Ventuari-Tapajós (1,95 – 1,8 Ga) ou Tapajós-Parima (2,03-1,88 Ga) e Rondônia-Juruena (1,82-1,54 Ga) no modelo de Santos *et al.* 2000; Santos *et al.*, 2006.

Ambos os modelos, mostram dados geológicos, geoquímicos e isotópicos compatíveis com ambientes de arcos magmáticos que se desenvolveram e se agregaram progressivamente ao protocráton, representado pela província Amazônia Central, durante o paleoproterozóico (Tassinari & Macambira 1999, Santos 2006, Silva & Abram 2008).

Os granitos ocorrentes na região de Peixoto de Azevedo foram inicialmente definidos como Granito Juruena (Paes de Barros, 1994) e posteriormente como Suíte Intrusiva Matupá (Souza *et al.*, 2005, Silva & Abram 2008). Paes de Barros (2007), utilizando métodos isotópicos (Pb-Pb em zircão), obteve para uma amostra de monzogranito da região, uma idade de 1792 ± 2 Ma. Baseando-se nessa idade o autor redefiniu o granito como Granito Peixoto e relacionou-o temporalmente a Suíte Intrusiva Teles Pires, datado em 1801 Ma à $1756 \pm 16 \text{ Ma}$ (Pinho *et al.*, 2003; Lacerda Filho, 2004). Ao longo deste trabalho será demonstrado que o termo Granito Peixoto, deve ser restringido a composição granodiorítica situada na porção noroeste da área. Entretanto na porção sudeste ocorre um monzogranito de composição e idade compatível com granitos da Suíte Intrusiva Matupá.

O objetivo do trabalho é apresentar novo mapa geológico para a região de Peixoto de Azevedo, com base em características petrográficas, geoquímicas e idades U-Pb (*SHRIMP*) dos granitos existentes. Pretende-se também discutir a evolução petrogenética dos magmas graníticos e o ambiente tectônico em que estes foram formados.

I.5- MATERIAIS E MÉTODOS

I.5.1- Trabalhos de Campo

O mapeamento de uma área de 150 Km^2 na escala de 1:75.000 foi realizado em duas etapas de campo: A primeira ocorreu entre 02 a 06 de Abril de 2012, cuja finalidade foi o reconhecimento das principais estruturas e unidades geológicas da área, bem como a identificação e coleta de amostras para estudos em laboratório. A segunda etapa ocorreu entre os dias 20 a 26 de Outubro de 2012 e compreendeu a execução de perfis geológicos estratégicos para melhorar o adensamento de pontos. Esta etapa permitiu redefinir os contatos entre algumas unidades.

Os mapas base utilizados compreenderam a folha topográfica IBGE/ Vila Guarita (SC-21-Z-B), na escala 1:250.000, mapas geológicos na escala de 1:500.000 (Projeto PROMIN – Alta Floresta, Souza *et al.*, 2005); mapa geológico regional na escala 1:50.000 (Paes de Barros, 2007) e imagens SPOT.

I.5.2- Trabalhos em Laboratório

I.5.2.1- Análises Petrográficas

O estudo petrográfico é a base para o desenvolvimento de investigações geoquímicas e petrológicas. A identificação e quantificação das fases minerais, bem como suas relações texturais, fornecem indicações sobre a evolução magmática e prováveis fontes. Este trabalho apresenta a classificação/nomenclatura adotada para as rochas graníticas da região de Peixoto de Azevedo, a partir da qualificação e quantificação das fases minerais e texturas.

Foram confeccionadas 30 secções delgadas, nos laboratórios de laminação da UFMT e da UNESP (Rio Claro), as quais foram descritas no laboratório de microscopia do Departamento de Recursos Minerais da UFMT. Utilizou-se microscópio petrográfico BX 41 (Olympus) com câmera acoplada, o que permitiu a obtenção de imagens das principais texturas dos corpos estudados. O programa de captura utilizado foi o software Pixel View Station v. 5.19.

A nomenclatura das rochas foi estabelecida com base em Streckeisen (1976), a partir de dados modais e de dados químicos. As porcentagens minerais foram feitas com a contagem de 400 pontos por seção delgada.

I.5.2.2- Geoquímica de Rocha Total

Análises químicas de 14 amostras foram realizadas no laboratório Acme Analytical Laboratories Ltd., em Vancouver – Canadá, usando à ICP-ES (*Inductively Coupled Plasma – Emission Spectrometry*) para elementos maiores e ICP-MS (*Inductively Coupled Plasma – Mass Spectrometry*) para elementos traços, incluindo terras raras, seguindo a seguinte metodologia:

As amostras são preparadas e analisadas em sistema descontínuo. Cada lote contém um reagente branco, material de referência certificado e 17% repetições. As amostras são misturadas com um fluxo de metaborato de lítio e tetraborato de lítio e fundida num forno de indução. O fundido líquido é imediatamente vertido sobre uma solução de 5% de ácido nítrico, contendo um padrão interno, e misturado continuamente até se dissolver completamente (~30 minutos). As amostras são executadas para os principais óxidos e elementos selecionados (Código 4B) em uma combinação simultânea/sequencial Thermo Jarrell-Ash ENVIRO II ICP ou um Varian Vista 735 ICP. A calibração é realizada utilizando sete preparados USGS e CANMET materiais de referência certificados. Um dos sete padrões é utilizado durante a análise para cada grupo de dez amostras.

Os totais devem situar-se entre 98,5% e 101%. Se o resultado sair menor, as amostras são digitalizadas para os metais de base. Totais abaixo dos relatados podem indicar presença de sulfato ou outros elementos como Li que normalmente não serão quantificados. As amostras com total muito abaixo da referência, porém, são automaticamente recusadas e novamente analisadas.

I.5.2.3- Geologia Isotópica

As análises geocronológicas foram realizadas com o intuito de estabelecer as prováveis idades de cristalização dos corpos mapeados, usando o método U-Pb (*SHRIMP*) em zircões.

As amostras coletadas foram tratadas no Laboratório de Preparação de Amostras do DRM – UFMT, utilizando métodos convencionais de separação por concentração em bateia, onde duas amostras (FR-07 e 29) passaram pelas seguintes etapas: britagem, moagem, peneiramento (100 - 250 mesh), concentração de minerais pesados por bateamento manual e separação por susceptibilidade magnética (separador isodinâmico magnético *Frantz*).

O concentrado final de zircão obtido foi separado em frações para e diamagnéticas.

A seleção dos cristais de zircão, foram realizadas manualmente sob lupa-binocular, selecionando-se 40 grãos para cada tipologia encontrada.

Os zircões foram montados em epoxy no Centro de Pesquisas Geocronológicas do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo (CPGeo-IGC/USP), e imagens em catodoluminescência forma obtidas para estudos prévios à datação.

Os dados isotópicos U-Pb em zircão foram obtidos no laboratório do Centro de Pesquisas Geocronológicas do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo (CPGeo-IGC/USP), utilizando *SHRIMP II* (*Sensitive High Resolution Ion Microprobe*) um espectrômetro de massa de alta resolução acoplado a uma microsonda iônica. Permite efetuar análises isotópicas de U e Pb de zircão “*in situ*” e, portanto, a datação de zircão que apresente multifases de crescimento, utilizando um feixe de O₂ com 30 µm de diâmetro. Os detalhes sobre os procedimentos analíticos e calibração do aparelho são descritos em Stern (1998) e Williams (1998). A razão ²⁰⁶Pb/²³⁸U tem um componente de erro entre 1,5 a 2,0% da calibração das medidas quando se usam os zircões padrões. O teor de U foi calibrado em relação a um cristal padrão SL13 com 238 ppm de U (< ± 10%), bem como a razão Pb/U foi calibrada em relação ao padrão multicristal AS57 de 1100 Ma (Paces & Miller 1993). Todos os erros levaram em consideração as flutuações não lineares nas taxas de contagem iônica, além daquelas esperadas pela contagem estatística (Stern 1998).

As constantes de desintegração e a razão atual $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$ utilizadas nos cálculos são aquelas fornecidas por Steiger & Jäger (1977). Para o cálculo de idade integrada foram feitas médias ponderadas tendo como base a interpretação de imagens catodoluminescência como pertencentes a uma mesma geração de zircão. As idades foram calculadas utilizando-se o programa Isoplot/EX de Ludwig (1998) e estão representados no diagrama de Concórdia nessa dissertação.

I.5.2.4- Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV)

Estudo prévio de zircões podem ser feitos por Microscópio Eletrônico de Varredura acoplado a EDS (Elétrons Retro-espalhados) e ou acoplado a um dispositivo de catodoluminescência. Neste trabalho foram utilizados os dois dispositivos.

Estudos da morfologia dos zircões foram feitos através de imagens BSE em *mount* com resina epoxy realizadas no Microscópio Eletrônico de Varredura no laboratório de geocronologia da UNB. As imagens foram obtidas utilizando um microscópio eletrônico LEO modelo 1450VP. O *mount* foi metalizado com Au por 2':30", o que deposita sobre a amostra uma película com espessura média de 15 nm elétrons retroespalhados (backscattered electrons) e uma aceleração de voltagem de 17.5 kV. As micro-análises foram realizadas através de detector de EDS (Energy Dispersive Spectroscopy), equipado com janela de Be, acoplado ao MEV. As análises foram realizadas com aceleração de voltagem de 17.5 kV, com tempo de contagem de 30" e processadas através de analisador multicanal digital Q500 e software da IXRF Systems.

I.5.3- Trabalho de Gabinete

Nesta fase foi realizado o tratamento e a interpretação dos dados obtidos nas fases anteriores. Os dados geoquímicos foram plotados em diagramas classificatórios usando o programa *GCDkit 3.00*. Foi confeccionado um mapa de localização e geológico através do software *ArcGIS 10.0*. Foram elaboradas pranchas com fotos e perfis no programa *Corel Draw X5*, Tabelas foram elaboradas no *Microsoft Office Excel 2010*. O texto final desta dissertação de mestrado foi redigido utilizando o programa *Microsoft Office Word 2010*.

CAPÍTULO II

II.1- CONTEXTO GEOLÓGICO GEOTECTÔNICO

O Cráton Amazônico, localizado no norte da América do Sul é cercado por cinturões orogênicos neoproterozóicos e está dividido em seis grandes províncias geocronológicas, de acordo com Tassinari & Macambira, 1999: Amazônia Central – PAC (> 2,3 Ga); Maroni-Itacaiúnas – PMI (2.2-1.95 Ga); Ventuari-Tapajós - PVT (1.95-1.80 Ga), Rio Negro-Juruena - PRNJ (1.8-1.55 Ga); Rondonian-San Ignácio - PRSI (1.55-1.3 Ga) e Sunsás - PS (1.3-1.0 Ga), ou segundo o modelo de Santos (2000) sete províncias: Carajás-Imatacá (3,0- 2,50 Ga), Tranzamazônica (2,25 a 2,0 Ga), Tapajós-Parima (TPP) (2,03 a 1,88 Ga), Amazonia Central (1,88 a 1,86 Ga), Rio Negro (1,86 a 1,52 Ga), Rondônia-Juruena (RJ) (1,75 a 1,47 Ga), K”Mudku (1,2 Ga) e Sunsás (1,33 a 0,99 Ga). (Figura 02).

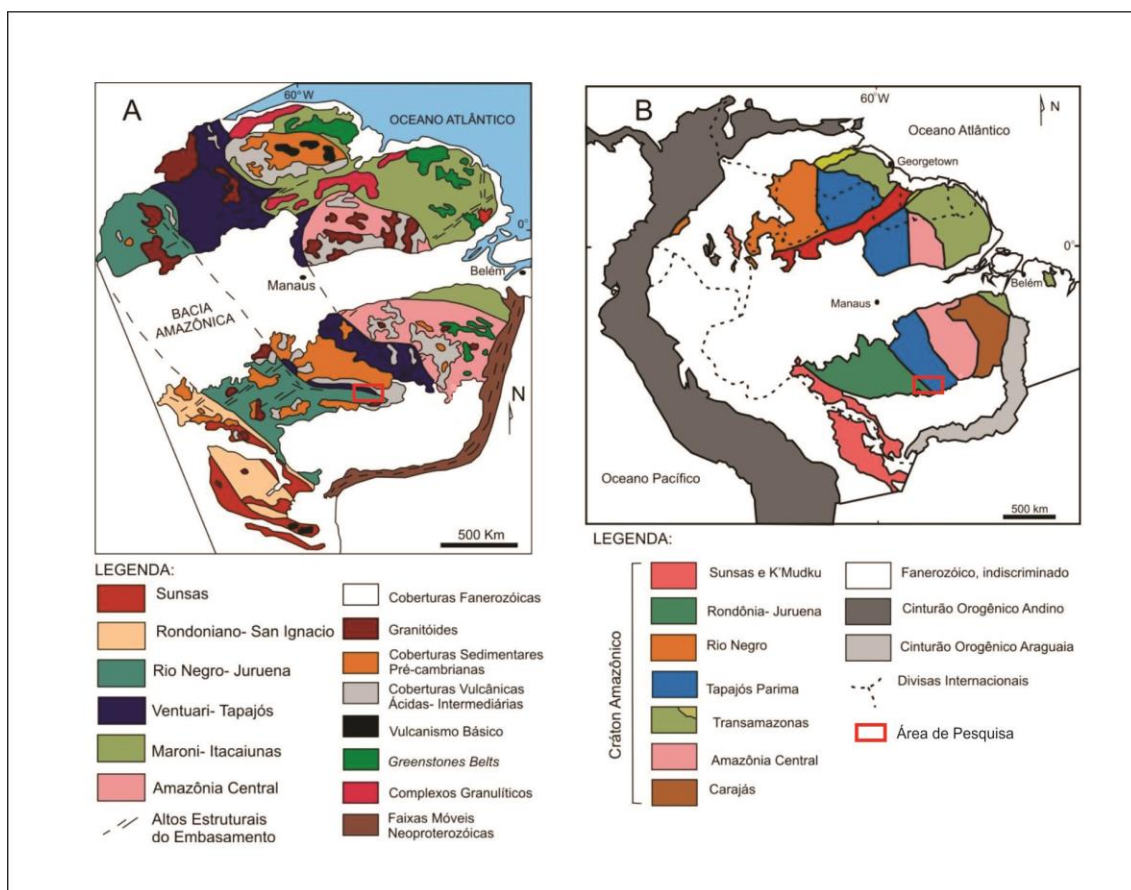


Figura 02 - Mapa esquemático do Cráton Amazônico com localização da área de pesquisa, ilustrando os modelos geotectônicos geocronológicos propostos originalmente por Tassinari & Macambira (1999) (A) e Santos et al. (2000) (B).

Estas províncias formam um *trend* NW-SE, contendo núcleo central Arqueano em torno do qual, províncias geocronológicas paleo e mesoproterozóicas sucessivamente mais jovens se agregaram através de acreções de arcos magmáticos (Teixeira *et al.*, 1989; Tassinari & Macambira, 1999; Santos *et al.*, 2000; Tassinari *et al.*, 2000; Cordani & Teixeira, 2009).

A Província Aurífera de Alta Floresta (Fig. 03), localizada na porção sul do Cráton Amazônico, é considerada como parte das províncias geocronológicas Ventuari-Tapajós (PVT) entre 1,95-1,80 Ga e Rio Negro-Juruena (PRNJ) entre 1,80-1,55 Ga, Tassinari & Macambira (1999). Santos *et al.* (2000; 2006) inseriu-a como parte da Província Tapajós-Parima (TPP) (2,03 a 1,88 Ga) e Rondônia-Juruena (RJ) (1,82 a 1,54 Ga).

Lacerda Filho *et al.* (2004) redefiniram a Província Rondônia-Juruena, posicionando-a no intervalo de 1,85-1,75 Ga e reconheceram a existência de três domínios: Juruena (1,85-1,75 Ga), Roosevelt-Aripuanã (1,76-1,74 Ga) e Jauru (1,79-1,72). O Domínio Juruena constituído por rochas plutônicas e vulcânicas félsicas, de filiação cálcio-alcálica a alto potássio, foi denominado pelos referidos autores de arco magmático Juruena. No arco magmático Juruena (1,85-1,75 Ga), Lacerda Filho *et al.* (2004) e Souza *et al.* (2005) descreveram dois terrenos, um acrescionário, deformado em regime dúctil, de médio a alto grau metamórfico e outro plutono-vulcânico, pós-colisional, sin a tardi-orogênico. Segundo esses autores, o terreno acrescionário é representado pelas unidades denominadas, Complexos Nova Monte Verde e Bacaeri-Mogno.

Silva & Abram (2008), propõe a seguinte evolução para a Província Aurífera Juruena-Teles Pires: (i) Geração de um conjunto de rochas geradas num provável contexto de tectônica extensional; (Complexo Bacaeri-Mogno), com idade 2,24 Ga; (ii) A geração dos arcos magmáticos Cuiú-Cuiú e Juruena, (1,9 a 1,8 Ga), incluindo rochas de afinidades cálcio-alcálicas de margem continental ativa. (iii) fase colisional representada pelos leucogranitos da unidade Granito Apiacás com idade de cristalização estateriana (1.784 ± 32 Ma) e uma idade mais antiga (1871 ± 21 Ma); (iv) Fenômeno de delaminação crustal, com conseqüente geração de magmatismo intra-placa (Flor da Serra); (v) Geração de uma bacia (intra-arco?) na qual foi gerada a seqüência vulcano-sedimentar do Grupo São Marcelo Cabeça; (vi) Fechamento do orógeno, acompanhado de deformação progressiva, com a geração de megas estruturas de cisalhamento transcorrente; (vii) Geração das unidades Suíte Nova Canaã e Granito Teles Pires, numa fase tardia (pós- deformação) de evolução do orógeno. O modelo proposto por Silva & Abram (2008), assim como a maioria dos modelos petrogenéticos para a PAAF, é baseado principalmente em dados regionais, o que deve implicar em substanciais modificações assim que mais dados sejam publicados.

Uma proposta de evolução tectônica entre os rios Aripuanã e o Rio Juruena (Duarte *et al.*, 2012) considera um único arco magmático continental na região em epígrafe. Este arco foi denominado de Arco Magmático Juruena, o qual preconiza que uma subducção ocorreu sob o Arco Tapajós, já cratonizado como ante-país. Nesse modelo, os autores consideram como registro de crosta oceânica inicial, o Complexo Bacaeri-Mogno e rochas vulcano-plutônicas deformadas dúctil e ductilmente. Propuseram que os granitos da Suíte Paranaíta e as vulcânicas do Grupo Colíder, representam a cordilheira de margem continental ativa e que a formação deste arco durou 40 Ma. A interpretação está em concordância com as propostas de Rizzoto *et al.* (2004) que sugerem como única unidade representante de magmatismo pós-colisional na região de estudo, a Suíte Intrusiva Serra da Providência, com idades entre 1606 a 1505 Ma. Duarte *et al.* (2012) estende o Arco Magmático Juruena desde Peixoto de Azevedo, Mato Grosso até Apuí no Amazonas, configurando assim uma cordilheira de 600 km de extensão e 50 km de largura.

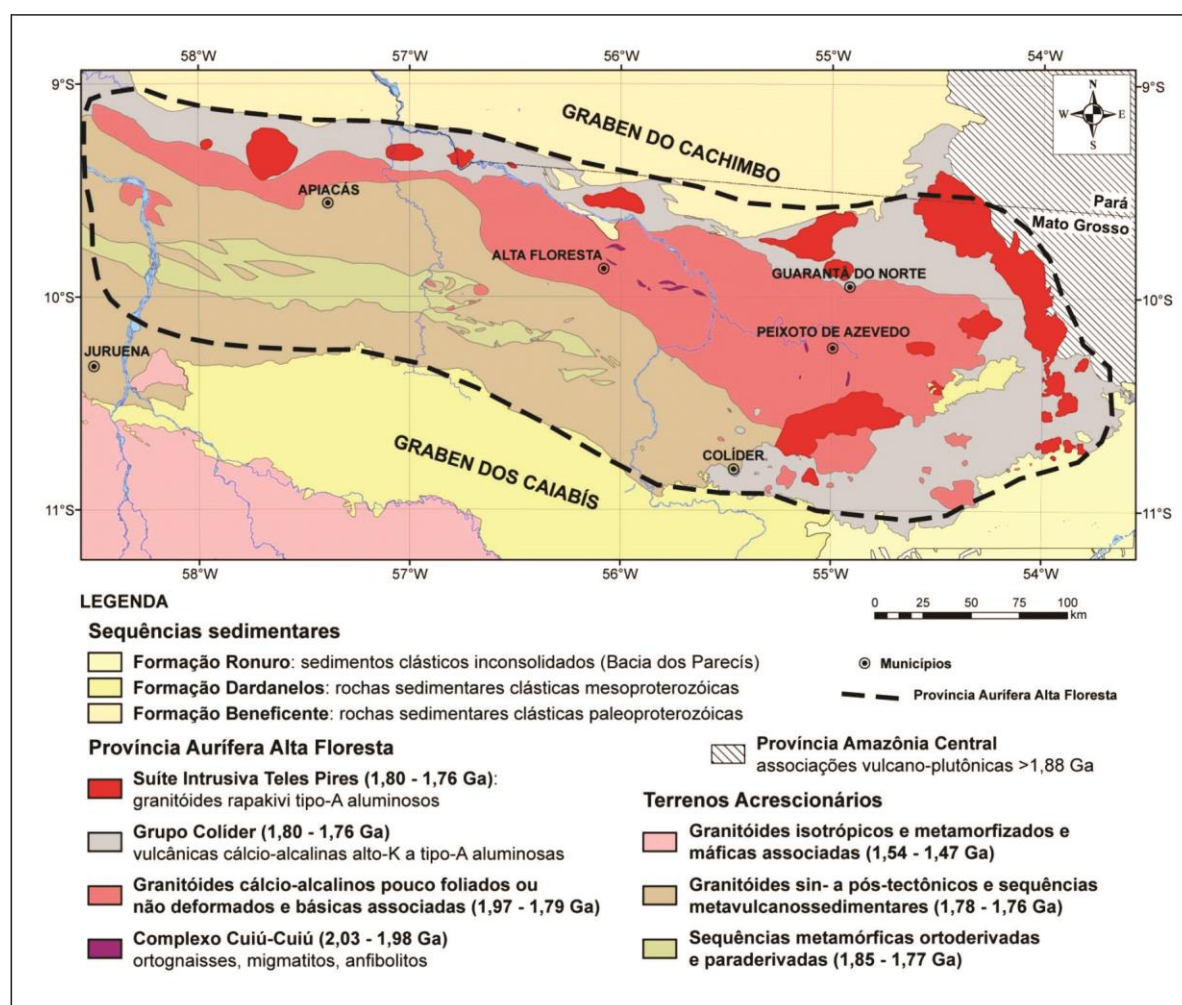


Figura 03: Mapa da Província Aurífera Alta Floresta-PAAF (Modificado de Souza *et al.*, 2005; Alves *et al.*, 2010).

II.2 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

O conjunto litológico da área é constituído por um embasamento granito-gnaissico denominado de Complexo Cuiú-Cuiú (1,99 Ga; Souza *et al.*, 2005) e por unidades plutono-vulcânicas Paleoproterozóicas (Souza *et al.*, 2005), recobertos por sequências sedimentares e Depósitos aluvionares.

II.2.1 - Embasamento

São representados por gnaisses graníticos a tonalíticos e migmatitos intrudidos por granitóides foliados, cálcio-alcalinos (Paes de Barros 2007). Datações U-Pb *SHRIMP* em zircão de gnaiss granítico a tonalítico revelam idades entre 1.992 ± 7 Ma (Souza *et al.* 2005) e 1.984 ± 7 Ma (Paes de Barros 2007), similares às do Complexo Cuiú- Cuiú (*circa* 2.0 Ga) na Província do Tapajós, obtidas por Santos *et al.*, (1997). Paes de Barros (2007) obteve idade de 2.816 ± 4 Ma para rochas do gnaiss Gavião, (método de Pb-Pb em zircão por evaporação), sugerindo um embasamento heterogêneo com presença de crosta arqueana ainda que restrita, á qual correlacionou com o Complexo Xingu. No setor leste da PAAF, o embasamento é representado pelos granitos Pé Quente (Assis 2011), Novo Mundo (Paes de Barros 2007), Aragão (Vitório 2010) e Flor da Mata (Ramos 2011), que por exibirem idades no intervalo de 1,98 a 1,93 Ga, correspondem aos plútons graníticos mais antigos da região. Com exceção de Flor da Mata, todos esses plútons hospedam mineralizações auríferas filonares ou disseminadas. Essas suítes ainda são truncadas pelas suítes intrusivas Matupá (Moura 1998, Souza *et al.* 2005) e Teles Pires (Souza *et. al.* 2005), alojadas entre 1,87 e 1,77 Ga, respectivamente.

II.2.2 – Suíte Intrusiva Pé Quente

A Suíte Intrusiva Pé Quente (Assis 2011) representa uma série magmática com duas suítes cogenéticas: (1) Suíte Pé Quente, constituída por leucomonzonito médio, quartzo monzodiorito médio, monzodiorito, albitito fino, diques de granodiorito aplítico e biotita tonalito médio (Assis 2011, Stabile 2012); e (2) Suíte Monzonítica, representada por monzonito grosso além de quartzo monzonito e quartzo monzodiorito subordinados. Estas unidades cortadas por diques de basalto e diabásio, além de diversos outros plútons do tipo I, oxidados, mais jovens e de composição tonalítica a monzogranítica, tentativamente correlacionáveis a Suíte Intrusiva Matupá (1.872 ± 12 Ma). Estudada mais sistematicamente por hospedar o depósito homônimo, engloba rochas leucocráticas, isotrópicas, cinza esbranquiçadas, não magnéticas e portadoras de biotita (~10%), apatita e zircão como fases acessórias. Essa suíte exibe afinidade geoquímica com as séries levemente reduzidas a altamente oxidadas, cálcio-alcalinas de médio K, meta- a peraluminosas e magnesianas, semelhante aos granitos orogênicos do tipo I (Assis 2011, Ramos 2011).

Dados geocronológicos U-Pb pelo método *SHRIMP* em zircão proveniente de leucomonzonito indicam idade de cristalização em 1.979 ± 31 Ma (Miguel-Jr 2011). A Suíte Monzonítica, contudo, ainda não foi datada.

II.2.3 – Granito Novo Mundo

Definido por Paes de Barros (2007) como uma intrusão com dimensões aproximadas de 12 x 5 km, alongada segundo a direção W-NW, coincidente com a direção dos principais lineamentos regionais. Essa intrusão é composta por sienogranito e monzogranito, além granodiorito, quartzo monzonito e monzonito subordinados, todos truncados por múltiplos diques de gabro e diorito. Biotita, titanita, zircão, apatita e monazita são acessórios. O minério é hospedado pela fácies sienogranítica, a qual mostra recristalização e estiramento de cristais de quartzo azulado ($Lx=N15W/10^\circ$), sugestivas de alojamento mediante controle estrutural, sob regime de tensões, provavelmente tardias ao desenvolvimento das zonas de cisalhamento que delimitam suas bordas NE e SW.

Os dados litogeoquímicos sugerem que o Granito Novo Mundo corresponde a um magmatismo oxidado do tipo I, altamente fracionado, cálcio-alcálico de alto K, peraluminoso, magnésiano a ligeiramente ferroso. Estudos geocronológicos indicam que o monzogranito e o sienogranito apresentam idades Pb-Pb (evaporação de zircão) de 1.970 ± 3 Ma e 1.964 ± 1 Ma, respectivamente. O sienogranito exibe idade modelo TDM = 2,76 Ga e $\epsilon_{Nd}(t=1.964) = -7,62$, enquanto o monzogranito idade modelo $T_{DM} = 2,55$ Ga e $\epsilon_{Nd}(t=1.964) = -4,48$. Estes dados foram interpretados como resultados de participação de crosta continental na geração do magma e presença de uma fonte arqueana (Paes de Barros 2007).

II.2.4 – Granito Flor da Mata

O Granito Flor da Mata, anteriormente enquadrado como pertencente a Suíte Intrusiva Teles Pires (TP1 de Paes de Barros, 2007), corresponde a um corpo intrusivo isolado a nordeste da cidade de Novo Mundo composto essencialmente por álcali-feldspato granito a monzogranito com cristais de quartzo leve a fortemente orientados. Essas rochas exibem afinidade geoquímica com granito do tipo I, levemente evoluídos, cálcio-alcálicos a álcali-cálcicos, meta- a peraluminosos (Ramos, 2011). Esta mesma autora propõe que o Granito Flor da Mata, apesar de apresentar idade ainda indeterminada, seja temporalmente equivalente ao Granito Novo Mundo (1.970 ± 3 Ma a 1.964 ± 1 Ma) devido às similaridades petrográficas e geoquímicas.

II.2.5 – Granito Aragão

Corresponde a um corpo granítico alongado (19x5km) na direção NE-SW, que aflora a sudoeste da cidade de Novo Mundo. Na porção norte e nordeste deste corpo existem uma dezena de depósitos auríferos parcialmente explorados por atividade garimpeira. Estes depósitos são em sua maioria filoneanos e controlados estruturalmente por zonas de cisalhamento transcorrentes de cinemática sinistral, cuja direção principal das cavas varia de NW na porção norte e N-S na porção nordeste (Miguel-Jr, 2011). É constituído por sienogranito a monzogranito de granulação fina a média, isotrópico, equigranular, com fácies porfirítica, fanerítica média e microgranular. Segundo Vitório (2010), o Granito Aragão corresponde a uma manifestação granítica alcalina oxidada, de alto K, ferrosa que varia de meta a peraluminosa, tendo se alojado em ambiente de arcos vulcânicos a pós-colisional. Datação pelo método U-Pb em zircão (*SHRIMP*) indica idade de cristalização em 1.931 ± 12 Ma (Miguel-Jr 2011).

II.2.6 – Granito Nhandu

O termo Granito Nhandu (Souza *et al.*, 1979) engloba os granitóides porfiroblásticos de composição granodiorítica a tonalítica, estrutura maciça e textura pseudo-rapakivi. Lacerda Filho *et al.*, (2001;2004) o caracterizam como de afinidade cálcio-alcalina de alto potássio, do tipo I oxidado, representado por magnetita-biotita granito, de cor vermelha. Adicionalmente, Moreton & Martins (2003) descrevem no granito Nhandu fácies subvulcânicas com granito e monzonito fino porfirítico, bem como enclaves e sills de gabro e diorito, que segundo os autores é indicativo de atividade magmática bimodal.

Dados geoquímicos apontam para granitos pós-colisionais e intraplaca, sinalizando que o Granito Nhandu possa ter sido gerado numa fase tardia da evolução de um arco (Silva & Abram 2008). O Granito Nhandu apresenta duas idades U-Pb em zircão, por LA-ICP-MS (1889 ± 17 Ma e $1879 \pm 5,5$ Ma), concordantes, interpretadas como de cristalização (Silva & Abram 2008). Segundo estes autores, dois jazimentos filoneanos de ouro primário estão encaixados nesse corpo, sendo um deles o garimpo do Trairão.

Segundo Paes de Barros (2007) as idades referendadas por (Silva & Abram, 2008) não se referem à seção tipo Nhandu e sim aquelas obtidas pelo Projeto Alta Floresta (MMAJ/JICA 2001) que apresentam as idades de 1848 ± 17 Ma e 1817 ± 57 Ma, que foram coletadas entre a localidade de Novo Mundo e o rio Nhandu, na área de exposição do corpo individualizado como granito Nhandu, descrito por Souza *et al.* (1979). A idade obtida pela JICA está consistente com o período indicado por Duarte *et al.*, (2012) para o início da formação do Arco Magmático Juruena.

II.2.7 – Suíte Intrusiva Matupá

Este termo foi inicialmente adotado por Moura (1998) para particularizar um corpo de biotita monzogranito isotrópico que ocorre a sul da cidade de Matupá. O granito Matupá com base em assinaturas gamaespectométricas, características petrográficas e dados geocronológicos, foi subdividido em quatro fácies por Moreton e Martins (2005), que incluem biotita granito e biotita monzogranito porfiríticos (*fácies 1*); hornblenda monzogranito, biotita-hornblenda monzonito e hornblenda monzodiorito (*fácies 2*); clinopiroxênio-hornblenda monzogranito e clinopiroxênio-hornblenda monzodiorito (*fácies 3*); e granito, biotita granito e monzogranito com microgranito e granófiros subordinados (*fácies 4*) (Moura 1998, Moreton & Martins 2005). As *fácies 1* e *2* hospedam mineralizações auríferas, sendo o depósito Serrinha o exemplo melhor investigado (Moura *et al.* 2006). A *fácies 1*, descrita de modo mais sistemático por Moura (1998) e Moura & Botelho (2002), compreende um magmatismo oxidado, cálcio-alcalino de alto K, magnesiano e peraluminoso a ligeiramente metaluminoso. Uma idade Pb-Pb em zircão de 1.872 ± 12 Ma foi obtida em rochas da *fácies 1*, além de idades modelo (T_{DM}) que variam no intervalo 2,34-2,47 Ga, e $\epsilon_{Nd}(t)$ variando de -2,7 a -4,3 (Moura 1998). Silva & Abram (2008) obtiveram idade modelo TDM de 2,15 Ga com $\epsilon_{Nd}(1.87Ga)$ de -0,98.

Os corpos mapeados como Granito Matupá (Paes de Barros 1994, 2007) ocorrem de forma alongada, na direção NW-SE na região do Depósito Serrinha. Estes corpos graníticos intrudem granitóides de composição tonalítica a granodiorítica do embasamento. O granito Matupá aflora como blocos não deformados e pouco fraturados, possui mineralizações de ouro em veio de quartzo e tipo pórfiro (disseminado/*stockwork*) que são associadas a uma importante fase hidrotermal. O Depósito Serrinha de Matupá é um exemplo do tipo pórfiro onde o ouro ocorre associado a baixos teores de Cu, Ag, Sn, Mo, Pt, Pd, Te, Bi e Se (Moura 1998).

II.2.8 – Granito Peixoto

Este corpo, definido por Paes de Barros (2007), aflora nas proximidades da cidade de Peixoto de Azevedo (MT), constituindo um *stock* intrusivo em rochas do embasamento, tendo sido denominado de Granito Juruena (Paes de Barros, 1994) e posteriormente incluído na Suíte Intrusiva Matupá (Lacerda Filho *et al.*, 2004).

Segundo Paes de Barros (2007), essa unidade compreende biotita monzogranito, biotita granodiorito com hornblenda e biotita tonalito, leucocráticos, isotrópicos, equigranulares a porfírico, com cristais centimétricos de plagioclásio zonado. Nos termos porfíricos com matriz de composição monzogranítica cita a presença de enclaves alongados de diorito. O autor sugere para o Granito Peixoto composição metaluminosa a levemente peraluminoso, álcali-cálcico a cálcio-alcálico de médio potássio, magnésiana, de idade Pb-Pb por evaporação em zircão de 1792 ± 2 Ma admitindo-o como relacionados à processos orogênicos.

II.2.9 – Suíte Intrusiva Teles Pires

Esta suíte compreende uma associação de rochas plutônicas e subvulcânicas, constituída de biotita granito e granito porfírico avermelhado, equigranular a inequigranular, de granulação média a grossa, isotrópica sendo comum a presença de texturas rapakivi e anti-rapakivi, além de microgranito, granito fino e granófiro (Souza *et al.*, 2005).

Datação U-Pb em zircão definiu uma idade de 1.757 ± 16 Ma e idade modelo Nd T_{DM} de 2100 Ma (Santos, 2000). Paes de Barros (2007) definiu a Suíte Intrusiva Teles Pires, na região de Peixoto de Azevedo-Novo Mundo, como constituída de três fácies:

TP1 - Tipo que mais se assemelha com os típicos granitos Teles Pires de Silva *et al.* (1979). São rochas freqüentemente equigranulares, com matriz de granulação média a grossa, cor rósea a branco e com composição modal de álcali- feldspato granito a sienogranito, e de forma subordinada, monzogranito. A matriz contém microfenocristais de microclínio, biotita de 3 a 5%, assim como hospedam encraves de microgranito. Termos monzograníticos por vezes mostram microfenocristais zonados de plagioclásio.

TP2. Formam corpos de álcali- granito de granulação fina, de cor vermelha intensa. A matriz contém < 2% de máficos e geralmente mostra textura porfírica, com fenocristais de feldspato potássico, quartzo bipiramidado, anfibólio sódico (arfvedsonita) de hábito tabular, assim como encraves máficos microgranulares.

TP3. São corpos de composição eminentemente sienogranítica e textura equigranular fina a média, com cores róseas. Na matriz ocorrem microfenocristais de feldspato potássico de cor creme e máficos e biotita, usualmente em concentrações < 5 %.

Prado *et al.* (2013) caracterizaram o Granito Teles Pires, na seção-tipo, Terra Nova do Norte, como um granito rapakivi do tipo A, de afinidade alcalina, metaluminoso a peraluminoso, com características geoquímicas de granitos de ambiente pós-colisional. Duas amostras apresentaram resultados $TDM = 2,1$ G.a. e $\epsilon Nd (t=1,76) = +2$. Barros *et al.* (2013) obtiveram idade de 1776 ± 30 Ma em zircão, por Shrimp, para uma amostra do Batólito de Terra Nova.

Pinho *et al.*, (2003) apresentou para as rochas vulcânicas da região de Moriru, idades entre 1770 ± 6 Ma a 1778 ± 6 Ma e idades modelos Nd T_{DM} de 2,0 a 2,1 Ga. Para os granitos da região, obteve idades predominando entre 1759 ± 3 Ma a 1767 ± 2 Ma, com idades modelos variando de 1,94 a 2,28 Ga e ϵNd entre -3,4 e +3,0 a 2,28 Ga, com ϵNd (t) de -3,4 a +3,0.

Segundo os autores, a fonte destas rochas se deu por fusão parcial de litosfera continental um pouco mais antiga, formada durante um ambiente extensional. Este conjunto de rochas foram relacionadas ao Magmatismo Teles Pires. No trabalho, os autores relatam a presença de rochas metamórficas de alto grau com idades de 1,66 Ga e idade de granitos mais antigos de 1,8 Ga, que provavelmente não fazem parte do mesmo evento magmático.

II.2.10 – Formação Dardanelos

A Formação Dardanelos (Almeida & Nogueira Filho, 1959) foi definida no Rio Aripuanã, nas cachoeiras de Dardanelos e Andorinhas, e é composta por arenitos feldspáticos e arcóseos, conglomerados polimíticos e grauvacas vulcânicas, representantes de uma sedimentação eminentemente continental (Bezerra, 1984). Na Serra Morena, a Sequência Dardanelos consiste de uma cobertura tabular horizontalizada, predominantemente siliciclástica, recobrimdo em discordância angular a Sequência Vulcano-sedimentar Roosevelt (Leal *et al.*, 1978; Scandolara *et al.*, 1999), sucessão de vulcânicas riodácíticas, vulcanoclásticas e sedimentos químicoexalativos (*bifs*) metamorfisados em grau baixo e dobrados segundo a direção geral E-W, para a qual foram obtidas idades *SHRIMP* de 1,74 Ga (Santos *et al.*, 2000) e 1,76 Ga (Neder *et al.*, 2000).

Segundo Leite e Saes (2003) os dados litológicos e geocronológicos, as relações estratigráficas, e o condicionamento estrutural das coberturas proterozóicas disponíveis no momento, levaram os autores mencionados a propor a crono-correlação e agrupamento de várias unidades regionalmente distribuídas no sudoeste do Cráton, sob a denominação de Sequência Dardanelos, abrigoando os depósitos relacionados aos grupos Caiabis, Guajará Mirim, Aguapeí e Sunsas. Leite e Saes (2003) estudaram a Sequência Dardanelos na área clássica do Gráben de Caiabis, na Serra Morena a sul de Aripuanã e na Bacia Aguapeí, em suas exposições nas serras quartzíticas do sudoeste de Mato Grosso. A Formação Dardanelos, segundo Leite & Saes (2003), apresenta cristais de zircão detríticos do conglomerado basal com idades Pb-Pb evaporação entre 1987 ± 4 Ma e 1377 ± 13 Ma, sugerindo a idade mínima de 1,44 Ga como representativa para o início da sua sedimentação. Idades obtidas por Leite & Saes (2003) de 1,98 Ga e 1,81 a 1,75 Ga são interpretados, por estes autores, como idades de retrabalhamento do Grupo Beneficente. Alternativamente, os autores do Projeto Alta Floresta (CPRM) interpretaram estes dados, e reportaram que cerca de 55 % dos resultados analíticos de Leite & Saes (2003), seriam indicativos de que as rochas pertencentes ao Arco Magmático Juruena (1,85-1,75 Ga) serviram de fonte para os sedimentos dessa bacia.

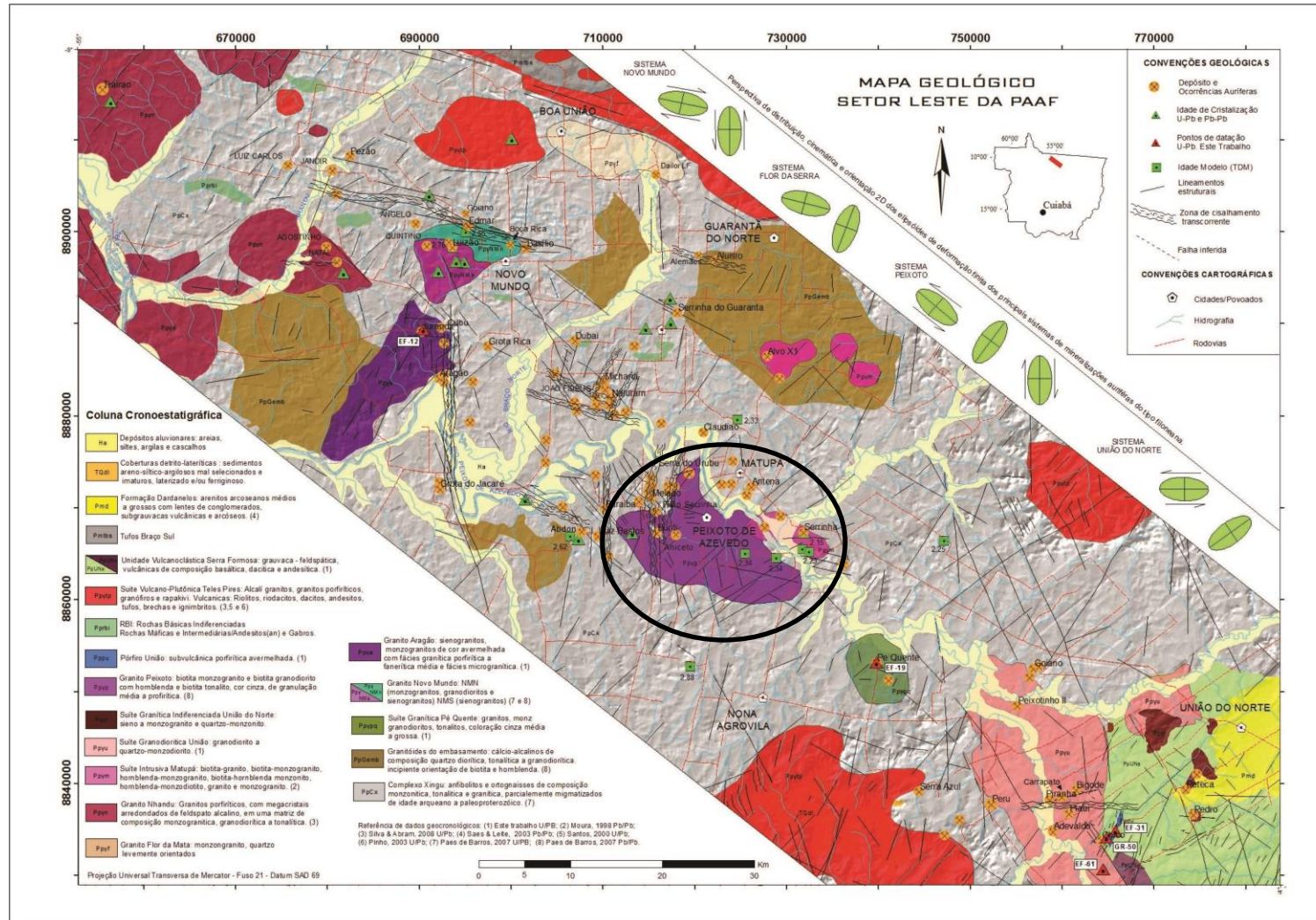


Figura 04 - Mapa geológico do setor E da PAAF (Miguel-Jr, 2011) em destaque a área de estudo (em anexo).

CAPÍTULO III

ARTIGO SUBMETIDO A BRAZILIAN JOURNAL OF GEOLOGY EM

10/12/2013

**GEOQUÍMICA E GEOCRONOLOGIA U-Pb (*SHRIMP*) DE GRANITOS DA
REGIÃO DE PEIXOTO DE AZEVEDO – PROVÍNCIA AURÍFERA DE ALTA
FLORESTA – MT.**

Fernanda Rodrigues da Silva^{1,2}; Márcia A. S. Barros^{1,2,3}; Ronaldo Pierosan^{1,2,3}; Francisco E. C. Pinho^{1,2,3}; Mara Luiza B. P. Rocha⁴; Bruno Rodrigo Vasconcelos²; Samantha E. M. Deluza³; Carla C. Tavares³; Jhonattan Rocha³.

¹Departamento de Recursos Minerais - DRM/ICET/UFMT; ²Programa de Pós-Graduação em Geociências - PPGEC/ICET/UFMT (geologia.fernanda@gmail.com); ³Graduação em Geologia - ICET/UFMT; ⁴Programa de Pós-Graduação em Geociências – Universidade de Brasília – UNB.

Resumo

A análise de dados petrográficos, geoquímicos e geocronológicos de granitos da região de Peixoto de Azevedo-MT, na porção leste da Província Aurífera de Alta Floresta, conduziu ao reconhecimento de dois corpos graníticos limitados por grandes falhamentos e zonas de cisalhamento regionais. Na porção noroeste, ocorre um corpo com dimensões de aproximadamente 50 km², caracterizado como biotita granodiorito, de granulação grossa, textura inequigranular a porfirítica, metaluminoso à peraluminoso, cálcio-alcálico de alto potássio e magnésiano. Na porção sudeste da área, ocorre um corpo com aproximadamente 100 Km², caracterizado como biotita monzogranito, de granulação grossa, textura equigranular a porfirítica, levemente peraluminoso, cálcico-alcálico de alto potássio e caráter predominantemente ferroso. Datações U-Pb (*SHRIMP* em zircão) realizadas neste trabalho, mostraram que o biotita monzogranito apresenta uma idade de 1869±10 Ma, o que permitiu incluí-lo como parte da Suíte Intrusiva Matupá, enquanto o biotita granodiorito apresentou idade de 1761±12 Ma, cronocorrelata a idade da Suíte Intrusiva Teles Pires. Entretanto devido as variações composicionais, manteve-se para o granodiorito a denominação de Granito Peixoto. As duas unidades mostram padrões de Elementos Terras Raras com enriquecimento de leves sobre pesados e anomalia negativa de Eu ($La_n/Yb_n \approx 7,6$ a 17,31 e razões Eu/Eu^* entre 0,46-0,72 para o biotita monzogranito e $La_n/Yb_n \approx 7,13$ a 29,09 com razões Eu/Eu^* entre 0,25-0,40 para o biotita granodiorito). Os elementos-traço para ambos, apresentam anomalias negativas de Ba, P, Ti e Nb indicando uma evolução por fracionamento mineral. Duas hipóteses são sugeridas para os granitos da região. A primeira considera que ambos os granitos se desenvolveram em ambientes de arcos magmáticos, que foram amalgamados durante uma acreção continental. A segunda hipótese considera que o granodiorito é resultado da fusão de uma placa litosférica delaminada em ambiente pós colisional.

Palavras chaves: Geocronologia, Geoquímica, Granito Peixoto, Suíte Intrusiva Matupá.

Abstract

The analysis of petrographic, geochemical and geochronological data of granites in the region of Peixoto de Azevedo - MT, in the eastern portion of the Alta Floresta Gold Province, led to the recognition of two granitic bodies bounded by major faults and shear zones in the region. In the northwestern portion, a body with dimensions of approximately 50 km², featured as biotite granodiorite, coarse-grained, porphyritic texture inequigranular to, metaluminous to peraluminous, calc-alkaline high potassium and magnesium occurs. In the southeastern portion of the area, a body with approximately 100 Km², featured as biotite monzogranite, coarse-grained, equigranular to porphyritic texture, slightly peraluminous, calc-alkaline high potassium and occurs dominantly ferrous character. U- Pb dating (SHRIMP zircon) in this work showed that the biotite monzogranite has an age of 1869 ± 10 Ma, which allowed to include it as part of Intrusive Suite Matupá, while the biotite granodiorite had age 1761 ± 12 Ma, cronocorrelata age Intrusive Suite Teles Pires. However due to compositional variations, remained for the designation of granodiorite Granite Peixoto. Both units show patterns of Rare Earth Elements with enrichment of light over heavy and negative Eu anomaly ($Lan / YBN \approx 7.6$ to 17.31 and ratios Eu / Eu^* between 0.46 to 0.72 for biotite monzogranite and $Lan / YBN \approx 7.13$ to 29.09 with ratios Eu / Eu^* between 0.25-0.40 for the biotite granodiorite). Trace elements for both present negative anomalies of Ba, P, Ti and Nb indicating an evolution for mineral fractionation. Two hypotheses are suggested to the granites of the region. The first considers that both granites developed in magmatic arcs, which were amalgamated during a continental accretion environments. The second hypothesis considers that the granodiorite is the result of the fusion of a delaminated lithospheric plate in post collisional environment. Keywords: Geochronology, Geochemistry, Granite Peixoto, Intrusive Suite Matupá.

INTRODUÇÃO

A área de pesquisa está inserida nos arredores da cidade de Peixoto de Azevedo, Província Aurífera de Alta Floresta (PAAF), porção centro-sul do Cráton Amazônico, norte de Mato Grosso. A PAAF configura uma área alongada de direção noroeste-sudeste, limitada ao norte pelo Gráben do Cachimbo, que a separa da Província Aurífera do Tapajós e a sul pelo Gráben dos Caiabis. A província abrange parte de diferentes províncias geocronológicas, definidas por Tassinari & Macambira (1999) como: Rio Negro-Juruena (1,8-1,55 Ga) e Ventuari-Tapajós (1,95 – 1,8 Ga) ou Tapajós-Parima (2,03-1,88 Ga) e Rondônia-Juruena (1,82-1,54 Ga) no modelo de Santos et al. (2000; 2006). Ambos os modelos, mostram dados geológicos, geoquímicos e isotópicos compatíveis com ambientes de arcos magmáticos que se desenvolveram e se agregaram progressivamente ao protocráton, representado pela província Amazônia Central, durante o paleoproterozóico (Tassinari & Macambira 1999; Santos 2006, Silva & Abram 2008).

Os granitos dessa região foram inicialmente definidos como Granito Juruena (Paes de Barros, 1994) e posteriormente como Suíte Intrusiva Matupá (Souza et al., 2005, Silva & Abram 2008). Paes de Barros (2007), utilizando métodos isotópicos Pb-Pb em zircão, obteve para uma amostra de monzogranito da região, uma idade de 1792 ± 2 Ma, levando o autor a redefinir o corpo em questão, como Granito Peixoto, relacionando-o temporalmente com a Suíte Intrusiva Teles Pires, datado em 1801 Ma à 1756 ± 16 Ma (Pinho et al., 2003; Lacerda Filho, 2004).

Entretanto o termo Granito Peixoto, deve ser restrito a composições granodioríticas, na porção noroeste da área e na porção sudeste, composições monzograníticas de idade compatível com granitos da Suíte Intrusiva Matupá, foram caracterizados e inclusos a esta suíte. O objetivo do trabalho é apresentar um novo mapa geológico para a região de Peixoto de Azevedo, com base em características petrográficas, geoquímicas e idades U-Pb em zircão, pelo método *SHRIMP*, dos granitos existentes. Pretende-se também discutir a evolução petrogenética dos magmas graníticos e o ambiente tectônico em que estes foram formados.

MATERIAIS E MÉTODOS

As Análises químicas foram realizadas no Laboratório Acme Analytical Laboratories LTD Vancouver Canadá. Os elementos maiores foram analisados seguindo metodologias relacionadas à ICP-ES (*Inductively Coupled Plasma – Emission Spectrometry*) e ICP-MS (*Inductively Coupled Plasma – Mass Spectrometry*) para elementos traços, incluindo terras raras.

Os zircões para a datação geocronológica foram separados utilizando métodos convencionais no Laboratório de Preparação de Amostras do DRM – UFMT. Após a separação, foram montados em epoxy no Centro de Pesquisas Geocronológicas do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo (CPGeo-IGC/USP), exceto a amostra FR-29 que foi analisada na Curtin Universty – Austrália.

Estudos da morfologia dos zircões foram feitos através de imagens BSE em *mount* com resina epoxy, realizadas no Microscópio Eletrônico de Varredura, no laboratório de geocronologia da UNB e na University Western of Austrália.

As imagens de Catodoluminescência foram realizadas no laboratório de Geocronologia da USP, previamente às datações, sendo a metodologia descrita em Sato *et al.*, 2008.

As datações foram realizadas no laboratório de geocronologia da USP e no laboratório da University of Curtin – Austrália usando *SHRIMP II (Sensitive High Resolution Ion Microprobe)* descrito em Stern (1998) e Williams (1998). As idades foram calculadas utilizando-se o programa Isoplot/EX de Ludwig (1998) e são apresentados no diagrama de concórdia neste artigo.

CONTEXTO GEOLÓGICO GEOTECTÔNICO

O Cráton Amazônico, localizado no norte da América do Sul é cercado por cinturões orogênicos neoproterozóicos e está dividido em seis grandes províncias geocronológicas, de acordo com Tassinari & Macambira, 1999: Amazônia Central – PAC (> 2,3 Ga); Maroni-Itacaiúnas – PMI (2,2-1,95 Ga); Ventuari-Tapajós - PVT (1,95-1,80 Ga), Rio Negro-Juruena - PRNJ (1,8-1,55 Ga); Rondonian-San Ignácio - PRSI (1,55-1,3 Ga) e Sunsás - PS (1,3-1,0 Ga), ou segundo o modelo de Santos (2000) oito províncias: Carajás-Imatacá (3,0- 2,50 Ga), Tranzamazônica (2,25 a 2,0 Ga), Tapajós-Parima (TPP) (2,03 a 1,88 Ga), Amazonia Central (1,88 a 1,86 Ga), Rio Negro (1,86 a 1,52 Ga), Rondônia-Juruena (RJ) (1,75 a 1,47 Ga), K”Mudku (1,2 Ga) e Sunsás (1,33 a 0,99 Ga). Estas províncias formam um *trend* NW-SE, contendo núcleo central Arqueano em torno do qual, províncias geocronológicas paleo e mesoproterozóicas sucessivamente mais jovens se agregaram através de acreções de arcos magmáticos (Teixeira *et al.*, 1989; Tassinari & Macambira, 1999; Santos *et al.*, 2000; Tassinari *et al.*, 2000; Cordani & Teixeira, 2009).

A Província Aurífera de Alta Floresta (Fig. 01), localizada na porção sul do Cráton Amazônico, é considerada como parte das províncias geocronológicas Ventuari-Tapajós (PVT) entre 1,95-1,80 Ga e Rio Negro-Juruena (PRNJ) entre 1,80-1,55 Ga, Tassinari & Macambira (1999). Santos *et al.* (2000; 2006) inseriu-a como parte da Província Tapajós-Parima (TPP) (2,03 a 1,88 Ga) e Rondônia-Juruena (RJ) (1,82 a 1,54 Ga).

Lacerda Filho *et al.* (2004) redefiniram a Província Rondônia-Juruena, posicionando-a no intervalo de 1,85-1,75 Ga e reconheceram a existência de três domínios: Juruena (1,85-1,75 Ga), Roosevelt-Aripuanã (1,76-1,74 Ga) e Jauru (1,79-1,72). O Domínio Juruena constituído por rochas plutônicas e vulcânicas félsicas, de filiação cálcio-alcálica a alto potássio, foi denominado pelos referidos autores de arco magmático Juruena. No arco magmático Juruena (1,85-1,75 Ga), Lacerda Filho *et al.* (2004) e Souza *et al.* (2005) descreveram dois terrenos, um acrecionário, deformado em regime dúctil, de médio a alto grau metamórfico e outro plutono-vulcânico, pós-colisional, sin a tardi-orogênico. Segundo esses autores, o terreno acrecionário é representado pelas unidades denominadas, Complexos Nova Monte Verde e Bacaeri-Mogno.

Silva & Abram (2008), propõe a seguinte evolução para a Província Aurífera Juruena-Teles Pires: (i) Geração de um conjunto de rochas geradas num provável contexto de tectônica extensional; (Complexo Bacaeri-Mogno), com idade de 2,24 Ga; (ii) A geração dos arcos magmáticos Cuiú-Cuiú e Juruena, (1.9 a 1.8 Ga), incluindo rochas de afinidades cálcio-alcálicas de margem continental ativa. (iii) fase colisional representada pelos leucogranitos da unidade Granito Apiacás com idade de cristalização estateriana (1.784 ± 32 Ma) e uma idade mais antiga (1871 ± 21 Ma); (iv) Fenômeno de delaminação crustal, com consequente geração de magmatismo intra-placa (Flor da Serra); (v) Geração de uma bacia (intra-arco?) na qual foi gerada a sequência vulcano-sedimentar do Grupo São Marcelo Cabeça; (vi) Fechamento do orógeno, acompanhado de deformação progressiva, com a geração de megas estruturas de cisalhamento transcorrente; (vii) Geração das unidades Suíte Nova Canaã e Granito Teles Pires, numa fase tardia (pós- deformação) de evolução do orógeno. O modelo proposto por Silva & Abram (2008), assim como a maioria dos modelos petrogenéticos para a PAAF, é baseado principalmente em dados regionais, o que deve implicar em substanciais modificações assim que mais dados sejam publicados.

Uma proposta de evolução tectônica entre os rios Aripuanã e o Rio Juruena (Duarte *et al.*, 2012) considera um único arco magmático continental na região em epígrafe. Este arco foi denominado de Arco Magmático Juruena, o qual preconiza que uma subducção ocorreu sob o Arco Tapajós, já cratonizado como ante-país. Nesse modelo, os autores consideram como registro de crosta oceânica inicial, o Complexo Bacaeri-Mogno e rochas vulcano-plutônicas deformadas rúptil e ductilmente. Propuseram que os granitos da Suíte Paranaíta e as vulcânicas do Grupo Colíder, representam a cordilheira de margem continental ativa e que a formação deste arco durou 40 Ma. A interpretação está em concordância com as propostas de Rizzoto *et al.* (2004) que sugerem como única unidade representante de magmatismo pós-colisional na região de estudo, a Suíte Intrusiva Serra da Providência, com idades entre 1606 a 1505 Ma. Duarte *et al.* (2012) estende o Arco Magmático Juruena desde Peixoto de Azevedo, Mato Grosso até Apuí no Amazonas, configurando assim uma cordilheira de 600 km de extensão e 50 km de largura.

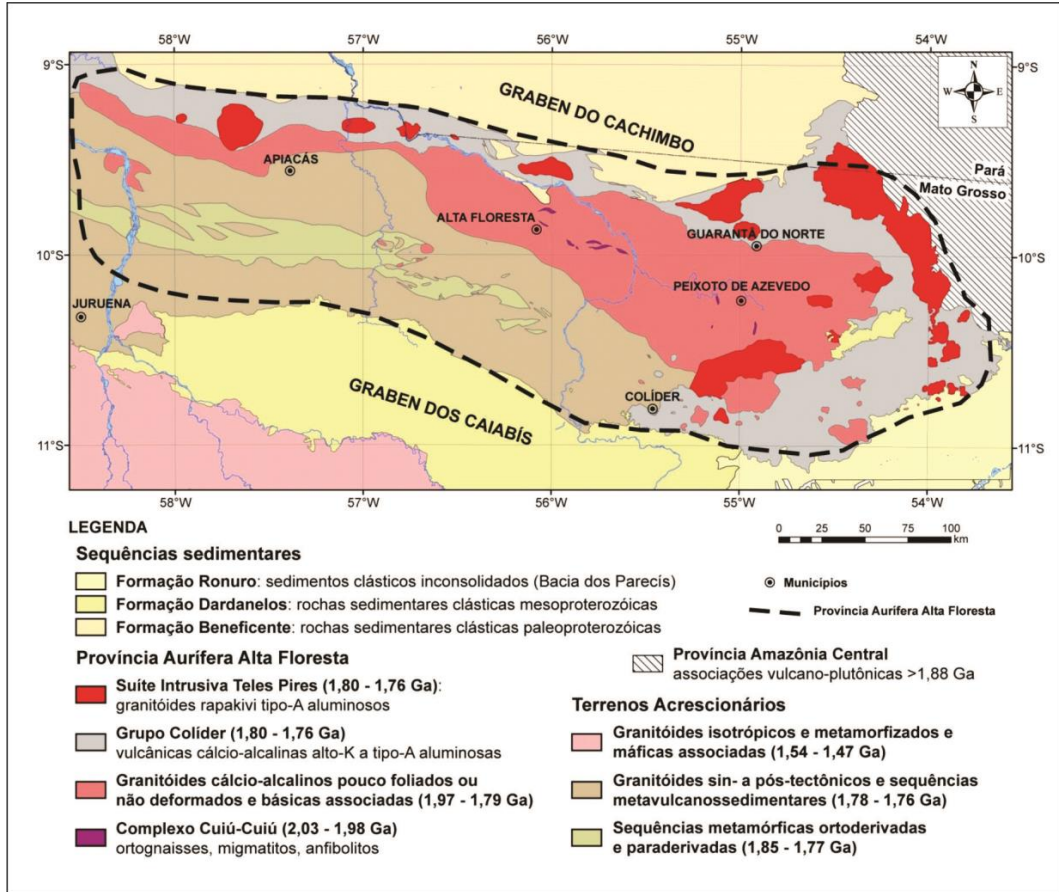


Figura 01: Mapa da Província Aurífera Alta Floresta-PAAF (Modificado de Souza et al., 2005; Alves et al., 2010).

CONTEXTO GEOLÓGICO LOCAL

Geologia e Petrografia

Na região de Peixoto de Azevedo afloram rochas graníticas de diferentes composições e aspectos texturais, que anteriormente haviam sido interpretadas como uma única intrusão, denominada de Granito Peixoto (Paes de Barros, 2007). Os corpos afloram na forma de matacões e blocos constituindo morros e serras, são isotrópicos e pouco fraturados. Os dados de campo, associados a estudos petrográficos, de acordo com a classificação de Streckeisen, 1976; Le Maitre, 1989 (Fig. 02), permitiram reconhecer dois corpos distintos: a) biotita monzogranito na porção sudeste da área, com aproximadamente 100 Km², coloração rósea, granulação média a grossa, apresenta textura porfirítica com porções equigranulares, alterado hidrotermalmente, com vênulas de epidoto e quartzo e geralmente são cortados por diques máficos (N45E), com textura afanítica e localmente porfirítica; b) biotita granodiorito de aproximadamente 50 Km², localizado na porção noroeste da região, coloração cinza claro, granulação média a grossa, textura inequigranular a porfirítica, com enclaves de composição granodiorítica de granulação fina (Fig.03).

Entretanto na porção oeste da área, próximo ao biotita granodiorito, ocorre um depósito aurífero associado à zona de cisalhamento de caráter dúctil, controlada por três estruturas principais: N-S com variações NNW e NNE (Miguel Jr, 2011). A rocha encaixante do veio mineralizado é um protomilonito de composição granodiorítica a tonalítica, que aflora no *Garimpo Buriti*, cuja idade foi recentemente apresentada por Silva *et al.*, (2013), pelo método U-Pb (*SHRIMP*) em zircão de 1955 ± 15 Ma, sugere-se a desagregação destas rochas ao Granito Peixoto, que anteriormente haviam sido descritas como pertencentes a este granito.

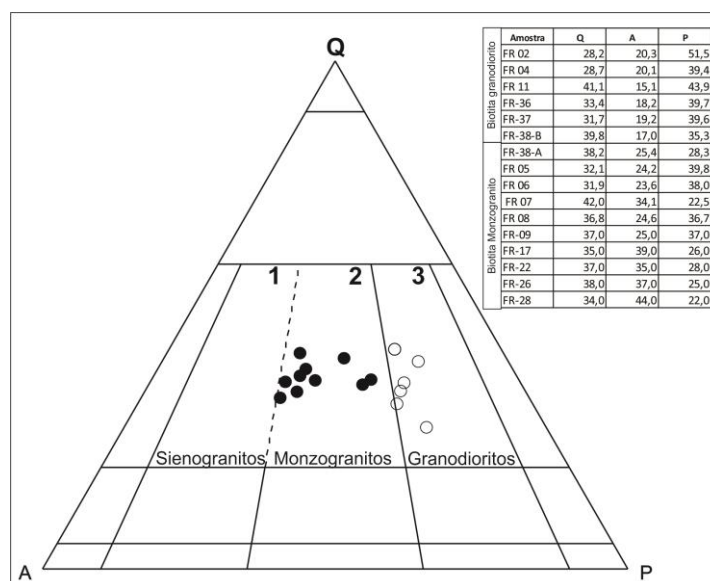


Figura 02- Diagrama QAP (Streckeisen, 1976; Le Maitre, 1989) de amostras representativas para o Biotita granodiorito e Biotita Monzogranito.

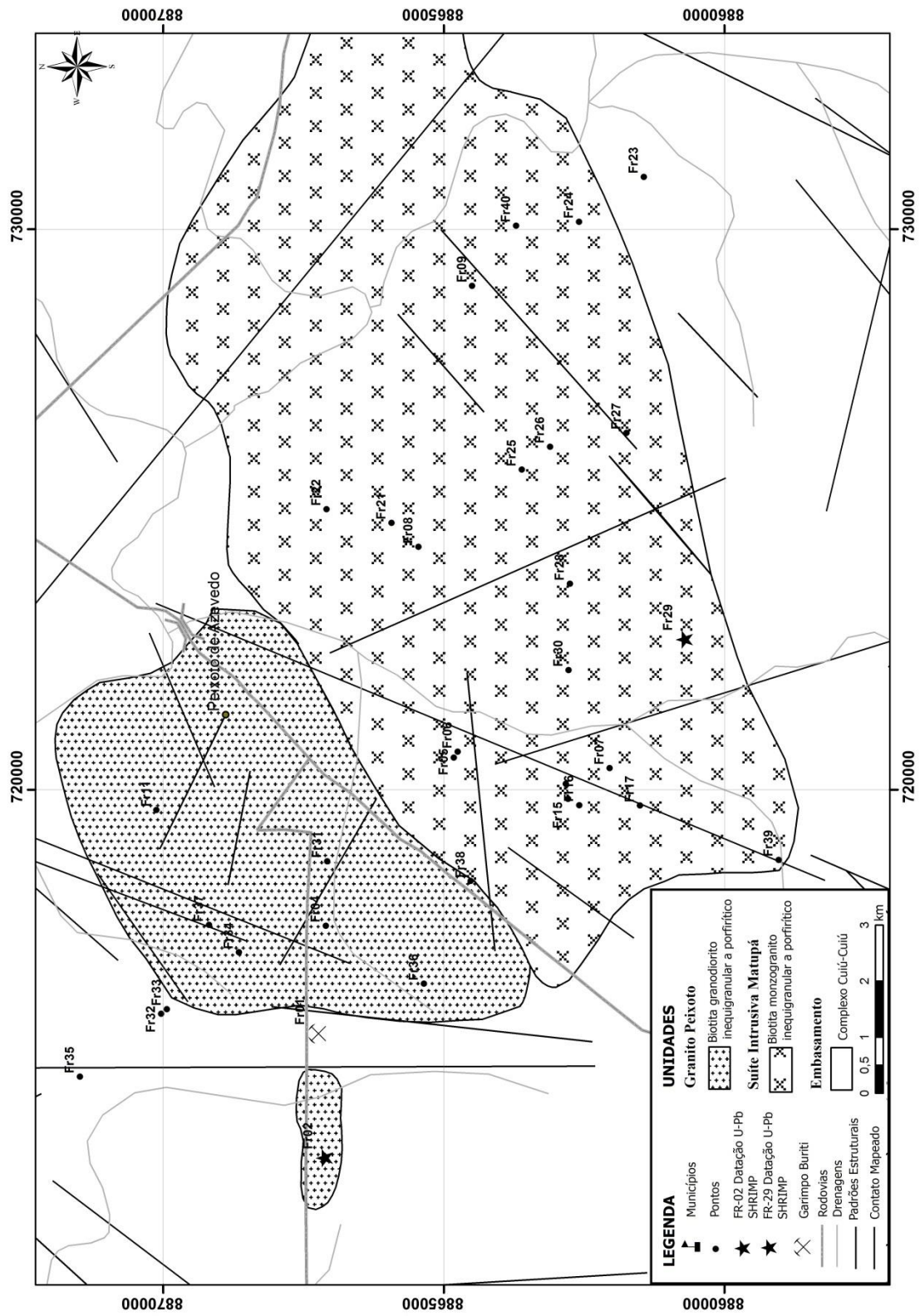


Figura 03- Mapa Geológico dos Granitos da região de Peixoto de Azevedo, dividido em Biotita-granodiorito ao norte e Biotita-monzogranito ao Sul (1:75.000).

SUÍTE INTRUSIVA MATUPÁ

Biotita monzogranito

O *biotita monzogranito* foi individualizado por critério textural em uma *fácies porfírica a fanerítica grossa* (Figura 4A e B), a assembleia mineralógica principal é composta por quartzo, feldspato potássico, plagioclásio e biotita. Apresentam granulação média a grossa, com termo fanerítico grosso subordinado, são de coloração rósea, pouco magnéticos e marcados pela predominância de megacristais de feldspato potássico (3,0 cm). O mineral máfico principal é a biotita, em concentrações que não ultrapassam 7% da composição mineralógica estimada em campo. Veios de quartzo e epidoto são feições comuns, que retratam fases hidrotermais.

Microscopicamente observa-se textura porfírica hipidiomórfica, onde megafenocristais de feldspato potássico (até 3,0 cm), quartzo e plagioclásio perfazem cerca de 60% da rocha (Fig. 04 C), entretanto subordinadamente ocorrem termos equigranulares grossos (1,5 a 2,5mm) (Fig. 04 D). A rocha é composta essencialmente por quartzo (39%); feldspato potássico (32,9%); plagioclásio (23,8%) e biotita (5%).

O quartzo ocorre de duas formas: cristais anédricos (até 2 mm) bem desenvolvidos, com extinção ondulante e uma fase tardia, recristalizados, preenchendo espaços intersticiais junto com a muscovita secundária (Fig. 04 E).

O feldspato potássico é representado pela microclina pertítica, que varia de anédrica a subédrica (até 3,0 mm), com geminação em grade e intercrescimento mirmequítico. Alguns cristais mostram alteração potássica, marcada pela substituição de microclina por um novo feldspato alcalino, na forma de manchas (Fig. 04 E e F).

Plagioclásio (An₂₀₋₄₀) estimado petrograficamente (Michel Levy), ocorrem na forma de cristais tabulares (0,8 a 2,5 mm), com geminação segundo a lei albita, além de inclusões de minerais acessórios em núcleo saussuritizado e sericitizado.

A biotita de hábito lamelar (até 1,5 mm) representa a principal fase máfica e mostra pleocroísmo variando de verde a marrom. Frequentemente altera-se para clorita associada com epidoto, muscovita, titanita e magnetita (Fig. 04 F). Os minerais acessórios são representados por cristais aciculares de apatita (0,3 mm); titanita de cor marrom avermelhado e hábito esfenoidal e zircão. O zircão apresenta hábito euédrico e forma prismas alongados com terminações bi-piramidais, incluso nas biotitas. A magnetita ocorre em pequenas proporções, como cristais anédricos associados a biotita, epidoto e titanita.

Como minerais secundários ocorre uma massa de sericita-muscovita-epidoto associada à alteração dos plagioclásios; clorita substituindo biotita; feldspato secundário substituindo microclina e micro-vênulas de epidoto e quartzo preenchendo fraturas (Fig. 04 F).

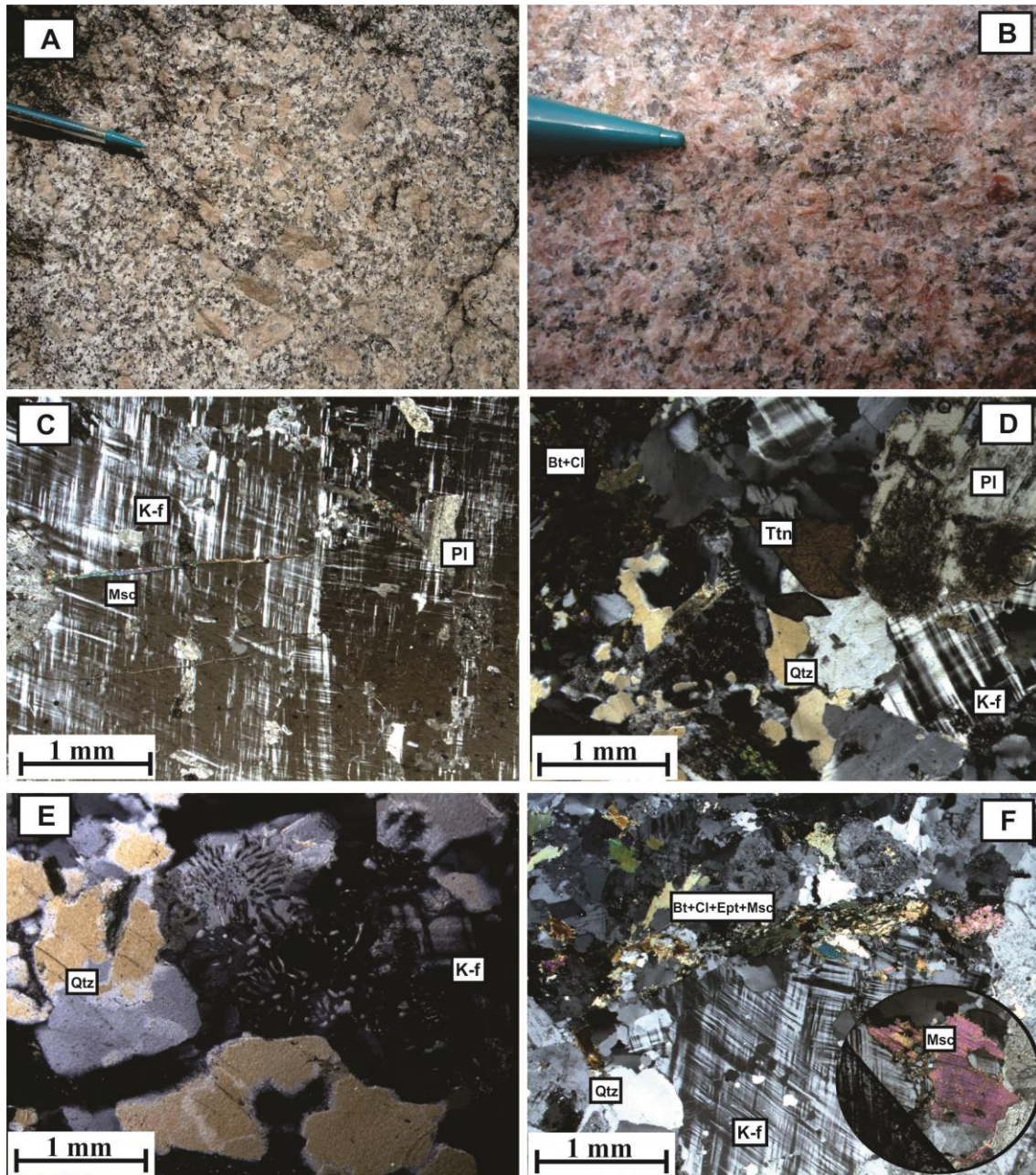


Figura 04 – Biotita monzogranito (A e B) Monzogranito com textura porfirítica e equigranular grossa, respectivamente; Fotomicrografias: (C) Textura porfirítica, fenocristais de microclina com inclusões de plagioclásio e muscovita preenchendo fraturas; (D) Textura equigranular grossa, cristais de plagioclásio saussuritizado, biotita cloritizada, quartzo e titanita; (E) Intercrescimento mirmequítico; (F) Biotita cloritizada + epidoto + sericita e muscovita. Legenda: quartzo (Qtz); feldspato potássico (K-f); muscovita (Msc); plagioclásio (Pl); titanita (Ttn); biotita (Bt); clorita (Cl) e epidoto (Ep). Fotomicrografias com os polarizadores cruzados.

GRANITO PEIXOTO

Biotita granodiorito

O *biotita granodiorito* foi individualizado em uma *fácies porfírica* (Figura 05A e B), cuja assembleia mineralógica principal é composta por quartzo, plagioclásio, feldspato potássico e biotita, localmente hornblenda. Apresentam granulação média, são de coloração cinza claro, pouco magnético e com fenocristais de plagioclásios (1,5 cm), raramente fenocristais de feldspato potássico (2,0 cm) e o mineral máfico principal é a biotita. Feições típicas nesses granitos são enclaves de composições granodioríticas e granulação fina, com dimensões centimétricas a métricas.

Microscopicamente observa-se textura hipidiomórfica porfírica a inequigranular (Fig. 05 C e D), onde os minerais estão assim representados: Quartzo (40%); plagioclásio (39,6%); feldspato potássico (13,3%); biotita (5%) e opacos e hornblenda (3%). Nos termos porfíricos, os fenocristais de plagioclásio e feldspato potássico perfazem cerca de 60% da rocha, sendo a matriz (40%) constituída por quartzo anédrico ou agregados policristalinos e biotita.

O quartzo formou-se em duas etapas: O primeiro de hábito anédrico (até 1,5 mm) e com extinção ondulante e outro tardio, intersticial, formando agregados policristalinos (Fig. 05 C e D).

A composição do plagioclásio (An₂₀₋₃₀) estimada pelo método de Michel Levy, varia de oligoclásio a andesina. Ocorrem na forma de cristais tabulares a subédricos (3,5 mm), geminação segundo a lei albíta e exibe frequente zoneamento oscilatório, além de inclusões de minerais acessórios no núcleo saussuritizado (Fig. 05 C e D).

Fenocristais de feldspato alcalino são representados por ortoclásio perfitico com geminação Carlsbad, e em menor proporção por microclina com macla xadrez, os quais apresentam algumas vezes inclusões poiquilíticas de hornblenda, biotita e quartzo, além de intercrescimento mirmequítico na borda (Fig. 05 E)

A biotita e a hornblenda representam as fases máficas. A biotita possui cor marrom, hábito lamelar (1,5 mm) e frequentemente altera para clorita. A hornblenda de hábito romboédrico (até 0,8 mm) apresenta geminação setorial e pleocroísmo verde-escuro a verde-amarelado e ocorre inclusa no Feldspato Alcalino, evidenciando uma formação precoce (Fig. 05 E e F).

Os minerais acessórios são representados por cristais aciculares de apatita, titanita de cor marrom avermelhada e hábito esfenoidal (Fig. 05 F) e zircão prismático, bem preservado, incluso nas biotitas e pequenas proporções de magnetita. Como minerais de alteração hidrotermal ocorrem sericita-muscovita-epidoto associadas à saussuritização do plagioclásio e cloritas substituindo biotitas (Fig. 05 F).

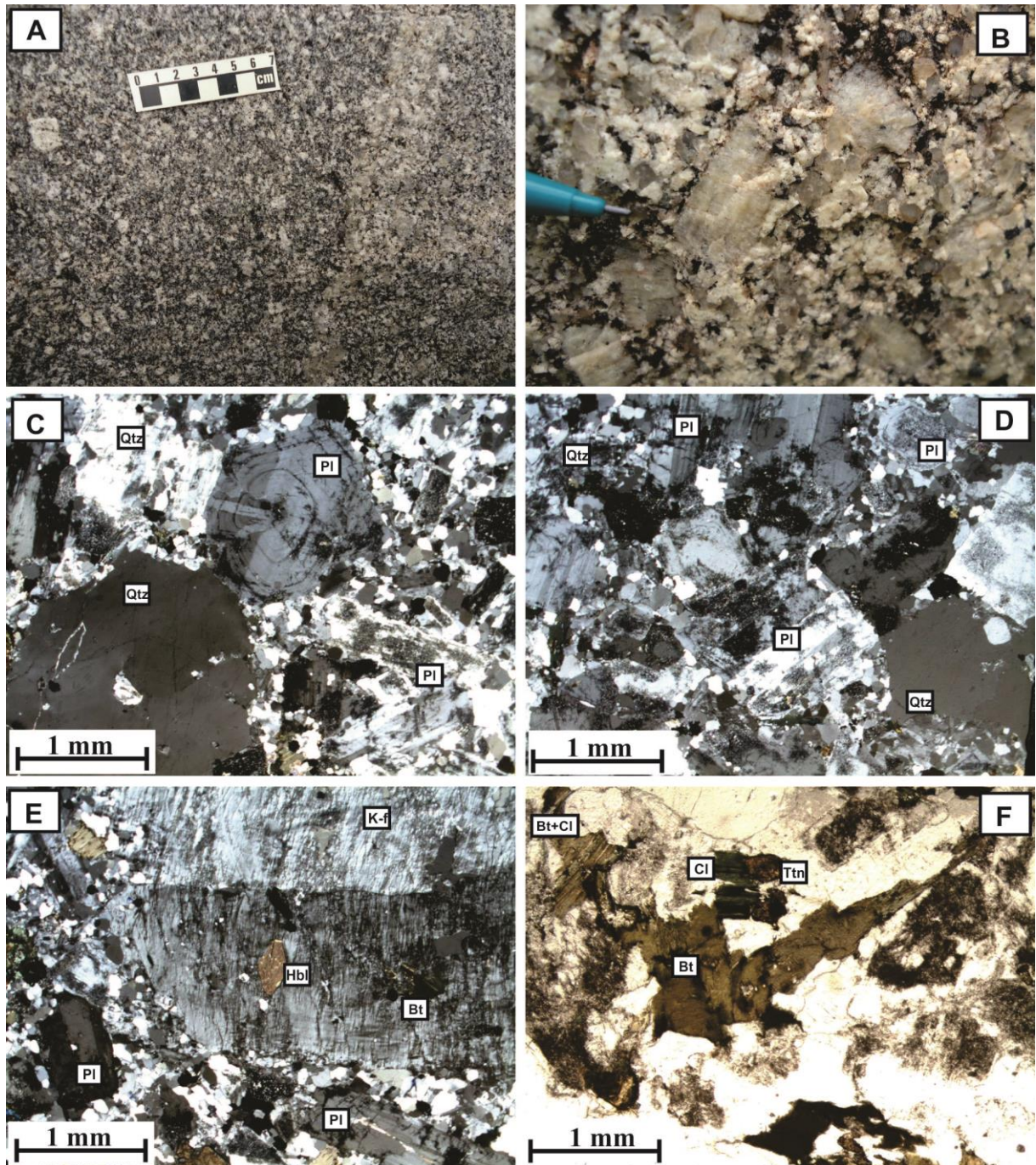


Figura 05 – Biotita granodiorito (A e B) Granodiorito com textura porfirítica, evidenciada por fenocristais de feldspato potássico e plagioclásio; Fotomicrografias: (C) Textura porfirítica, com fenocristais de plagioclásio com zoneamento oscilatória e quartzo anédrico; (D) fenocristais de plagioclásio saussuritizado, quartzo anédrico e intersticial; (E) fenocristal de feldspato potássico perítico com inclusões poiquilíticas de hornblenda e biotita; (F) Cristais de biotita cloritizada, clorita e titanita. Legenda: quartzo (Qtz); feldspato potássico (K-f); plagioclásio (Pl); titanita (Ttn); biotita (Bt); clorita (Cl) e hornblenda (Hbl). Fotomicrografias com os polarizadores cruzados, exceto na figura (F), com luz natural.

LITOGEOQUÍMICA

Na tabela 1, são apresentadas as análises químicas de 14 amostras representativas dos granitos estudados, incluindo oito amostras de biotita monzogranito e seis amostras de biotita granodiorito. Dados de Moura & Botelho (2002), contendo nove amostras de granitos da Suíte Intrusiva Matupá, serão utilizados na interpretação geoquímica do biotita monzogranito, exibidos na tabela 2.

O Biotita monzogranito possui valores de SiO_2 entre 72 e 76%, Al_2O_3 entre 12,40 e 14,07%, baixos teores de MgO (<0,55%) e razões moderadas a altas de $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ (1,32 a 1,77). Enquanto dados de Moura e Botelho (2002) demonstram valores de SiO_2 entre 67 e 75%, Al_2O_3 entre 13 e 15%, MgO entre 0,40 e 1,60% e razões moderadas de $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ (1,12 e 1,59), concordantes aos valores do biotita monzogranito. Entretanto o biotita granodiorito apresenta valores mais baixos de SiO_2 entre 69 e 73%, Al_2O_3 entre 13 e 14,80%, MgO entre 0,59 e 1,22% e razões moderadas de $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ (0,93 e 1,32).

Tabela 01 – Análises químicas dos granitos da região de Peixoto de Azevedo – MT. Biotita granodiorito e Biotita monzogranito. Os óxidos estão representados na forma de porcentagem (em peso) e os elementos-traço e ETR, em ppm.

Amostras	Biotita Granodiorito (SITP)						Biotita Monzogranito (GM)							
	FR02	FR04	FR11	FR31	FR36A	FR38B	FR05	FR07	FR08	FR16	FR17	FR24	FR26	FR27
SiO ₂	69,18	71,01	73,33	69,44	70,25	70,10	73,89	76,40	75,35	75,39	73,94	73,00	73,82	72,40
TiO ₂	0,31	0,27	0,22	0,36	0,33	0,29	0,17	0,15	0,10	0,13	0,12	0,17	0,17	0,20
Al ₂ O ₃	14,75	14,72	13,77	14,80	14,33	14,62	13,81	12,40	13,48	13,19	14,02	14,17	13,26	14,04
Fe ₂ O _{3t}	3,13	2,62	2,27	3,26	3,10	2,93	1,85	1,72	1,17	1,54	1,50	1,87	1,98	1,98
MnO	0,05	0,06	0,06	0,07	0,07	0,06	0,05	0,06	0,03	0,06	0,06	0,06	0,08	0,06
MgO	1,09	0,92	0,59	1,17	1,22	1,09	0,33	0,26	0,12	0,23	0,24	0,34	0,33	0,41
CaO	2,47	2,30	1,77	2,53	2,20	2,39	0,90	0,86	0,83	0,78	0,78	0,91	0,91	1,07
Na ₂ O	3,90	3,91	3,53	3,28	3,43	3,56	3,21	3,27	3,47	3,38	3,43	3,09	3,00	3,28
K ₂ O	3,92	3,64	3,67	4,33	3,99	3,90	5,10	4,32	4,84	4,68	5,33	5,46	5,22	5,37
Cr ₂ O ₃	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
P ₂ O ₅	0,14	0,07	0,08	0,14	0,11	0,08	0,07	0,06	0,04	0,05	0,07	0,07	0,11	0,09
LOI	0,80	0,40	0,60	0,40	0,80	0,80	0,50	0,40	0,50	0,50	0,40	0,70	1,00	0,90
TOTAL	99,73	99,89	99,89	99,80	99,82	99,84	99,88	99,92	99,96	99,92	99,89	99,85	99,85	99,84
K ₂ O/Na ₂ O	1,01	0,93	1,04	1,32	1,16	1,10	1,59	1,32	1,39	1,38	1,55	1,77	1,74	1,64
Na ₂ O+K ₂ O	7,82	7,55	7,20	7,61	7,42	7,46	8,31	7,59	8,31	8,06	8,76	8,55	8,22	8,65
Fe ₂ O _{3t} / (Fe ₂ O _{3t} +MgO)	0,74	0,74	0,79	0,74	0,72	0,73	0,85	0,87	0,91	0,87	0,86	0,85	0,86	0,83
Al ₂ O ₃ /(Na ₂ O+K ₂ O)	1,89	1,95	1,91	1,94	1,93	1,96	1,66	1,63	1,62	1,64	1,60	1,66	1,61	1,62
Al ₂ O ₃ /(Na ₂ O+K ₂ O+CaO)	1,43	1,49	1,54	1,46	1,49	1,48	1,50	1,47	1,47	1,49	1,47	1,50	1,45	1,44
Na ₂ O+K ₂ O-CaO	5,35	5,25	5,43	5,08	5,22	5,07	7,41	6,73	7,48	7,28	7,98	7,64	7,31	7,58
Zr+Nb+Ce+Y	255,90	243,60	230,50	290,00	273,70	217,20	256,50	246,60	182,60	198,70	196,60	248,50	293,60	310,30
Ni	0,00	22,00	0,00	16,60	23,00	20,40	0,00	0,00	0,00	1,80	1,70	2,40	2,20	2,70
Co	5,90	5,30	3,20	7,00	7,00	6,40	1,70	1,50	0,80	1,40	1,20	1,80	2,20	2,20

Tl	0,10	0,40	0,20	0,50	0,50	0,40	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ga	16,10	18,00	16,30	16,80	16,70	17,20	15,90	15,90	15,70	16,30	16,70	16,80	16,90	15,90
Ni	9,90	18,60	4,10	0,00	23,80	0,00	2,50	2,40	1,30	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
La	33,90	28,00	34,20	42,60	50,00	30,40	41,40	53,20	30,90	38,20	38,10	41,80	60,40	64,50
Ce	68,60	65,10	70,80	84,90	84,30	56,30	84,50	94,30	59,90	69,40	67,50	81,20	107,10	109,70
Pr	7,37	6,93	7,26	9,59	9,90	6,35	8,66	10,18	7,46	7,61	7,64	9,19	11,51	12,77
Sm	4,47	5,07	4,73	6,08	6,16	4,17	5,40	6,23	5,15	4,75	4,65	6,10	5,73	7,09
Nd	25,50	24,10	26,80	36,50	35,30	23,70	28,90	34,50	24,50	25,00	26,90	34,50	37,00	45,90
Eu	0,93	0,75	0,66	0,90	0,87	0,70	0,64	0,48	0,52	0,42	0,48	0,64	0,59	0,76
Gd	3,48	4,08	4,07	4,91	5,30	3,59	4,46	5,38	4,63	4,09	3,81	4,68	4,18	6,06
Tb	0,48	0,69	0,62	0,63	0,76	0,53	0,69	0,84	0,83	0,64	0,56	0,68	0,50	0,90
Dy	2,78	4,35	3,63	3,71	4,63	3,33	3,54	4,93	4,33	3,93	3,39	3,92	2,85	5,43
Ho	0,47	0,79	0,69	0,65	0,95	0,64	0,85	1,04	1,08	0,78	0,61	0,72	0,44	1,02
Er	1,49	2,54	1,97	1,95	2,46	1,88	2,34	3,11	3,21	2,42	1,81	2,29	1,21	2,99
Tm	0,21	0,38	0,30	0,29	0,40	0,28	0,34	0,45	0,50	0,37	0,28	0,32	0,20	0,44
Yb	1,32	2,46	1,79	1,84	2,43	1,99	2,38	3,05	2,92	2,65	2,06	2,27	1,40	2,90
Lu	0,20	0,34	0,31	0,26	0,37	0,28	0,36	0,43	0,47	0,34	0,31	0,31	0,24	0,40
La/Yb (N)	17,31	7,67	12,88	15,61	13,87	10,30	11,73	11,76	7,13	9,72	12,47	12,41	29,09	14,99
Eu/Eu*	0,72	0,50	0,46	0,50	0,47	0,55	0,40	0,25	0,33	0,29	0,35	0,37	0,37	0,35

Tabela 02 - Análises químicas dos granitos da Suíte Intrusiva Matupá, dados de Moura & Botelho (2002).

Maciço granítico Matupá (Moura & Botelho, 2002)									
AMOSTRAS	SEI4.6'	SEI4.8'	SEIIA ²	SEIIC2'	SEIID ^{1,3}	SEIIIA ²	SEPE1 ²	SEPXI'	SEVVA ²
SiO ₂	73,58	69,77	75,09	64,40	73,07	71,00	74,09	69,40	67,35
TiO ₂	0,19	0,46	0,17	0,62	0,20	0,36	0,34	0,42	0,57
Al ₂ O ₃	14,20	13,96	13,85	14,77	14,31	14,36	13,23	14,30	15,47
Fe ₂ O _{3t}	1,20	1,92	1,15	5,98	1,27	2,06	1,21	2,47	2,41
MnO	0,03	0,08	0,03	0,10	0,03	0,06	0,03	0,11	0,07
MgO	0,60	1,15	0,40	1,60	0,48	0,89	0,57	1,00	1,54
CaO	1,28	1,95	1,12	2,50	1,63	2,08	1,55	1,44	2,89
Na ₂ O	3,15	3,16	3,07	3,36	3,41	3,62	2,73	3,50	3,65
K ₂ O	4,92	5,02	4,13	4,24	5,15	4,16	4,30	4,76	4,09
Cr ₂ O ₃	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
P ₂ O ₅	0,06	0,15	0,06	0,21	0,08	0,13	0,10	0,15	0,17
LOI	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
TOTAL	100,18	99,79	100,04	99,05	100,57	100,12	99,41	99,76	100,18
K ₂ O/Na ₂ O	1,56	1,59	1,35	1,26	1,51	1,15	1,58	1,36	1,12
Na ₂ O+K ₂ O	8,07	8,18	7,20	7,60	8,56	7,78	7,03	8,26	7,74
Fe ₂ O _{3t} /(Fe ₂ O _{3t} +MgO)	0,67	0,63	0,74	0,79	0,73	0,70	0,68	0,71	0,61
Al ₂ O ₃ /(Na ₂ O+K ₂ O)	1,76	1,71	1,92	1,94	1,67	1,85	1,88	1,73	2,00
Al ₂ O ₃ /(Na ₂ O+K ₂ O+CaO)	1,52	1,38	1,66	1,46	1,40	1,46	1,54	1,47	1,46
Na ₂ O+K ₂ O-CaO	6,79	6,23	6,08	5,10	6,93	5,70	5,48	6,82	4,85
Zr+Nb+Ce+Y	333,10	321,08	266,70	555,60	324,16	360,80	253,80	455,10	385,90
Ni	<5	<5	<1	35,00	<1	n.a.	<5	<5	13,00
Co	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Cu	5,00	9,00	3,00	57,00	9,00	4,00	8,00	34,00	18,00

Continuação tabela 2.

V	15,00	40,00	23,00	67,00	37,00	28,00	34,00	39,00	55,00
Sc	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Cs	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	5,00	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Ba	628,00	918,00	501,00	1.018,00	889,00	718,00	813,00	908,00	1.302,00
Rb	258,00	202,00	196,00	225,00	248,00	176,00	184,00	180,00	148,00
Sr	176,00	222,00	139,00	299,00	263,00	184,00	171,00	235,00	277,00
Nb	18,00	15,00	6,00	30,00	17,00	12,00	16,00	18,00	20,00
Hf	n.a.	n.a.	3,60	n.a.	4,10	5,30	4,40	n.a.	5,40
Zr	161,00	199,00	138,00	278,00	189,00	148,00	135,00	249,00	225,00
Y	26,00	18,00	29,00	44,00	21,00	39,00	23,00	57,00	36,00
U	n.a.	n.a.	5,00	n.a.	n.a.	7,00	4,00	n.a.	4,00
Th	26,00	24,00	29,00	45,00	20,00	21,00	24,00	16,00	13,00
Ta	n.a.	n.a.	1,40	n.a.	1,40	1,20	1,30	n.a.	2,10
Zn	36,00	46,00	30,00	101,00	36,00	53,00	39,00	51,00	56,00
Be	3,00	2,00	3,00	n.a.	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00
Mo	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Hg	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Sn	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
W	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Se	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Bi	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Cd	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Ag	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Au	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Pb	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Sb	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.

Continuação tabela 2.									
As	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Tl	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Ga	10,00	16,00	n.a.	23,00	11,00	11,00	10,00	10,00	10,00
Ni	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
La	61,96	40,78	48,90	86,49	44,20	103,80	35,70	80,15	47,30
Ce	128,10	89,08	93,70	203,60	97,16	161,80	79,80	131,10	104,90
Pr	n.a.	n.a.	10,30	n.a.	n.a.	17,20	8,90	n.a.	11,90
Sm	7,68	4,77	7,30	11,97	5,75	9,50	5,60	14,40	7,10
Nd	52,61	28,08	36,20	78,67	39,34	61,10	31,60	82,45	42,20
Eu	0,77	0,57	0,90	1,28	0,85	1,20	0,60	1,66	0,90
Gd	4,13	1,92	6,00	6,83	3,22	8,00	5,20	9,67	6,90
Tb	n.a.	n.a.	0,90	n.a.	n.a.	1,10	0,70	n.a.	0,90
Dy	3,27	1,47	5,60	5,31	2,61	6,30	3,70	7,57	4,90
Ho	0,51	0,26	1,00	1,00	0,49	1,30	0,60	1,45	0,80
Er	1,07	0,51	3,00	2,41	1,13	3,50	1,80	3,57	2,50
Tm	n.a.	n.a.	0,50	n.a.	n.a.	0,50	0,20	n.a.	0,30
Yb	0,75	0,32	2,90	1,65	0,94	3,10	1,50	2,20	2,10
Lu	0,08	0,06	0,50	0,22	0,12	0,50	0,20	0,26	0,30
La/Yb (N)	55,08	84,96	11,24	34,95	31,35	22,32	15,87	24,29	15,02
Eu/Eu*	0,42	0,58	0,42	0,44	0,61	0,42	0,34	0,43	0,40

CARACTERÍSTICAS QUÍMICAS GERAIS

Em diagramas classificatórios de TAS –Le Maitre (1989), as amostras plotam no campo de granitos, com exceção de duas amostras de Moura e Botelho (2002), que plotam no campo de sienitos (Fig. 06 A). Porém quando são considerados os parâmetros R1 *versus* R2 (De La Roche *et al.* 1980), da mesma forma que ocorre com a classificação modal, as amostras de biotita monzogranito alinham-se no campo de granitos, enquanto os dados de Moura e Botelho (2002) alinham-se tanto no campo de granitos como de granodioritos e as amostras de biotita granodiorito plotam no campo dos granodioritos (Fig. 06 B).

Os dados obtidos sugerem que os granitos representem um magmatismo cálcico-alcálico de alto potássio (Fig. 06 C), embora duas amostras de Moura e Botelho (2002) plotem no limite, com as séries shoshoníticas, no diagrama de SiO₂ vs K₂O de Peccerillo e Taylor, (1976). Em relação ao índice de saturação em alumina (Shand, 1943; Maniar & Piccoli, 1989) as amostras variam de metaluminosas a fracamente peraluminosas (Fig. 06 D). Considerando a classificação proposta por Frost *et al.*, (2001), observa-se que as amostras de biotita monzogranito são predominantemente ferrosas, com elevadas razões de Fe₂O_{3t} / (Fe₂O_{3t} +MgO), compreendidas entre (0,83 e 0,91), enquanto as amostras de Moura e Botelho (2002) enquadram-se no campo dos granitos magnesianos, com razões entre 0,61 e 0,79. Já as amostras de biotita granodiorito plotam no campo de granitos magnesianos a levemente ferrosos, com razões variando entre 0,72 e 0,79 (Fig. 06 E).

A análise dos diagramas tipo Harker que usa SiO₂ como parâmetro de diferenciação *versus* elementos maiores (Fig. 07) e traços (Fig. 08), mostra um padrão típico de rochas cálcio-alcálicas. Para o biotita monzogranito e dados de Moura (2002), os diagramas mostram *trends* evolutivos, com correlações negativas com a maioria dos elementos, indicando uma evolução por fracionamento mineral de plagioclásio (Al₂O₃, CaO, Ba e Sr); hornblenda (MgO); Apatita (P₂O₅); titanita (TiO₂); magnetita (Fe₂O₃); monazita e/ou alanita (Ce) e zircão (Zr). Exceto entre a SiO₂ vs K₂O, Na₂O, Ce e Y que apresentam-se dispersos, enquanto Rb mostra correlação positiva, sugerindo o acúmulo de feldspato potássico.

Para o biotita granodiorito o padrão é similar aos outros granitos, estes também apresentam correlações negativas de SiO₂ com a maioria dos elementos maiores e traço, sugerindo uma evolução por fracionamento mineral dos elementos descritos acima.

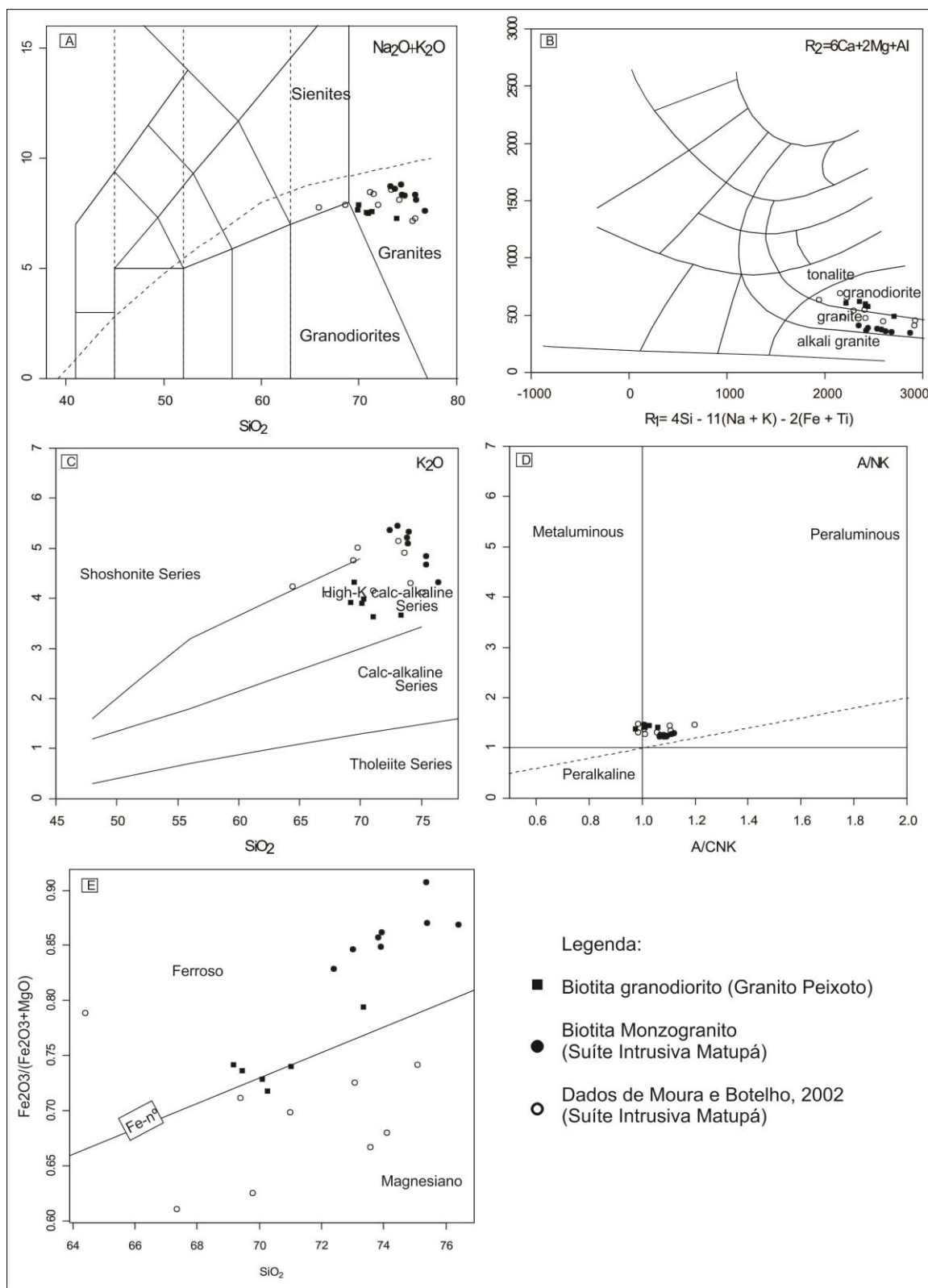


Figura 06 – Diagramas de classificação litogeoquímica e séries magmáticas. (A) Diagrama de TAS (Le Maitre, 1989); (B) Diagrama R1 e R2 (De La Roche et al.,1980) (C) Diagrama de SiO₂ vs K₂O (Peccerillo and Taylor, 1976); (D) Índice de peraluminosidade (Shand, 1943; Maniar and Piccoli, 1989); (E) Diagrama de SiO₂ vs Fe₂O_{3t} (Frost et al., 2001).

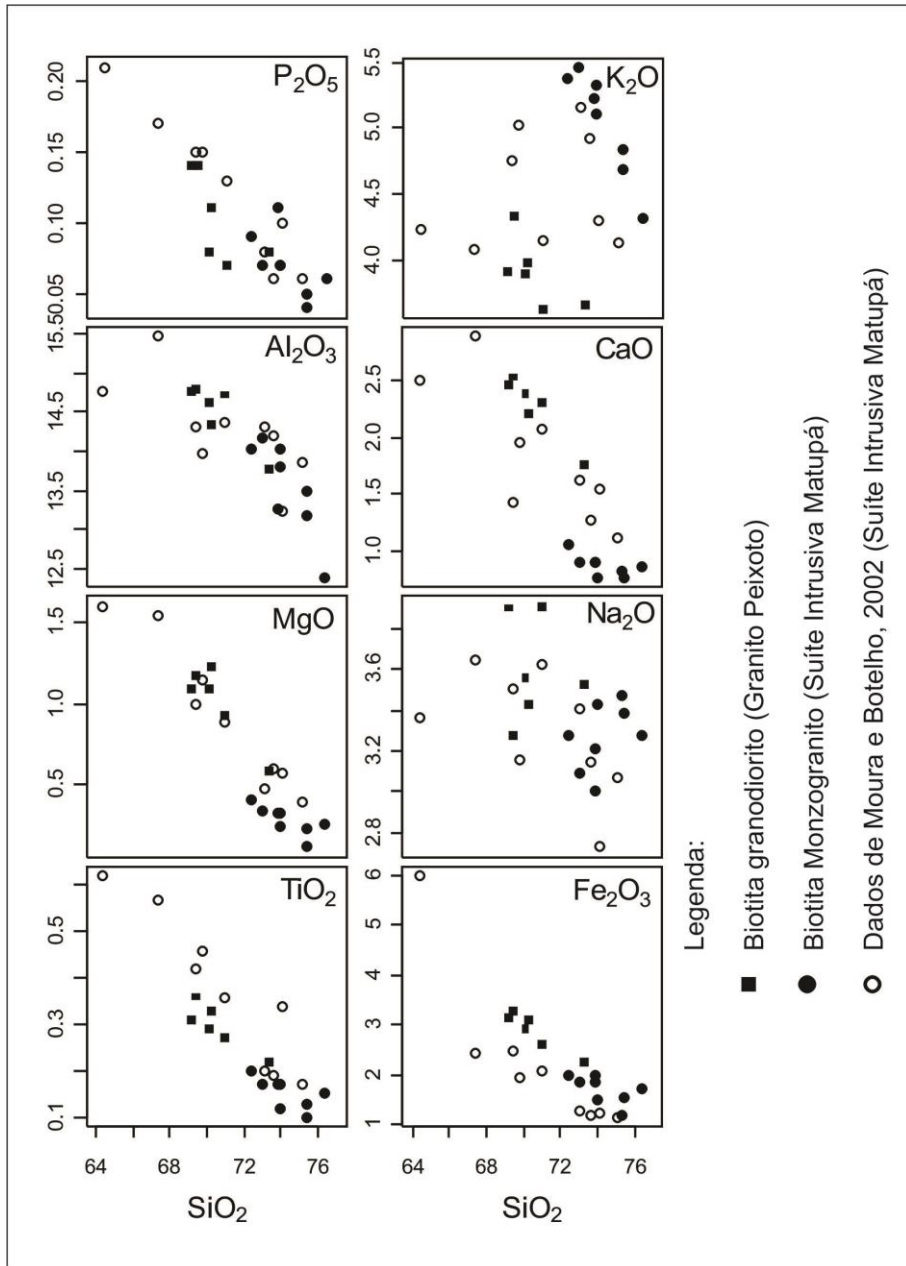


Figura 07 – Diagramas de variação tipo Harker (Harker, 1909).

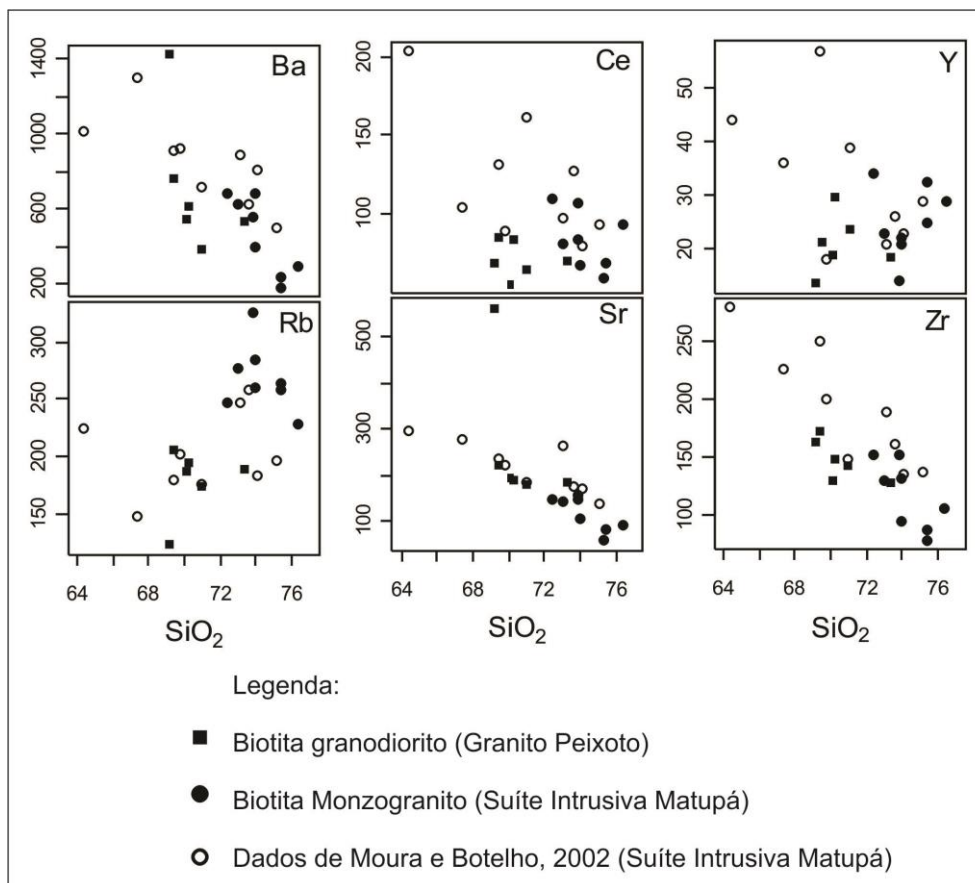


Figura 08 – Diagramas de variação tipo Harker (Harker, 1909).

VARIAÇÃO DOS ELEMENTOS TERRAS RARAS E TRAÇO

O padrão de Elementos Terras Raras (ETR) e de elementos-traço para o biotita granodiorito, mostra um enriquecimento dos ETR leves em relação aos ETR pesados, de acordo com a razão $La_n/Yb_n \approx 7,67$ a $17,31$, e anomalia negativa de Eu, (razões Eu/Eu^* entre $0,46$ - $0,72$) (Fig. 09 A). O diagrama multielementar (Fig. 09-B), mostra anomalias negativas, sugerindo uma evolução por cristalização fracionada de Ba, com fracionamento de plagioclásio, P de apatita, Ti com titanita e Nb, que evidencia ambientes relacionados a subducção. A dispersão evidenciada para alguns elementos quando plotados em diagramas tipo Harker é interpretada neste trabalho como resultado de contaminação crustal do magma original.

Para o biotita monzogranito o padrão de elementos terras raras (ETR) e elementos-traço (Fig. 09 C e D), mostram um enriquecimento de ETRL sobre ETRP ($La_n/Yb_n \approx 7,13$ a $29,09$) e anomalia negativa de Eu (razões Eu/Eu^* entre $0,25-0,40$), enquanto dados de Moura e Botelho (2002) mostram razões muito elevadas ($La_n/Yb_n \approx 11,24$ a $84,96$), evidenciando um enriquecimento de ETRL sobre ETRP mais pronunciado que o biotita monzogranito e anomalia negativa de Eu (razões Eu/Eu^* entre $0,34-0,61$). Os diagramas multielementares, para ambos, mostram anomalias negativas de Ba, Sr, P, Ti e Nb, sugerindo fracionamento mineral de plagioclásio, apatita e titanita. A anomalia negativa de Nb é comum em rochas cálcico-alcalinas de alto potássio e geralmente são interpretadas como herança de uma fonte de ambientes de arco (Fig. 09 E e F).

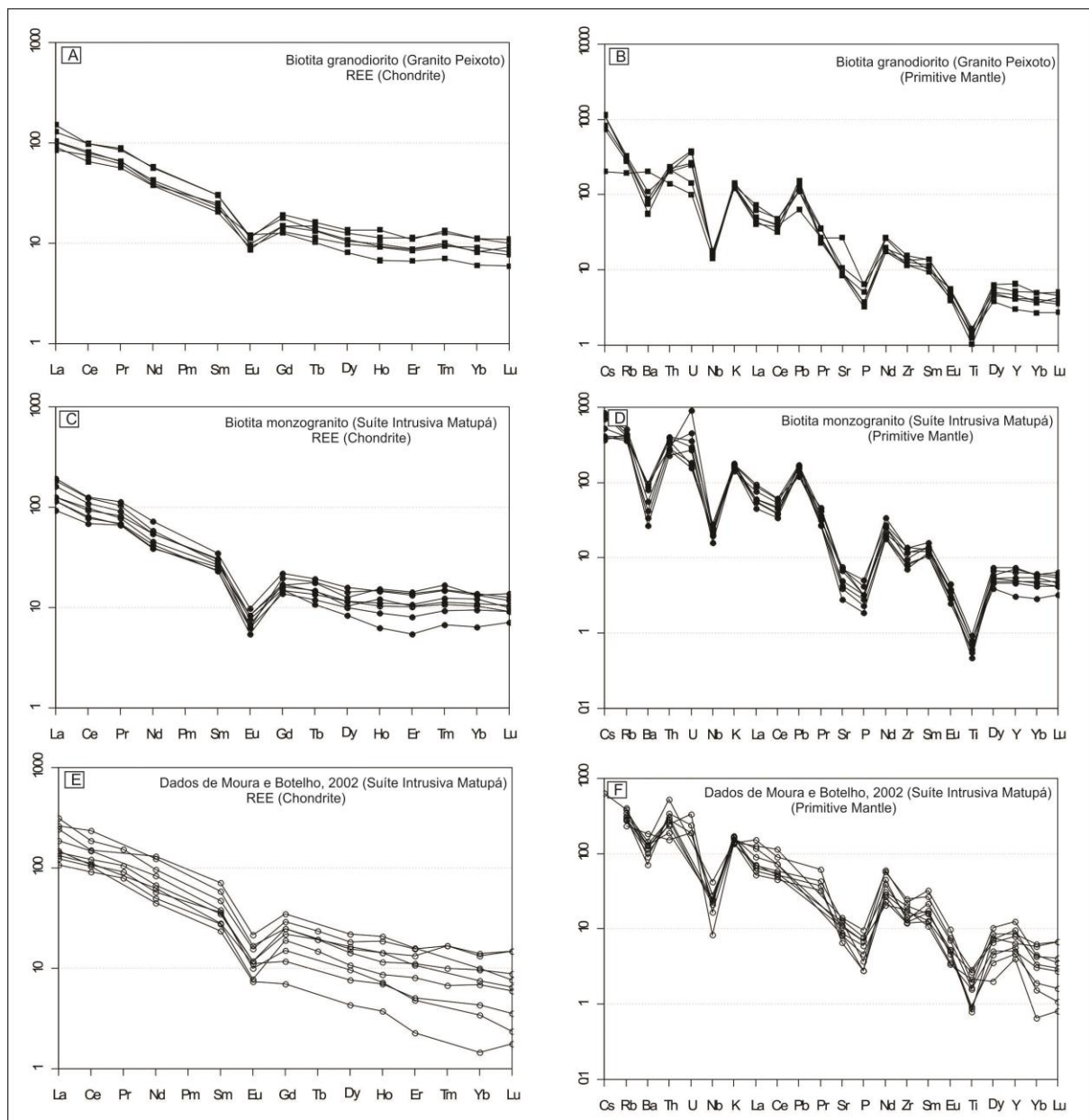


Figura 09- (A, C e E) Distribuição dos elementos terras raras normalizados para condrito (Nakamura, 1974); (B, D e E) Diagramas multielementais normalizado pelo manto primitivo (Sun & Mc Donough, 1989).

AMBIÊNCIA TECTÔNICA

No diagrama de discriminação tectônica de Pearce *et al.*, (1996), todas as amostras plotam no campo dos granitos pós-colisionais (Fig. 10- A). Em diagrama classificatório de Whalen *et al.*, 1987, as amostras coincidiram com campos de granitos tipo I (Fig.10 B).

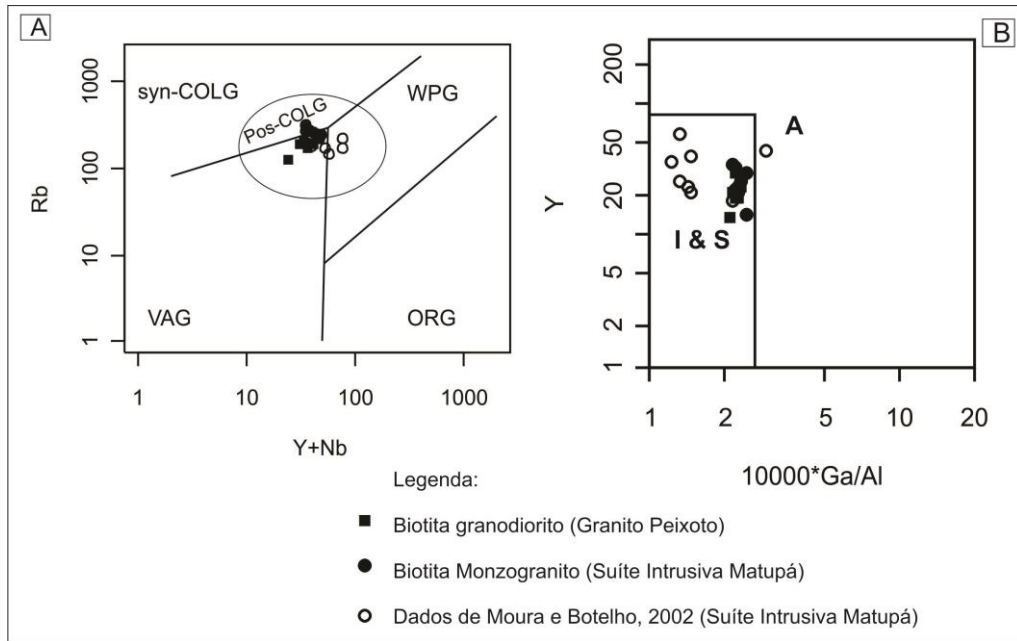


Figura 10 – Diagramas de discriminação tectônica. (A) Rb vs Y+Nb (Pearce *et al.*, 1996); (B) 10000*Ga/Al vs Y (Whalen *et al.*, 1987).

GEOCRONOLOGIA U-Pb (*SHRIMP*) EM ZIRCÃO

Neste trabalho duas amostras da região de Peixoto de Azevedo foram selecionadas para serem datadas. A amostra (FR-02) corresponde ao Biotita-granodiorito e a amostra (Fr-29) corresponde ao Biotita-monzogranito. O método utilizado foi U-Pb *SHRIMP* em zircão, descrito nos métodos analíticos. Estudos prévios á datação utilizaram imagens BSE e de catodoluminescência para a amostra FR 02.

Estudo Prévio dos Zircões

A variação do hábito do zircão depende da velocidade de resfriamento do magma e da composição do mesmo. Rochas originadas de resfriamento rápido em geral apresentam zircões aciculares, enquanto zircões de magmas, que se resfriaram lentamente são preferencialmente equidimensionais, Pupin (1980). De acordo com esse autor, zircões de magmas cálcico-alcalinos em geral exibem combinações de formas com a presença da fácies (211). O estudo morfológico deste mineral pode ser realizado somente pela análise de diversos grãos, montados em lâmina delgada e observados em microscópio petrográfico.

Os zircões da amostra FR-29 (Biotita monzogranito) são marrons, automorfos sendo alguns fraturados e quebrados. Sob a observação das imagens em microscópio eletrônico foram observados nesta unidade, zircões de dimensões entre 100 μm a 200 μm , com feições morfológicas bi-piramidais e alongadas, semelhantes aos de composição cálcico-alcalina a alto potássio de Pupin (1980). Mostram alto grau de metamictização, e apresentaram durante a obtenção de dados isotópicos altos teores de urânio, detectada nas imagens pelas cores cinza escuro, o que dificultou a observação da estrutura interna. Alguns cristais apresentam zoneamentos magmáticos, com núcleos bem desenvolvidos, sobrecrecimento e inclusões de outros minerais. Uma característica interessante observada nas imagens BSE dos zircões desse maciço são as feições porosas típicas de zircões afetados por alteração hidrotermal (Figura 11). Foram utilizadas imagens (BSE) Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV), pelo método de Elétrons Retroespalhados (Fig. 11), indicando os locais de aplicação do feixe iônico do laser.

Os zircões da amostra FR02 (Biotita-granodiorito) são transparentes a translúcidos de cores amarelo claro, fumê, automorfos a xenomórficos, muitas vezes fraturados e quebrados. Os melhores zircões foram separados para a montagem da seção em epoxy. Sob a observação das imagens em microscópio eletrônico foram observados no granodiorito, zircões de dimensões entre 50 μm a 200 μm , equidimensionais, automorfos, zonados, com sobrecrecimento e inclusões de outros minerais (Fig. 12). Foram utilizadas imagens (BSE) Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV), pelo método de Elétrons Retroespalhados (Fig. 12) e também segundo a sua luminescência, usando imagens obtidas em dispositivo acoplado ao Microscópio Eletrônico de Varredura denominado de Catodoluminescência (Fig. 13), mostrando os locais de aplicação do feixe iônico do laser.

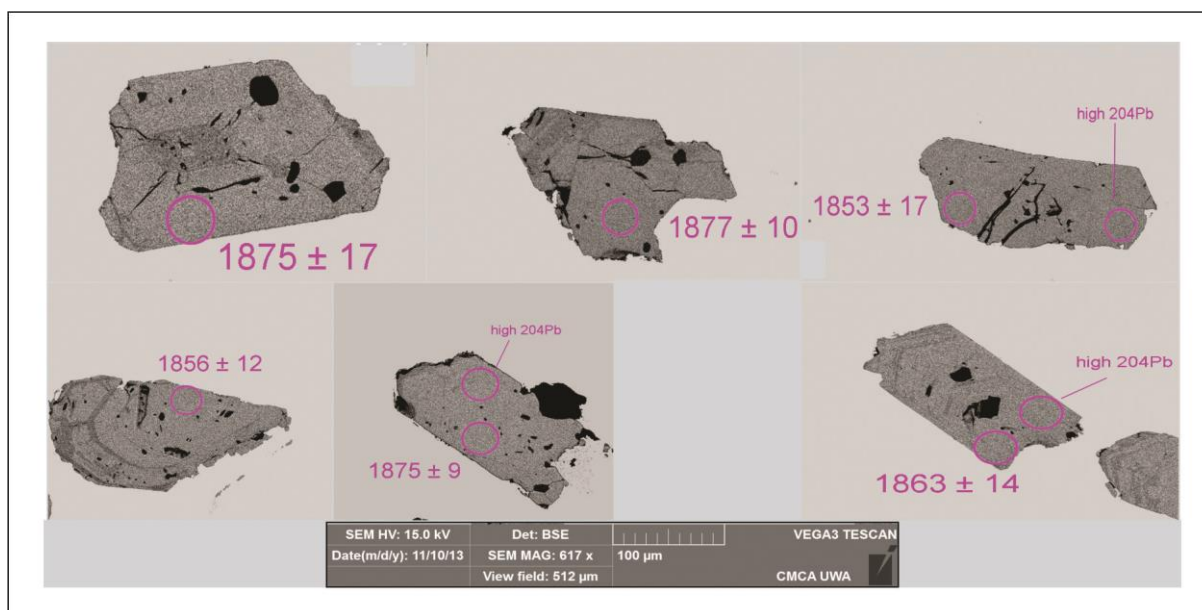


Figura 11- Imagem de Microscopia Eletrônica de Varredura - MEV (BSE) de cristais de zircão do Biotita monzogranito (FR-29), mostrando sua morfologia e os locais de aplicação do feixe iônico do laser.



Figura 12- Imagem de Microscopia Eletrônica de Varredura - MEV (BSE) de cristais de zircão da amostra FR-02, mostrando suas morfologias.

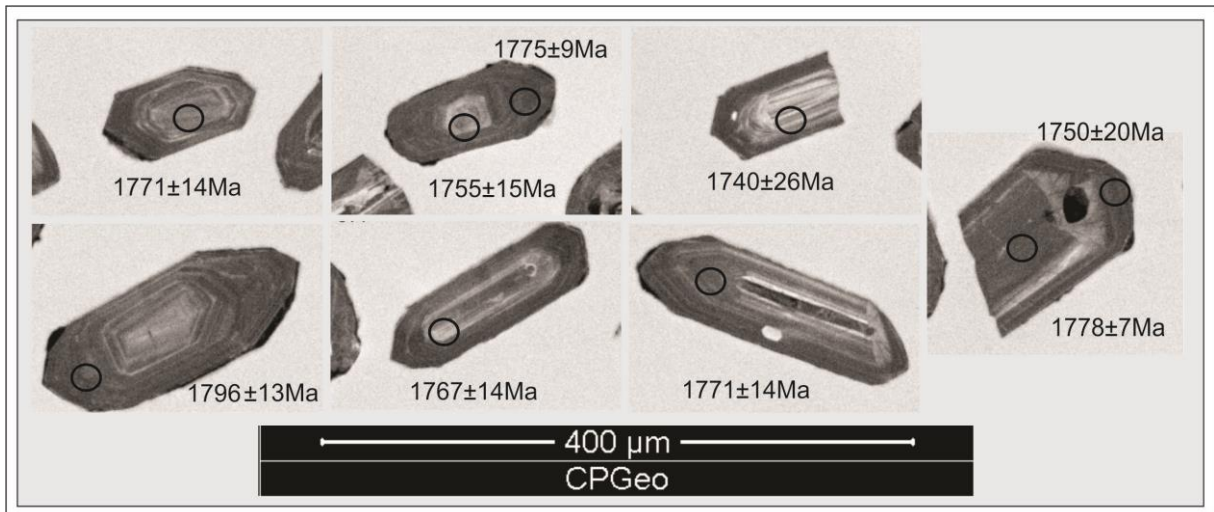


Figura 13- Imagem de catadoluminescência de cristais de zircão do Biotita granodiorito (FR-02) e os locais de aplicação do feixe iônico do laser.

Resultados U-Pb SHRIMP em Zircão

A tabela 2 apresenta os resultados isotópicos para as duas amostras datadas. O diagrama concórdia U/Pb da amostra FR-29 (Figura 14) e FR-02 (Figura 15) mostram uma idade de 1869 ± 10 Ma e de 1761 ± 9 Ma, respectivamente, que são aqui consideradas como a idade de cristalização dos granitos. Os zircões selecionados foram previamente estudados com auxílio de Imagens de Microscópio Eletrônico de Varredura, pelo método de Elétrons Retroespalhados, possibilitando separar zircões magmáticos de possíveis zircões modificados e ou originados de fluidos hidrotermais tardios. Entretanto no biotita-monzogranito, a presença de zircões porosos com alto grau de metamictização, associada a informação bibliográfica da existência de um depósito de ouro disseminado em rochas da mesma idade, situadas em contato com o granito estudado (Moura & Botelho de 2002) sugerem que o hidrotermalismo que afetou a Suíte Intrusiva Matupá ocorreu imediatamente após a cristalização da rocha.

Tabela 3: Síntese dos dados obtidos através da análise U/Pb (SHRIMP) em zircões para a amostra FR-02 e FR-29.

Amostra FR-02				Razões Isotópicas			Idades	
Spot	U (ppm)	Th/U	Pb ²⁰⁶ com.	Pb ²⁰⁷ /Pb ²⁰⁶	Pb ²⁰⁸ /Pb ²⁰⁶	Pb ²⁰⁷ /U ²³⁵	Pb ²⁰⁷ /Pb ²⁰⁶	Disc. (%)
FR02-1.1	578	0,63	0,08	0,1098±0,7	0,179±0,7	4,76±2,7	1796±13	2
FR02-2.1	414	0,76	0,16	0,1081±0,7	0,211±1,2	4,54±2,7	1767±14	3
FR02-3.1	525	0,60	0,12	0,1083±0,7	0,169±0,7	4,66±2,7	1771±14	1
FR02-5.1	318	0,62	0,14	0,1083±0,8	0,173±0,9	4,74±2,7	1771±14	0
FR02-6.1	1135	1,62	0,01	0,1087±0,4	0,439±0,3	4,69±2,6	1778±7	1
FR02-6.2	835	0,56	0,45	0,1071±1,1	0,191±0,6	4,29±2,9	1750±20	6
FR02-7.1	391	0,70	0,25	0,1074±0,8	0,203±1,5	4,49±2,7	1755±15	3
FR02-7.2	819	0,72	0,04	0,1085±0,5	0,202±0,6	4,62±2,6	1775±9	2
FR02-8.1	143	0,80	0,22	0,1065±1,4	0,226±1,2	4,71±3,0	1740±26	-3
Amostra FR-29				Razões Isotópicas			Idades	
Spot	U (ppm)	Th/U	Pb ²⁰⁶ com.	Pb ²⁰⁷ /Pb ²⁰⁶	Pb ²⁰⁸ /Pb ²⁰⁶	Pb ²⁰⁷ /U ²³⁵	Pb ²⁰⁷ /Pb ²⁰⁶	Disc. (%)
H.1-1	714	1,40	0,06	0,1147±0,5	0,391±0,5	5,0696±1,5	1875±9	4
H.2-1	562	1,49	0,36	0,1135±0,8	0,436±1,2	4,8142±1,6	1863±14	8
H.3-1	497	1,53	0,15	0,1135±0,7	0,423±0,6	4,9715±1,6	1856±12	4
H.3-2	442	1,31	0,24	0,1147±0,9	0,368±0,6	5,1215±1,7	1875±17	4
H.4-1	585	1,76	0,05	0,1148±0,6	0,498±0,5	5,0780±1,5	1877±10	4
H.4-2	427	1,51	0,32	0,11330,9	0,433±0,6	4,8896±1,7	1853±17	5

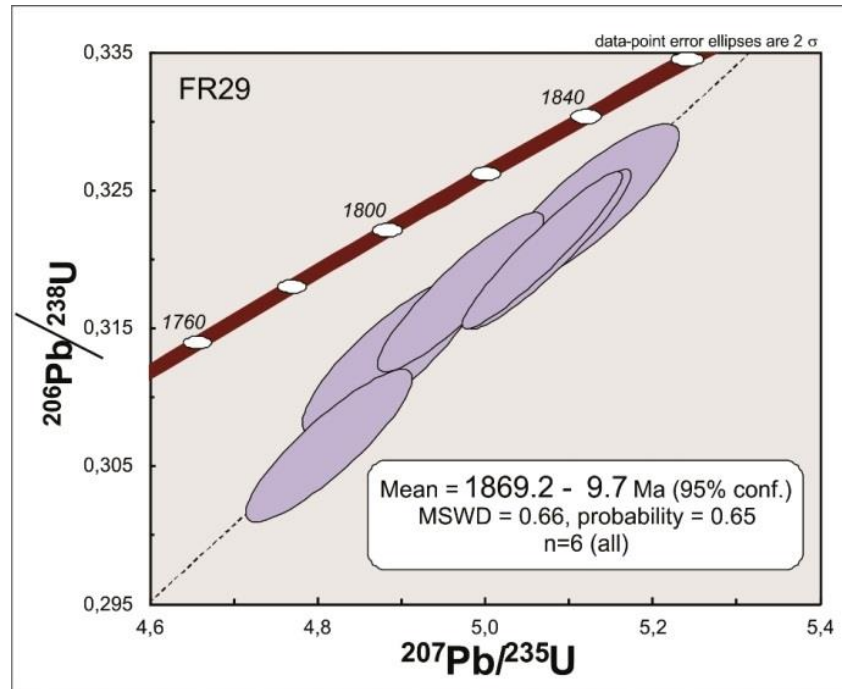


Figura14- Diagrama concórdia U/Pb (SHRIMP) da amostra FR-29, do biotita monzogranito, mostrando a idade concórdia de 1869 ± 10 Ma.

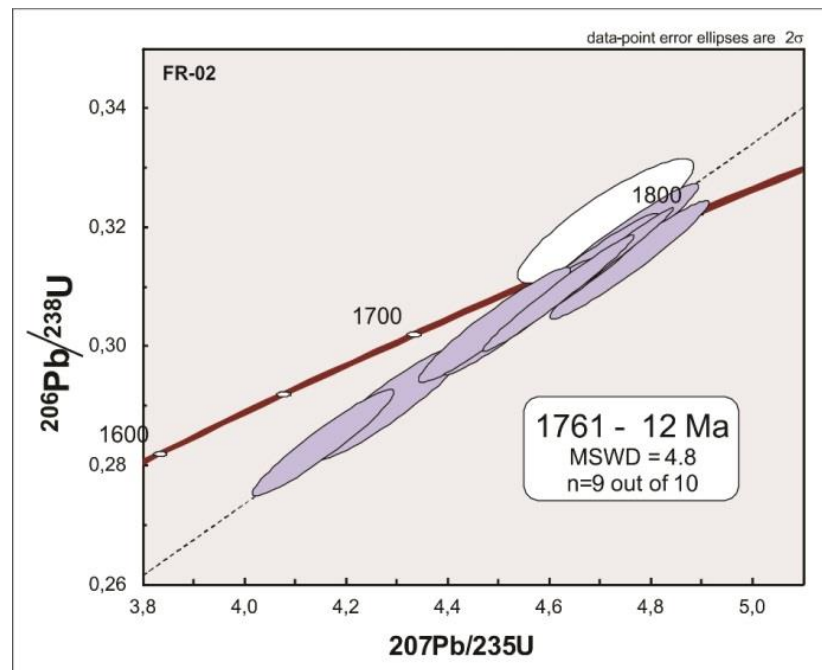


Figura 15- Diagrama concórdia U/Pb (SHRIMP) da amostra FR-02, do biotita-granodiorito, mostrando a idade concórdia de 1761 ± 9 Ma, interpretada como a idade de cristalização do corpo granítico.

DISCUSSÕES

O Granito Peixoto, definido por Paes de Barros (2007), foi neste trabalho dividido em duas unidades de composições e idades distintas.

Biotita granodiorito de idade U-Pb (*SHRIMP*) de 1761 ± 12 Ma, contemporâneo a Suíte Intrusiva Teles Pires.

Biotita monzogranito de idade U-Pb (*SHRIMP*) de 1869 ± 10 Ma, correlacionado a Suíte Intrusiva Matupá.

Considera-se neste trabalho, que o termo Granito Peixoto, deve-se restringir ao biotita granodiorito na porção noroeste da área e o biotita monzogranito, porção sudeste, incluso na Suíte Intrusiva Matupá, expandindo dessa forma a sua área de abrangência, antes restrita ao depósito serrinha (Miguel Jr., 2011).

As rochas granodioríticas a tonalíticas encaixantes do depósito de ouro, localizado nas proximidades do biotita-granodiorito, são relacionadas ao embasamento, datadas em 1948 ± 16 Ma (Silva *et al.*, 2013).

As duas unidades mostram características de campo muito parecidas, variações texturais de equigranulares a porfiríticas, baixo conteúdo de minerais máficos, coloração esbranquiçada a rosa claro, o que levou nos trabalhos anteriores a suposição de que o corpo mapeado era único.

As características petrográficas refletem as observações em campo, sendo difícil a distinção das unidades utilizando apenas a petrografia. Tanto o biotita-granodiorito como o biotita-monzogranito apresentam fenocristais de plagioclásio e feldspato alcalino, intercrescimentos peritéticos, quartzo de duas gerações (anédricos e intersticiais) e minerais de alteração do tipo clorita, muscovita e epidoto.

Da mesma forma, o comportamento geoquímico das duas unidades é muito semelhante. Ambas as suítes são cálcico alcalinas de alto potássico, fracamente peraluminosas, os granodioritos são magnesianos a levemente ferrosos, enquanto os monzogranitos são predominantemente ferrosos, os dois granitos são do tipo I, de ambientes pós-colisionais.

As correlações negativas entre sílica e elementos maiores e traço para os dois granitos, são caracterizadas pelo enriquecimento de elementos terras raras leves sobre pesados, contendo anomalias negativas de Eu, anomalias negativas de Ba, Nb, Ti e P, sugerindo uma evolução por cristalização fracionada.

Essas similaridades, justificam a confusão inicial de outros autores que trabalharam anteriormente na região, considerando tanto o granodiorito como o monzogranito como constituintes de uma mesma suíte Granítica. As diferenças obtidas pela datação geocronológica por U-Pb *SHRIMP*, proporcionou aos autores deste trabalho, as observações das pequenas diferenças geoquímicas entre as duas unidades:

O Monzogranito, mostra uma tendência evolutiva para granitos mais enriquecidos em ferro, enquanto os granodioritos são magnesianos a levemente ferrosos.

As anomalias negativas entre a Sílica e elementos maiores e traços nos monzogranitos demonstram uma evolução magmática com forte participação de fracionamento mineral confirmada pelo padrão de ETR e diagramas multielementar. Os resultados indicam fracionamento de plagioclásio, titanomagnetita e/ou ilmenita, apatita e hornblenda durante a evolução magmática, e anomalias de Nb indicam fonte afetada por subducção.

O granodiorito apresenta composições menos evoluídas, embora mostre leve comportamento de fracionamento mineral identificado pelas anomalias negativas de Ti, P e MgO, enriquecimento de ETR leves sobre pesados e anomalias negativas de Eu, apresentam razões de K₂O sobre Na₂O mais baixas que os monzogranitos. Deve-se ressaltar no entanto, que o número de amostras utilizadas para estudos geoquímicos dos granodioritos foi inferior ao dos monzogranitos.

O estudo de morfologia e estrutura dos zircões possibilitou as seguintes observações:

Os zircões dos monzogranitos apresentam tamanhos maiores aos zircões dos granodioritos. A porosidade dos zircões presentes nos monzogranitos, o alto grau de metamictização e altos teores de U, demonstram um processo de alteração hidrotermal que pode estar relacionado a deposição do ouro na região, que ocorreu imediatamente à cristalização da rocha, a idade obtida para este granito é de 1869 ± 10 Ma, permitindo incluí-la aos granitos da Suíte Intrusiva Matupá, datado por Moura, (1998).

Já os zircões presentes nos granodioritos apresentam tamanhos menores, não mostram evidências de hidrotermalismo, mostram zonação concêntrica e a idade obtida de 1761 ± 10 Ma é contemporânea as idades obtidas por outros autores, para a geração da Suíte Intrusiva Teles Pires. A variedade de formas dos zircões sugerem mais de uma fonte na geração do magma precursor do granodiorito, o que está de acordo com a dispersão de alguns elementos traço analisados na geoquímica, interpretados neste trabalho como sugestivo de contaminação crustal.

Dois hipóteses são sugeridas para os granitos da região. A primeira supõe que o arco magmático denominado Juruena, inicia com a formação do granito Matupá em 1,87 Ga e prossegue até a idade do granodiorito em 1761 Ma. A variação composicional gerada no período de 1,87 Ga até 1,76 Ga é justificada pela presença de uma crosta heterogênea, retrabalhada durante a subducção.

A segunda hipótese considera que apenas o Monzogranito Matupá foi gerado em ambiente de margem continental ativa, num estágio maduro. O granodiorito provavelmente se originou em estágio pós-colisional, como resultado de fusão de placa litosférica delaminada, seguida de contaminação crustal. A primeira hipótese têm como base a ausência de evidências de zonas colisionais na região. Entretanto na hipótese 2, considera-se que a ausência de assinaturas colisionais pode estar relacionada à exumação crustal ou a carência de estudos geológicos.

CONCLUSÕES

A região de Peixoto de Azevedo é constituída por um embasamento de 1,94 Ga (Paes de Barros, 2007; Miguel Jr. 2011; Silva *et al.*, 2013), uma intrusão de ambiente do tipo margem continental ativa, representado pelo biotita monzogranito de 1,87 Ga correlacionado a Suíte Intrusiva Matupá e uma intrusão tardia de composição granodiorítica (Granito Peixoto) de idade 1,76 Ga, contemporâneos a Suíte Intrusiva Teles Pires.

Estudos geoquímicos do Biotita-monzogranito revelaram tendência cálcio-alcálica de alto K, caráter fracamente peraluminoso, ferroso, de composições similares a granitos do tipo I. Diagramas de Sílica *versus* elementos maiores e traço mostram correlações negativas com maioria dos óxidos, interpretado como uma evolução por fracionamento dos cristais após a fusão, onde plagioclásio, apatita e titanita participaram do processo de cristalização fracionada. O comportamento dos ETR é caracterizado pelo enriquecimento dos ETRL em relação aos ETRP ($La_n/Yb_n \approx 7,13$ a $29,09$), anomalia negativa de Eu (razões Eu/Eu^* entre 0,25-0,40), reforçando a idéia de cristalização fracionada com participação de plagioclásio. São granitos cuja evolução se deu em ambiente de margem continental ativa, de arco maduro, datados em 1869 ± 9.7 Ma (U-Pb *SHRIMP* em zircão).

O Biotita-granodiorito apresenta caráter metaluminoso à fracamente peraluminoso, são magnesianos a levemente ferrosos, tendência cálcio-alcálica de alto K. Mostram correlações negativas de sílica com a maioria dos elementos maiores e traço, exceto entre Na_2O , CaO , Y e La que apresentam dispersão. O comportamento dos ETR é caracterizado pelo enriquecimento dos ETRL em relação aos ETRP ($La_n/Yb_n \approx 7,6$ a $17,31$), anomalia negativa de Eu (razões Eu/Eu^* entre 0,46-0,72), sugerindo fusão parcial de uma fonte de composição anfibolítica, onde os ETR pesados ficam como fase residual durante a fusão parcial.

Duas hipóteses são sugeridas para a evolução do Granodiorito. A primeira considera que o arco Juruena proposto por Duarte, (2012) permanece ativo até 1760 Ma, sendo então o granodiorito a raiz da última fase de arco que se desenvolveu na área.

A segunda hipótese considera que o granodiorito provavelmente se originou em estágio pós-colisional, como resultado de fusão de placa litosférica delaminada, seguida de contaminação crustal.

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem ao PROCAD UFMT-UNICAMP, ao Programa de Pós-Graduação em Geociências da UFMT, o laboratório de Geocronologia da USP, UNB e da Curtin University – Austrália, aos professores da UFMT e a todos os colegas que ajudaram na realização deste trabalho.

Referências bibliográficas

- Assis R.R. 2011. Depósitos auríferos associados ao magmatismo granítico do setor leste da Província de Alta Floresta (MT), Craton Amazônico: tipologia das mineralizações, modelos genéticos e implicações prospectivas. Dissertação de Mestrado, IG/ UNICAMP, 428p.
- Barros, M. A. S. Dezula, S. E. M. Pierosan, R. Prado, E. S. Silva, F. R. Idade U-Pb SHRIMP do Granito Terra Nova, Suite Intrusiva Teles Pires – Província Aurífera de Alta Floresta, Cráton Amazônico. In: 13º Simpósio de Geologia da Amazônia. CD-ROM.
- Bonin, B., Azzouni-Sekkal, A., Bussy, F., Ferrag, S., 1998. Alkaline and alkaline post-orogenic (PO) granite magmatism: petrologic constraints and geodynamic settings. *Lithos* 45, 45– 70.
- Cordani, U.G.; Teixeira, W.; D'Agrella, M.S.; Trindade, R.I. The position of the Amazonian Craton in supercontinents. *Gondwana Research*, v. 15, p. 396-407, 2009.
- De La Roche H., Leterrier J., Grandclaude P., Marchal M. 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagrams and major elements analysis - its relationships with current nomenclature. *Chemical Geology*, 29: 183-210.
- Duarte, T. B; Rodrigues, J. B; Ribeiro, P. S. E; scandolaro, J. E. 2012. Tectonic evolution of the Juruena magmatic arc between the Aripuanã and Juruena rivers: northwest Mato Grosso State, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, v 42 (4), p. 824-840.
- Figueiredo, M. C. H. 1985. Introdução a Geoquímica dos Elementos Terras Raras. *Bol. IG-USP, Série Científica*. V.16, p. 16-31.
- Frost, B. R., Barnes, C. G., Collins, W. J., Arculus, R. J., Ellis, D. J. & Frost, C. D. (2001). A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of Petrology* 42, 2033–2048.
- Haker, A. 1909. *The natural history of the igneous rocks*. New York, 384 p.
- Harris, N. B. W.; Pearce, J. A. & Tindle, A. G. 1986. *Geochemical characteristics of collision-zone magmatism*. Geological Society, London, Special Publications, 19: 67-81.
- Lacerda Filho, J., Souza, J. O, Oliveira, C. C., Ribeiro, P. S., Boas, P.F.V., Albuquerque, M.C., Pimentel, M.M., Botelho, N.F. 2001. Geologia e evolução tectônica da região norte de Mato Grosso-Projeto Alta Floresta. In: VII Simpósio de Geologia da Amazônia, 2001, Belém. CD ROM. Belém: SBG Núcleo Norte, p. 3-6.
- Lacerda Filho J.V., Abreu Filho W., Valente C.R., Oliveira C.C, Albuquerque M.C. 2004. *Geologia e Recursos Minerais do Estado de Mato Grosso. Escala 1:1.000.000. Goiânia. CPRM. CD-ROM*.
- Leite, J.A.D. & Saes, G.S. 2003. Geocronologia Pb/Pb de zircões detriticos e análise estratigráfica das coberturas sedimentares proterozóicas do Sudoeste do Cráton Amazônico. *Geologia USP: Série Científica*, v. 3, n. 1, p. 113-127.

- Le Maitre R.W. 1989. A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the systematics of igneous rocks. Blackwell, Oxford, 193 pp.
- Liegeois, J.P., 1998. Preface—some words on the post-collisional magmatism. *Lithos* 45, 15–17.
- Ludwig, K. R., 2003, Isoplot 3.00: a geochronological toolkit for Microsoft Excel (revised version): Berkeley Geochronological Center, Special Publication, v. 4, 70 p.
- Maniar P.D. & Picolli P.M. 1989. Tectonic Discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin*, 101:635-643.
- Miguel Jr E. 2011. Controle Estrutural das mineralizações auríferas e idades U-Pb das rochas encaixantes ao longo do Lineamento Peru-Trairão: Província Aurífera de Alta Floresta, Mato Grosso. Dissertação, Universidade Estadual de Campinas, Brazil.
- Moreton, L.C. & Martins, E.G. 2003. Geologia e Recursos Minerais da Folha Vila Guarita - Folha SC.21-Z-B. Estado de Mato Grosso. Escala 1:250.000. Brasília: CPRM.
- Moreton L.C. & Martins E.G. 2005. Geologia e Recursos Minerais de Alta Floresta. Vila Guarita. Escala 1:250.000. Brasília, Serviço Geológico do Brasil, CPRM, 68 p.
- Moura, M.A. 1998. O maço granítico Matupá no depósito de ouro Serrinha (MT): petrologia, alteração hidrometal e metalogenia. Instituto de Geociências, UNB. Brasília. Tese de Doutorado. 238 p.
- Moura, M.A., Botelho, N.F. 2002. Petrologia do magmatismo associado à mineralização do tipo ouro pórfiro a província aurífera Jurueña -Teles Pires (MT). *Revista Brasileira de Geociências*, 32(3): 377-386.
- Moura M.A., Botelho N.F., Olívio G.R., Kyser T.K. 2006. Granite-related Paleoproterozoic, Serrinha gold deposit, Southern Amazonia, Brazil: hydrothermal alteration, fluid inclusion and stable isotope constraints on genesis and evolution. *Economic Geology*, 101:585-605.
- Nakamura K. 1977. Volcanoes as a possible indicator of tectonic stress orientation: principle and proposal. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 2:1-16.
- Paes de Barros, A.J. 1994. Contribuição a geologia e controle das mineralizações auríferas de Peixoto de Azevedo - MT. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. São Paulo-SP. Dissertação (Mestrado em Geologia Econômica e Hidrogeologia), 145 p.
- Paes de Barros, A.J. 2007. Granitos da região de Peixoto de Azevedo – Novo Mundo e mineralizações auríferas relacionadas – Província Aurífera Alta Floresta (MT). Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Tese de Doutorado, 154p.
- Pearce, J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. 1984. Trace discrimination diagrams for the Tectonics Interpretation of granitic rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 69:33-47
- Pearce, J. A. 1996. Sources and Setting of Granitic Rocks. *Episodes* 19, V. 4, p. 120-125.
- Peccerillo, A. & Taylor, S. R. (1976). Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 58, 63–81.

- Pinho, M.A.S.B. 2002. Proposta de nova terminologia estratigráfica para rochas vulcano-plutônicas Paleoproterozóicas do norte do Estado de Mato Grosso, porção ocidental sul do cráton amazônico. *Revista Brasileira de Geociências*. 32 (1):153-156.
- Pinho M.A.S., Chemale Jr. F., Schmus W.R.V., Pinho F.E.C. 2003. U–Pb and Sm–Nd evidence for 1.76–1.77 Ga magmatism in the Moriru region, Mato Grosso, Brazil: implications for province boundaries in the SW Amazon Craton. *Prec. Res.*, 126: 1–25.
- Pupin, J. P. Zircon and Granite Petrology. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. V. 73, p. 207-220, 1980.
- Prado E.S., Barros M.A.S., Pinho F.E.C., Pierosan R. 2013. Granito Terra Nova – petrologia e geocronologia: um granito tipo-A da Província Aurífera Alta Floresta – Cráton Amazônico. *Rev. Bras. Geoc.*, 43(1): 101-116.
- Rizzotto G.J., Quadros M.L.E.S., Bahia R.B.C, Ferreira R.B.C, Lopes R.C, Cordeiro A.V. 2004. Folha SC.21- Juruena. In: Schobbenhaus C., Gonçalves J.H., Santos J.O.S., Abram M.B., Leão Neto R., Matos G.M.M., Vidotti R.M., Santos J.O.S., Hartmann L.A., Gaudette H.E. 1997. Reconnaissance U-Pb in zircon, Pb-Pb in sulfides, and review of Rb-Sr geochronology in the Tapajós gold Province, Pará/Amazonian States, Brazil. In: proceedings of the south American Symposium on Isotope Geology, Ext. Abstracts, pp. 280-282.
- Santos J.O.S., Hartmann L.A., Gaudette H.E., Groves D.I., Mcnaughton N.J., Fletcher I.R.A. 2000. A New Understanding of the Provinces of the Amazon Cráton based on Integration of Field Mapping and U-Pb and Sm-Nd Geochronology. *Gondwana Research*, 3 (4):453-488.
- 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: Simpósio de Geologia da Amazônia, 9. Secao Tematica III, Belem, Pará. CD-ROOM.
- Silva, G.H. et al. 1980. Geologia In: DNPM - Projeto RADAMBRASIL. Folha SC.21 Juruena. Levantamento de Recursos Naturais, Rio de Janeiro, v. 20: 21 – 116.
- Silva M. G. & Abram M.B. (orgs) 2008. Projeto Metalogenia da Província Aurífera Juruena – Teles Pires, Mato Grosso. Informe de Recursos Minerais, Série Ouro, 16. CPRM. Goiânia. 212p.
- Silva, M. G; Abram, M. B; FRASCA, A. A. S. Revisão da Proposta Evolutiva da Província Aurífera Juruena-Teles Pires à Luz de Novos Dados Litoquímicos e Geocronológicos. In: 44 Congresso Brasileiro de Geologia, 2008, Curitiba. Anais 44 Congresso Brasileiro de Geologia, 2008. v. 1. p. 69.
- Silva, F. R; Miguel Jr. E; Barros, M. A. S; Pierosan, R; Pinho, F. E. C; Rocha, M. L. B. P; Vasconcelos, B. R; Dezula, S. E. M; Rocha, J. 2013. Datação U-Pb (SHRIMP) da Rocha Hospedeira da Mineralização de Au do Garimpo Buriti – Região de Peixoto de Azevedo – Província Aurífera de Alta Floresta – MT. XIII Simpósio de Geologia do Centro Oeste. CD-ROM.
- Souza, A.M.M. et al. 1979. Projeto São Manuel, Reconhecimento geológico do limite Pará -Mato Grosso. Brasília. DNPM. 27 p.
- Souza J.O., Frasca A.A.S., Oliveira C.C. (orgs.) 2005. Geologia e Recursos Minerais da Província Mineral de Alta Floresta. Relatório Integrado. Folhas SC.21-V-D, Rio São João da Barra; SC.21-X-C - Alta Floresta; SC.21-Z-A - Ilha 24 de Maio, SC.21-Z-B - Vila Guarita. Escala 1:250.000. CPRM. Brasília. CR-ROM.
- Sun & McDonough W.F., Sun S., Ringwood A.E., Jagoutz E., Hofmann A.W. 1992. Potassium, Rubidium and Cesium in the Earth and Moon and the evolution of the mantle of the Earth. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 56(3):1001-1012.
- Shand, S. J. (1943). *Eruptive Rocks. Their Genesis, Composition, Classification, and Their Relation to Ore-Deposits with a Chapter on Meteorite*. New York: John Wiley & Sons.
- Stabile-Jr A. 2012. Tipo e distribuição da alteração hidrotermal no depósito aurífero Pé Quente, setor leste da Província Aurífera de Alta Floresta (MT). Trabalho de Conclusão de Curso, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 59p.
- Streckeisen, A., 1976, To each plutonic rock its proper name. *Earth-Science Reviews*, 12: 1-33.
- Stern, R. A. High-resolution SIMS determination of radiogenic trace-isotope ratios in minerals. In: CABRI, L. J.; VAUGHAN, D. J. (Eds.) *Modern approaches to ore and environmental mineralogy*. Mineralogical Association of Canada, Short course, Série, 27, p. 241-268, 1998.

- Sylvester, P. J. 1989. Post-Collisional Alkaline Granites. *J. Geol.* 97, 261-280.
- Tassinari C.C.G. & Macambira M.J.B. 1999. Geochronological Provinces of the Amazonian Cráton. *Episodes*, 22 (3):174-182.
- Tassinari C. C. G., Bettencourt J. S., Geraldés M. C., Macambira M. J. B., Lafon J. M. 2000. The Amazonian Craton. In: Cordani U. G., Milani E. J., Thomas Filho A., Campos D. A. *Tectonic Evolution of South America*, Rio de Janeiro. SBG. p.: 41-95.
- Teixeira W., Tassinari C. C. G., Cordani U. G., Kawashita K. 1989. A review of the geochronology of the Amazonian Craton: tectonic implications. *Precambrian Research*, 42:213-227.
- Vitório, J.A. 2010. A Suíte Granítica Teles Pires da Província Aurífera Alta Floresta: Características Petrográficas, Geoquímicas e Implicações Metalogenéticas. *Iniciação Científica*, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, 21p.
- 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.
- Williams I.S. (1998) U-Th-Pb geochronology by ion microprobe. In: McKibben, M.A. Shanks, W.C. and Ridley W.I. (eds) *Applications of Microanalytical Techniques to Understanding Mineralizing Processes*. *Rev. Econ. Geol.*, 7: 1-35.

CAPÍTULO IV

DISCUSSÕES

O Granito Peixoto, definido por Paes de Barros (2007), foi neste trabalho dividido em duas unidades de composições e idades distintas.

Biotita granodiorito de idade U-Pb (*SHRIMP*) de 1761 ± 12 Ma, contemporâneo a Suíte Intrusiva Teles Pires.

Biotita monzogranito de idade U-Pb (*SHRIMP*) de 1869 ± 10 Ma, correlacionado a Suíte Intrusiva Matupá.

Considera-se neste trabalho, que o termo Granito Peixoto, deve-se restringir ao biotita granodiorito na porção noroeste da área e o biotita monzogranito, porção sudeste, incluso na Suíte Intrusiva Matupá, expandindo dessa forma a sua área de abrangência, antes restrita ao depósito serrinha (Miguel Jr., 2011).

As rochas granodioríticas a tonalíticas encaixantes do depósito de ouro, localizado nas proximidades do biotita-granodiorito, são relacionadas ao embasamento, datadas em 1948 ± 16 Ma (Silva *et al.*, 2013).

As duas unidades mostram características de campo muito parecidas, variações texturais de equigranulares a porfíricas, baixo conteúdo de minerais máficos, coloração esbranquiçada a rosa claro, o que levou nos trabalhos anteriores a suposição de que o corpo mapeado era único.

As características petrográficas refletem as observações em campo, sendo difícil a distinção das unidades utilizando apenas a petrografia. Tanto o biotita-granodiorito como o biotita-monzogranito apresentam fenocristais de plagioclásio e feldspato alcalino, intercrescimentos peritéticos, quartzo de duas gerações (anédricos e intersticiais) e minerais de alteração do tipo clorita, muscovita e epidoto.

Da mesma forma, o comportamento geoquímico das duas unidades é muito semelhante. Ambas as suítes são cálcico alcalinas de alto potássico, fracamente peraluminosas, os granodioritos são magnesianos a levemente ferrosos, enquanto os monzogranitos são predominantemente ferrosos, os dois granitos são do tipo I, de ambientes pós-colisionais.

As correlações negativas entre sílica e elementos maiores e traço para os dois granitos, são caracterizadas pelo enriquecimento de elementos terras raras leves sobre pesados, contendo anomalias negativas de Eu, anomalias negativas de Ba, Nb, Ti e P, sugerindo uma evolução por cristalização fracionada.

Essas similaridades, justificam a confusão inicial de outros autores que trabalharam anteriormente na região, considerando tanto o granodiorito como o monzogranito como constituintes de uma mesma suíte Granítica. As diferenças obtidas pela datação geocronológica por U-Pb *SHRIMP*, proporcionou aos autores deste trabalho, as observações das pequenas diferenças geoquímicas entre as duas unidades:

O Monzogranito, mostra uma tendência evolutiva para granitos mais enriquecidos em ferro, enquanto os granodioritos são magnesianos a levemente ferrosos.

As anomalias negativas entre a Sílica e elementos maiores e traços nos monzogranitos demonstram uma evolução magmática com forte participação de fracionamento mineral confirmada pelo padrão de ETR e diagramas multielementar. Os resultados indicam fracionamento de plagioclásio, titanomagnetita e/ou ilmenita, apatita e hornblenda durante a evolução magmática, e anomalias de Nb indicam fonte afetada por subducção.

O granodiorito apresenta composições menos evoluídas, embora mostre leve comportamento de fracionamento mineral identificado pelas anomalias negativas de Ti, P e MgO, enriquecimento de ETR leves sobre pesados e anomalias negativas de Eu, apresentam razões de K₂O sobre Na₂O mais baixas que os monzogranitos. Deve-se ressaltar no entanto, que o número de amostras utilizadas para estudos geoquímicos dos granodioritos foi inferior ao dos monzogranitos.

O estudo de morfologia e estrutura dos zircões possibilitou as seguintes observações:

Os zircões dos monzogranitos apresentam tamanhos maiores aos zircões dos granodioritos. A porosidade dos zircões presentes nos monzogranitos, o alto grau de metamictização e altos teores de U, demonstram um processo de alteração hidrotermal que pode estar relacionado a deposição do ouro na região, que ocorreu imediatamente à cristalização da rocha, a idade obtida para este granito é de 1869 ± 10 Ma, permitindo incluí-la aos granitos da Suíte Intrusiva Matupá, datado por Moura, (1998).

Já os zircões presentes nos granodioritos apresentam tamanhos menores, não mostram evidências de hidrotermalismo, mostram zonação concêntrica e a idade obtida de 1761 ± 10 Ma é contemporânea as idades obtidas por outros autores, para a geração da Suíte Intrusiva Teles Pires. A variedade de formas dos zircões sugerem mais de uma fonte na geração do magma precursor do granodiorito, o que está de acordo com a dispersão de alguns elementos traço analisados na geoquímica, interpretados neste trabalho como sugestivo de contaminação crustal.

Dois hipóteses são sugeridas para os granitos da região. A primeira supõe que o arco magmático denominado Juruena, inicia com a formação do granito Matupá em 1,87 Ga e prossegue até a idade do granodiorito em 1761 Ma. A variação composicional gerada no período de 1,87 Ga até 1,76 Ga é justificada pela presença de uma crosta heterogênea, retrabalhada durante a subducção.

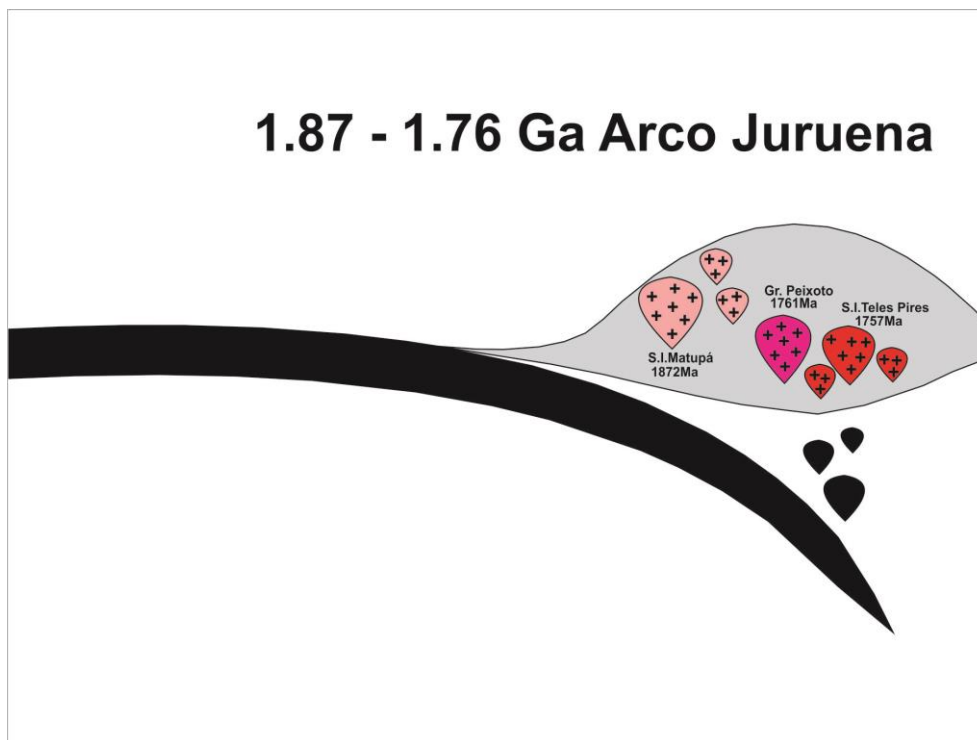


Figura 05- Seção esquemática mostrando um possível cenário para o magmatismo dos granitos estudados (primeira hipótese). O arco magmático denominado Juruena, inicia com a formação do granito Matupá em 1,87 Ga e prossegue até a idade do granodiorito em 1761 Ma.

A segunda hipótese considera que apenas o Monzogranito Matupá foi gerado em ambiente de margem continental ativa, num estágio maduro. O granodiorito provavelmente se originou em estágio pós-colisional, como resultado de fusão de placa litosférica delaminada, seguida de contaminação crustal. A primeira hipótese tem como base a ausência de evidências de zonas colisionais na região. Entretanto na hipótese 2, considera-se que a ausência de assinaturas colisionais pode estar relacionada à exumação crustal ou a carência de estudos geológicos.

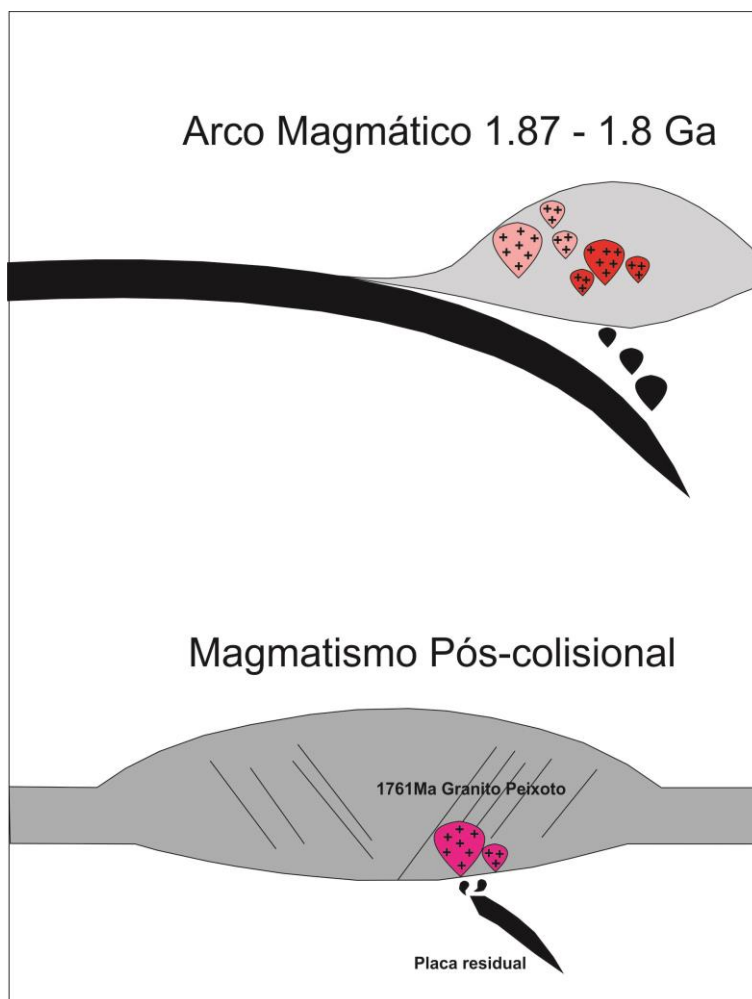


Figura 06- Seção esquemática mostrando um possível cenário para o magmatismo dos granitos estudados (segunda hipótese). Sugerindo que apenas o monzogranito Matupá foi gerado em ambiente de margem continental ativa, num estágio maduro. O granodiorito provavelmente se originou em estágio pós-colisional, como resultado de fusão de placa litosférica delaminada, seguida de contaminação crustal.

CONCLUSÕES

A região de Peixoto de Azevedo é constituída por um embasamento de 1,94 Ga (Paes de Barros, 2007; Miguel Jr. 2011; Silva *et al.*, 2013), uma intrusão de ambiente do tipo margem continental ativa, representado pelo biotita monzogranito de 1,87 Ga correlacionado a Suíte Intrusiva Matupá e uma intrusão tardia de composição granodiorítica (Granito Peixoto) de idade 1,76 Ga, contemporâneos a Suíte Intrusiva Teles Pires.

Estudos geoquímicos do Biotita-monzogranito revelaram tendência cálcio-alcálica de alto K, caráter fracamente peraluminoso, ferroso, de composições similares a granitos do tipo I. Diagramas de Sílica *versus* elementos maiores e traço mostram correlações negativas com maioria dos óxidos, interpretado como uma evolução por fracionamento dos cristais após a fusão, onde plagioclásio, apatita e titanita participaram do processo de cristalização fracionada. O comportamento dos ETR é caracterizado pelo enriquecimento dos ETRL em relação aos ETRP ($La_n/Yb_n \approx 7,13$ a $29,09$), anomalia negativa de Eu (razões Eu/Eu^* entre $0,25-0,40$), reforçando a idéia de cristalização fracionada com participação de plagioclásio. São granitos cuja evolução se deu em ambiente de margem continental ativa, de arco maduro, datados em 1869 ± 9.7 Ma (U-Pb *SHRIMP* em zircão).

O Biotita-granodiorito apresenta caráter metaluminoso à fracamente peraluminoso, são magnesianos a levemente ferrosos, tendência cálcio-alcálica de alto K. Mostram correlações negativas de sílica com a maioria dos elementos maiores e traço, exceto entre Na_2O , CaO , Y e La que apresentam dispersão. O comportamento dos ETR é caracterizado pelo enriquecimento dos ETRL em relação aos ETRP ($La_n/Yb_n \approx 7,6$ a $17,31$), anomalia negativa de Eu (razões Eu/Eu^* entre $0,46-0,72$), sugerindo fusão parcial de uma fonte de composição anfibolítica, onde os ETR pesados ficam como fase residual durante a fusão parcial.

Dois hipóteses são sugeridas para a evolução do Granodiorito. A primeira considera que o arco Jurruena proposto por Duarte, (2012) permanece ativo até 1760 Ma, sendo então o granodiorito a raiz da última fase de arco que se desenvolveu na área.

A segunda hipótese considera que o granodiorito provavelmente se originou em estágio pós-colisional, como resultado de fusão de placa litosférica delaminada, seguida de contaminação crustal.

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem ao PROCAD UFMT-UNICAMP, ao Programa de Pós-Graduação em Geociências da UFMT, o laboratório de Geocronologia da USP, UNB e da Curtin University – Austrália, aos professores da UFMT e a todos os colegas que ajudaram na realização deste trabalho.

Referências bibliográficas

- Abreu, M.C. 2004. Alteração hidrotermal e mineralização aurífera do depósito de Novo Mundo, região de Teles Pires - Peixoto de Azevedo, Província de Alta Floresta (MT) Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas; Trabalho de Conclusão de Curso; 29p.
- Almeida, F. F. M; Nogueira F^o, J. U. (1959) Reconhecimento geológico do Rio Aripuanã. *Boletim. Divisão de Geologia e Mineralogia. Rio de Janeiro*, v.199, p.1-43.
- Assis R.R. 2011. Depósitos auríferos associados ao magmatismo granítico do setor leste da Província de Alta Floresta (MT), Craton Amazônico: tipologia das mineralizações, modelos genéticos e implicações prospectivas. Dissertação de Mestrado, IG/ UNICAMP, 428p.

- Barros, M. A. S. Dezula, S. E. M. Pierosan, R. Prado, E. S. Silva, F. R. Idade U-Pb SHRIMP do Granito Terra Nova, Suite Intrusiva Teles Pires – Província Aurífera de Alta Floresta, Cráton Amazônico 2013. In: 13º Simpósio de Geologia da Amazônia. CD-ROM.
- Bezerra, P. E. L. (1984) Cronoestratigrafia das coberturas proterozóicas do Cráton Amazônico e seu relacionamento com o Supergrupo Uatumã (Amazônia Legal). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33., Rio de Janeiro, 1984. *Anais*. Rio de Janeiro, SBG, v. 3, p. 2125-2138.
- Bonin, B., Azzouni-Sekkal, A., Bussy, F., Ferrag, S., 1998. Alkalicalcic and alkaline post-orogenic (PO) granite magmatism: petrologic constraints and geodynamic settings. *Lithos* 45, 45–70.
- Cordani, U.G.; Teixeira, W.; D'Agrella, M.S.; Trindade, R.I. The position of the Amazonian Craton in supercontinents. *Gondwana Research*, v. 15, p. 396-407, 2009.
- Dardene, M. A. & Schobbenhaus C. 2003. *Metalogênese do Brasil*. Brasília, Ed. Universidade de Brasília, 392 p.
- De La Roche H., Leterrier J., Grandclaude P., Marchal M. 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagrams and major elements analysis - its relationships with current nomenclature. *Chemical Geology*, 29: 183-210.
- Duarte, T. B.; Rodrigues, J. B.; Ribeiro, P. S. E.; scandolara, J. E. 2012. Tectonic evolution of the Juruena magmatic arc between the Aripuanã and Juruena rivers: northwest Mato Grosso State, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, v 42 (4), p. 824-840.
- Frost, B. R., Barnes, C. G., Collins, W. J., Arculus, R. J., Ellis, D. J. & Frost, C. D. (2001). A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of Petrology* 42, 2033–2048.
- Haker, A. 1909. *The natural history of the igneous rocks*. New York, 384 p.
- Harris, N. B. W.; Perarce, J. A. & Tindle, A. G. 1986. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. Geological Society, London, Special Publications, 19: 67-81.
- JICA/MMAJ. 2000. Metal Mining Agency of Japan / Japan International Cooperation Agency. Report on the Mineral Exploration in the Alta Floresta Area, Brazil, Final Report, Projeto Alta Floresta - MT, Japan, March, 137p.
- Lacerda Filho, J., Souza, J. O, Oliveira, C. C., Ribeiro, P. S., Boas, P.F.V., Albuquerque, M.C., Pimentel, M.M., Botelho, N.F. 2001. Geologia e evolução tectônica da região norte de Mato Grosso-Projeto Alta Floresta. In: VII Simpósio de Geologia da Amazônia, 2001, Belém. CD ROM. Belém: SBG Núcleo Norte, p. 3-6.
- Lacerda Filho J.V., Abreu Filho W., Valente C.R., Oliveira C.C, Albuquerque M.C. 2004. Geologia e Recursos Minerais do Estado de Mato Grosso. Escala 1:1.000.000. Goiânia. CPRM. CD-ROM.
- Leite, J.A.D. & Saes, G.S. 2003. Geocronologia Pb/Pb de zircões detriticos e análise estratigráfica das coberturas sedimentares proterozóicas do Sudoeste do Cráton Amazônico. *Geologia USP: Série Científica*, v. 3, n. 1, p. 113-127.
- LEAL, J. W. L.; SILVA, G. H.; SANTOS, D. B.; TEIXEIRA, W.; LIMA, M. I.; FERNANDES, C. A. C.; PINTO, A. (1978) *Geologia*. In: Projeto RADAMBRAZI. Folha SD.20 Porto Velho. Brasília, DNPM p.1-184 (Levantamento de Recursos Naturais, 16).
- Le Maitre R.W. 1989. *A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the systematics of igneous rocks*. Blackwell, Oxford, 193 pp.
- Liegeois, J.P., 1998. Preface—some words on the post-collisional magmatism. *Lithos* 45, 15–17.
- Ludwig, K. R., 2003, *Isoplot 3.00: a geochronological toolkit for Microsoft Excel (revised version)*: Berkeley Geochronological Center, Special Publication, v. 4, 70 p.

- Maniar P.D. & Picolli P.M. 1989. Tectonic Discrimination of granitoids. Geological Society of America Bulletin, 101:635-643.
- Miguel Jr E. 2011. Controle Estrutural das mineralizações auríferas e idades U-Pb das rochas encaixantes ao longo do Lineamento Peru-Trairão: Província Aurífera de Alta Floresta, Mato Grosso. Dissertação, Universidade Estadual de Campinas, Brazil.
- Moreton, L.C. & Martins, E.G. 2003. Geologia e Recursos Minerais da Folha Vila Guarita - Folha SC.21-Z-B. Estado de Mato Grosso. Escala 1:250.000. Brasília: CPRM.
- Moreton L.C. & Martins E.G. 2005. Geologia e Recursos Minerais de Alta Floresta. Vila Guarita. Escala 1:250.000. Brasília, Serviço Geológico do Brasil, CPRM, 68 p.
- Moura, M.A. 1998. O maço granítico Matupá no depósito de ouro Serrinha (MT): petrologia, alteração hidrometal e metalogenia. Instituto de Geociências, UNB. Brasília. Tese de Doutorado. 238 p.
- Moura, M.A., Botelho, N.F. 2002. Petrologia do magmatismo associado à mineralização do tipo ouro pórfiro a província aurífera Juruena -Teles Pires (MT). Revista Brasileira de Geociências, 32(3): 377-386.
- Moura M.A., Botelho N.F., Olívio G.R., Kyser T.K. 2006. Granite-related Paleoproterozoic, Serrinha gold deposit, Southern Amazonia, Brazil: hydrothermal alteration, fluid inclusion and stable isotope constraints on genesis and evolution. Economic Geology, 101:585-605.
- Nakamura K. 1977. Volcanoes as a possible indicator of tectonic stress orientation: principle and proposal. J. Volcanol. Geotherm. Res., 2:1-16.
- Neder R.D., *et al.* 2000. The expedito Massive sulfide Deposit, Mato Grosso, Rev. Bras.Geoc. 30(2), P.222-225.
- Paes de Barros, A.J. 1994. Contribuição a geologia e controle das mineralizações auríferas de Peixoto de Azevedo - MT. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. São Paulo-SP. Dissertação (Mestrado em Geologia Econômica e Hidrogeologia), 145 p.

- Paes de Barros, A.J. 2007. Granitos da região de Peixoto de Azevedo – Novo Mundo e mineralizações auríferas relacionadas – Província Aurífera Alta Floresta (MT). Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Tese de Doutorado, 154p.
- Paces, J. B.; Miller Jr, J. D. Precise U-Pb ages of Duluth Complex and related mafic intrusions, northeastern Minnesota: Geochronological insights to physical, petrogenetic, paleomagnetic, and tectonomagmatic processes associated with the 1.1 Ga midcontinent rift system. *Journal Geophysical Research*, v. 98, p. 13997-14013, 1993.
- Pearce, J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. 1984. Trace discrimination diagrams for the Tectonics Interpretation of granitic rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 69:33-47
- Pearce, J. A. 1996. Sources and Setting of Granitic Rocks. *Episodes* 19, V. 4, p. 120-125.
- Peccerillo, A. & Taylor, S. R. (1976). Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 58, 63–81.
- Pinho, M.A.S.B. 2002. Proposta de nova terminologia estratigráfica para rochas vulcano-plutônicas Paleoproterozóicas do norte do Estado de Mato Grosso, porção ocidental sul do cráton amazônico. *Revista Brasileira de Geociências*. 32 (1):153-156.
- Pinho M.A.S., Chemale Jr. F., Schmus W.R.V., Pinho F.E.C. 2003. U–Pb and Sm–Nd evidence for 1.76–1.77 Ga magmatism in the Moriru region, Mato Grosso, Brazil: implications for province boundaries in the SW Amazon Craton. *Prec. Res.*, 126: 1–25.
- Pupin, J. P. Zircon and Granite Petrology. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. V. 73, p. 207-220, 1980.
- Prado E.S., Barros M.A.S., Pinho F.E.C., Pierosan R. 2013. Granito Terra Nova – petrologia e geocronologia: um granito tipo-A da Província Aurífera Alta Floresta – Cráton Amazônico. *Rev. Bras. Geoc.*, 43(1): 101-116.
- Rizzotto G.J., Quadros M.L.E.S., Bahia R.B.C, Ferreira R.B.C, Lopes R.C, Cordeiro A.V. 2004. Folha SC.21- Juruena. In: Schobbenhaus C., Gonçalves J.H., Santos J.O.S., Abram M.B., Leão Neto R., Matos G.M.M., Vidotti R.M., Santos J.O.S., Hartmann L.A., Gaudette H.E. 1997. Reconnaissance U-Pb in zircon, Pb-Pb in sulfides, and review of Rb-Sr geochronology in the Tapajós gold Province, Pará/Amazonian States, Brazil. In: proceedings of the south American Symposium on Isotope Geology, Ext. Abstracts, pp. 280-282.
- Santos J.O.S., Hartmann L.A., Gaudette H.E., Groves D.I., Mcnaughton N.J., Fletcher I.R.A. 2000. A New Understanding of the Provinces of the Amazon Cráton based on Integration of Field Mapping and U-Pb and Sm-Nd Geochronology. *Gondwana Research*, 3 (4):453-488.
- Santos J.O.S., Hartmann L.A., Faria M.S., Riker S.R., Souza M.M., Almeida M.E., McNaughton N.J. 2006. A compartimentacao do Cráton Amazônico em províncias: avancos ocorridos no período de 2000-2006. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 9. Secao Tematica III, Belem, Pará. CD-ROOM.
- Silva, G.H. et al. 1980. Geologia In: DNPM - Projeto RADAMBRASIL. Folha SC.21 Juruena. Levantamento de Recursos Naturais, Rio de Janeiro, v. 20: 21 – 116.
- Silva M. G. & Abram M.B. (orgs) 2008. Projeto Metalogenia da Província Aurífera Juruena – Teles Pires, Mato Grosso. Informe de Recursos Minerais, Série Ouro, 16. CPRM. Goiânia. 212p.
- Silva, M. G; Abram, M. B; FRASCA, A. A. S. Revisão da Proposta Evolutiva da Província Aurífera Juruena-Teles Pires à Luz de Novos Dados Litoquímicos e Geocronológicos. In: 44 Congresso Brasileiro de Geologia, 2008, Curitiba. Anais 44 Congresso Brasileiro de Geologia, 2008. v. 1. p. 69.
- Silva, F. R; Miguel Jr. E; Barros, M. A. S; Pierosan, R; Pinho, F. E. C; Rocha, M. L. B. P; Vasconcelos, B. R; Dezula, S. E. M; Rocha, J. 2013. Datação U-Pb (SHRIMP) da Rocha Hospedeira da Mineralização de Au do Garimpo Buriti – Região de Peixoto de Azevedo – Província Aurífera de Alta Floresta – MT. XIII Simpósio de Geologia do Centro Oeste. CD-ROM.
- Souza, A.M.M. et al. 1979. Projeto São Manuel, Reconhecimento geológico do limite Pará -Mato Grosso. Brasília. DNPM. 27 p.
- Souza J.O., Frasca A.A.S., Oliveira C.C. (orgs.) 2005. Geologia e Recursos Minerais da Província Mineral de Alta Floresta. Relatório Integrado. Folhas SC.21-V-D, Rio São João da Barra; SC.21-X-C - Alta Floresta; SC.21-Z-A - Ilha 24 de Maio, SC.21-Z-B - Vila Guarita. Escala 1:250.000. CPRM. Brasília. CR-ROM.

- Sun & McDonough W.F., Sun S., Ringwood A.E., Jagoutz E., Hofmann A.W. 1992. Potassium, Rubidium and Cesium in the Earth and Moon and the evolution of the mantle of the Earth. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 56(3):1001-1012.
- SCANDOLARA, J. E.; AMORIM, J. L. J.; RIZZOTTO, G. J.; QUADROS, M. L. E. S.; BAHIA, R. B. C. (1999) Compartimentação tectônica-estratigráfica pré- Cambriana de Rondônia: Subsídios para modelos evolutivos. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 6., Manaus, 1999. *Boletim de Resumos Expandidos*. Manaus, SBG, p.282-285.
- Shand, S. J. (1943). *Eruptive Rocks. Their Genesis, Composition, Classification, and Their Relation to Ore-Deposits with a Chapter on Meteorite*. New York: John Wiley & Sons.
- Stabile-Jr A. 2012. Tipo e distribuição da alteração hidrotermal no depósito aurífero Pé Quente, setor leste da Província Aurífera de Alta Floresta (MT). Trabalho de Conclusão de Curso, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 59p.
- Steiger, R. H.; Jäger, E. Subcommission on geochronology: convention on the use of decay constants in geoand chosmochronology. *Earth Planetary Science Letters*, v. 36, p. 359-362, 1977.
- Streckeisen, A., 1976, To each plutonic rock its proper name. *Earth-Science Reviews*, 12: 1-33.
- Stern, R. A. High-resolution SIMS determination of radiogenic trace-isotope ratios in minerals. In: CABRI, L. J.; VAUGHAN, D. J. (Eds.) *Modern approaches to ore and environmental mineralogy*. Mineralogical Association of Canada, Short course, Série, 27, p. 241-268, 1998.
- Sylvester, P. J. 1989. Post-Collisional Alkaline Granites. *J. Geol.* 97, 261-280.
- Tassinari C.C.G. & Macambira M.J.B. 1999. Geochronological Provinces of the Amazonian Cráton. *Episodes*, 22 (3):174-182.
- Tassinari C. C. G., Bettencourt J. S., Gerales M. C., Macambira M. J. B., Lafon J. M. 2000. The Amazonian Craton. In: Cordani U. G., Milani E. J., Thomas Filho A., Campos D. A. *Tectonic Evolution of South America*, Rio de Janeiro. SBG. p.: 41-95.
- Teixeira W., Tassinari C. C. G., Cordani U. G., Kawashita K. 1989. A review of the geochronology of the Amazonian Craton: tectonic implications. *Precambrian Research*, 42:213-227.
- THOMPSON, J.F.H., SILLITOE, R.H., BAKER, T., LANG, J.R., MORTENSEN, J. K. 1999. Intrusion-related gold deposits associated with tungsten-tin provinces. *Mineralium Deposita*, 34: 323-334.
- Vitório, J.A. 2010. A Suíte Granítica Teles Pires da Província Aurífera Alta Floresta: Características Petrográficas, Geoquímicas e Implicações Metalogenéticas. Iniciação Científica, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, 21p.
- 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.
- Williams I.S. (1998) U-Th-Pb geochronology by ion microprobe. In: McKibben, M.A. Shanks, W.C. and Ridley W.I. (eds) *Applications of Microanalytical Techniques to Understanding Mineralizing Processes*. *Rev. Econ. Geol.*, 7: 1-35.